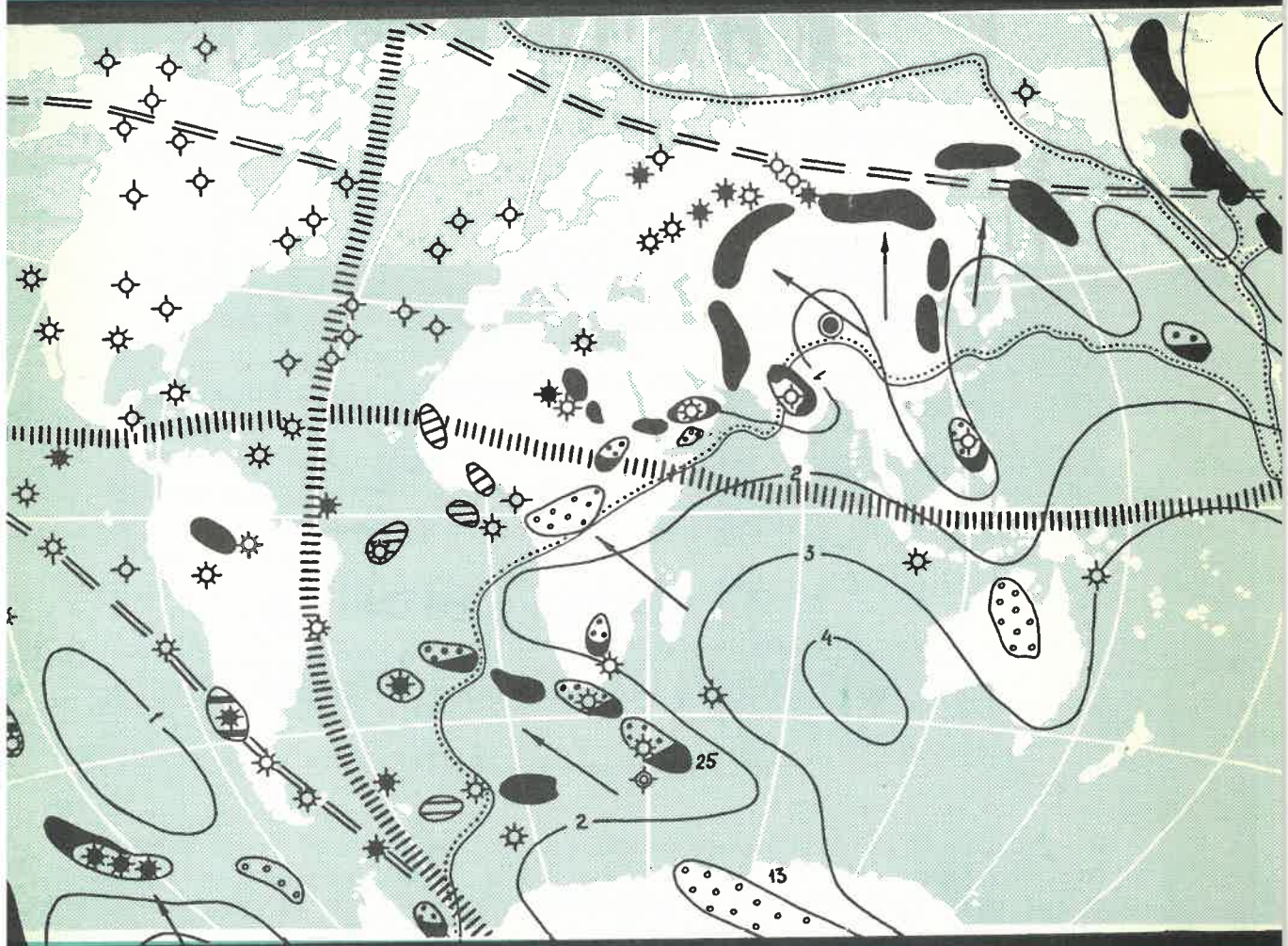


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



9/1994

НЕФТЕГАЗОАККОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА
НОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ НА АЛДАНСКОМ ШИТЕ
КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ
НАФТОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

«ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ»

**Словарь—справочник
по тектонике и глубинному строению**

*Главный редактор
член-корреспондент Российской Академии наук
Л. И. КРАСНЫЙ*



Словарь раскрывает содержание свыше 4000 терминов, охватывающих современные проблемы Земли как космического тела, космогенетические и тектонические гипотезы, глубинное строение и включающих элементы физики Земли и петролого-геохимические аспекты

**Словарь-справочник
выпускает
Санкт-Петербургское отделение
издательства «Недра»**

**Предварительные заказы можно
направлять по адресу:**

*Россия, 199026, Санкт-Петербург,
Средний пр., 74, ВСЕГЕИ, Группа
реализации*

«THE PLANET EARTH»

Reference dictionary of tectonics and deep structure

Editor in chief L. I. KRASNY

Discovered are the meanings of a wide range of notions (more than 4000 terms) which correspond to modern problems of the Earth as a cosmic body, cosmogenetic and tectonic hypothesis, deep structures, included elements of the Earth's physics and petrologo-geochemical aspects

Will be published in 1994 by St.-Petersburg department of «NEDRA»

Order form send to:

Attn.: S. A. Toporets

Russia, 199026, St.-Petersburg, Sredny pr., 74, VSEGEI

Отечественная Геология

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

9/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Калинко М. К.

- Влияние нефтегазоаккумуляции на тектонику месторождений нефти и газа 3

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Седенко С. В., Седенко Е. Г.

- Низкотемпературные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты - новый тип золотого оруденения западной части Алданского щита . . . 11

Бабкина Т. Г.

- О геофизических признаках коренной золотоносности Верхне-Индиго-Ирского района . . . 18

Калинин И. В., Калинин В. М.

- Геоиндикационная модель Базовского золоторудного поля 22

Коробицын А. В.

- Формационно-минерогенетический метод численной оценки перспектив золотоносности . . . 28

Протопопов Г. Х.

- Первые находки рудного золота в Шаманих-Столбовском золотороссыном районе Северо-Востока России 31

Габыева Г. А.

- Кристаллические породы фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок Западно-Якутской алмазоносной провинции 32

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Тарабукин В. П.

- Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Селенняхский по конодонтам (Северо-Восток Азии) . . . 39

МИНЕРАЛОГИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

Кислый А. В., Утробин Д. В.

- Геологическое строение и минерогенез Кавактинского габбро-норитового массива Южной Якутии . . . 47

Архипов В. Н., Кокин А. В., Крылова В. В., Яновский В. М.

- Алабандин в олово-полисульфидных серебряносных жилах Южного Верхоянья 55

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Шалаевская О. А., Верба М. Л., Дик Г. Г.

- Глубинное строение земной коры центральной части котловины Макарова в Северном Ледовитом океане 57

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Кизильштейн Л. Я.

- Экологически опасные концентрации элементов-примесей в углях 63

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Горжевский Д. И., Калинко М. К., Павлов Д. И.

- Типы нефтометаллогенетических провинций и закономерности распределения металлов в нефтях, природных битумах и горючих газах . . . 69

ХРОНИКА

Савостьянов Н. А.

- О XIV Мировом нефтяном конгрессе 72

Памяти Алексея Александровича Беуса 74

Памяти Михаила Кузьмича Калинко 75

Памяти Дмитрия Алексеевича Родионова

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, М.В.Розачева

Сдано в набор 20.09.94. Подписано в печать 18.11.94. Формат 185×270. Бумага мелованная. Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Влияние нефтегазонакопления на тектонику месторождений нефти и газа

М.К. КАЛИНКО (ВНИГНИ)

80 лет назад К.П. Калицкий высказал «кошунственное» даже по тому времени предположение о том, что не нефть мигрирует в антиклинальные складки, а, наоборот, последние образуются там, где накопилась нефть из зарослей подводных трав. Образование складок в месте скопления нефти К.П. Калицкий аргументировал тем, что нефть играла роль смазки, облегчающей формирование антиклинальных складок. В последующие десятилетия никто из геологов-нефтяников не разделял этого предположения и оно «кануло бы в лету», наряду со многими другими, поскольку и теория образования нефти, и практика открытий многих новых месторождений противоречили указанному предположению.

И действительно, большинство из открываемых нефтяных и газовых месторождений, особенно связанных с крупными положительными структурами древнего заложения, свидетельствовали о примате тектоники и подчиненном ей характере процессов нефтегазонакопления. Однако новая нефтегазогеологическая информация позволяет вспомнить о предположениях К.П. Калицкого, еще раз вернуться к данной проблеме и уже на новой основе поставить вопросы: всегда ли и в любых геологических условиях развитие процессов нефтегазонакопления целиком определяется тектоникой и влияют ли эти процессы на условия залегания горных пород?

Возникновение этих вопросов диктуется также и новыми результатами исследований, полученными в ряде областей наук: в геотектонике, сейсмологии, нефтегазовой геологии и разработке нефтяных и газовых месторождений. В геотектонике в свете новой информации надо признать узкими представления о том, что всегда и везде условия залегания осадочного чехла целиком определяются движениями блоков фундамента, происходящими под действием неизвестных сил. В действительности, соотношения между фундаментом и покрывающим его осадочным чехлом более сложные и в разных геологических условиях не одинаковы. Так, в одних случаях движения блоков фундамента определяют условия залегания

пород и формирование в них пликтивных и разрывных дислокаций.

Однако возможны случаи, когда дислокации осадочного чехла вызваны возникающими в нем самыми силами. Еще в 1959—1960 гг. М.К. Хэбберт и У.У. Рубей доказали, что образование взбросов и надвигов обусловлено внедрением в зоны разломов флюидов. В 1973 г. нами была доказана самостоятельность движений соленосных толщ, вопреки существовавшим представлениям о приуроченности каждого соляного штока к разломам в фундаменте [8, 18].

Но, пожалуй, не менее важны результаты изучения современных движений земной коры, согласно которым устанавливается исключительная мобильность земной коры и влияние на ее движения самых различных факторов.

Среди современных движений земной коры выделяются: медленные или вековые, продолжающиеся несколько столетий, и накапливающиеся на них быстрые, сейсмические, а также сложные короткие периодические, связанные с воздействием космических тел (приливы в твердой Земле), изменениями температурных, барических, геотермических условий [12].

Мобильность земной коры обусловлена и весьма чувствительным механизмом изостазии. В.Е. Фадеев [17], рассматривая различные модели, пришел к выводу о том, что изостатическое равновесие может нарушаться изменениями рельефа, причем последние не только изменяют нагрузку пропорционально высоте, но и вызывают сдвиговые напряжения пропорционально градиенту изменения высоты рельефа в квадрате.

Весьма ярко мобильность земной коры проявляется под действием техногенеза. Так, например, увеличение нагрузки вызывает погружение территории Москвы, причем это погружение не является следствием только уплотнения горных пород, а обусловлено именно тектоническими движениями, поскольку за чертой города происходит компенсационное воздымание [4]. Об этом же свидетельствует информация об изменении направлений наклонов и деформация земной поверхности в процессе заложения бе-



Нефтегазоносная провинция (НГП), область (НГО), месторождение	Состав преобладающего флюида	Состав коллектора	Длительность наблюдения, лет	Амплитуда опускания, м
Южно-Каспийская НГП				
Апшеронская НГО				
Сураханское*	Нефть	Терригенный	60	3
Балаханское	«	«	15	0,4—1,5
Сабунчи-Романы				
Биби-Эйбатское*	«	«	70	1,85
Предкавказская НГП				
Анастасиевско-Троицкая НГО	«	«	2	0,12
Днепровско-Припятская НГП				
Днепровско-Донецкая НГО				
Шебелинское	Газ	Ангидрит	17	0,37
Амударьинская НГО	«	«		
Газлийское*	«	Терригенный	19	2,87
Центрально-Европейская НГП				
Североморская НГО				
Экофиск	Нефть	Карбонатный	2—3	3,0
Калифорнийская НГП				
Уилмингтон	«	Терригенный	27	9,0
Лонг Бич Харбор	«	«	20	4,8

* Наблюдались землетрясения.

тона в количестве $4 \cdot 10^6$ т в зоне строительства плотины для Ингурской ГЭС, не одинаковом для блоков, расположенных по обе стороны от разрывного нарушения [1].

На неустойчивость отдельных участков земной коры указывают и многочисленные случаи возникновения землетрясений при заполнении водохранилищ. Весьма важно отметить две особенности указанного процесса: во-первых, избирательный характер его развития — землетрясения происходят при заполнении не всех водохранилищ, а, во-вторых, в тех водохранилищах, при заполнении которых землетрясения возникают, связи последних с интенсивностью заполнения весьма сложные [5].

Известны случаи понижения дневной поверхности и возникновения землетрясений по мере извлечения нефти и газа из месторождений [4, 6, 11]. Многолетние наблюдения показывают сложный характер как самих указанных процессов, так и связей между ними. Понижения дневной поверхности или дна водоемов над месторождениями происходят не повсеместно и не с одинаковыми амплитудами. Среди нескольких десятков нефтяных и газовых месторождений Кавказа понижения дневной поверхности наблюдались на территориях единичных ме-

сторождений. Среди сотен месторождений, расположенных в самых различных акваториях, понижения дна последних фиксировались только в единичных (таблица). Как видно, понижение дневной поверхности или дна акваторий происходит над теми месторождениями, в которых продуктивные горизонты сложены как терригенными неконсолидированными (Апшеронский полуостров, Калифорния), так и консолидированными карбонатными и сульфатными породами (Днепровско-Припятская, Североморская НГО и др.).

Обращает на себя внимание еще одна особенность процессов изменения отметок дневной поверхности над нефтяными и газовыми месторождениями: темпы этого процесса весьма изменчивы во времени, как правило, не зависят от темпов отбора нефти и газа, и иногда погружение сменяется подъемом; таковы результаты 70-летних наблюдений за дневной поверхностью над месторождениями Биби-Эйбат, Сураханы (Азербайджан), Газли (Узбекистан) и др.

Хотя, как установлено, землетрясения во многих случаях вызваны извлечением из недр нефти и газа, связь между указанными процессами не простая, а весьма и весьма сложная. Например, возникновение магни-

туды землетрясений не зависит от количеств и темпов отборов нефти и газа: многие гигантские месторождения, из которых отобраны миллиарды тонн нефти и триллионы кубических метров газа, не вызвали интенсивных землетрясений (Самотлорское, Уренгойское, Ромашкинское, Прудобей, Хасси-Мессауд и др.), в то время как извлечение значительно меньших количеств нефти и газа из недр других месторождений приводило к возникновению крупных землетрясений силой 3—4 балла, а иногда и катастрофических, как например, Газлийское (8 баллов).

На одних месторождениях, как, например, Старогрозненском, сейсмический режим как будто бы зависит от темпов отбора флюидов, на большинстве месторождений, характеризующихся развитием землетрясений, интенсивность последних не зависит от темпов извлечений флюидов из недр.

Также весьма сложная связь существует между интенсивностью, вызываемой разработкой нефтяных и газовых месторождений, землетрясениями и изменениями отметок земной поверхности и дна водоемов над ними. С одной стороны (см. таблицу), с месторождениями, испытавшими значительное погружение, не связаны макроскопические землетрясения (Экофиск, Уилмингтон), в то время как с месторождениями, характеризующимися небольшими скоростями опускания дневной поверхности, связаны землетрясения (Биби-Эйбатское, Газлийское).

Вместе с тем, судя по имеющейся информации, связь между вертикальными смещениями и землетрясениями на одних и тех же месторождениях существует. Так, например, на Газлийском геодинамическом полигоне фиксировались следующие вертикальные движения: с 1964 по 1974 гг. — опускание со скоростью 16 мм/год, с 1974 по 1976 гг. — темп опускания увеличился — 54 ± 7 мм/год. Первые толчки землетрясения были зафиксированы 08.05 и 17.05.1976 г., при этом произошли и горизонтальные подвижки на расстояние до 1 м. С мая по октябрь 1977 г. происходил подъем со скоростью 27 ± 8 мм/год. После прошедшего 05.06.1978 г. катастрофического землетрясения силой 8 баллов началось новое опускание поверхности со скоростью 35 ± 8 мм/год [10].

В многочисленных, посвященных техногенезу, публикациях накопленная информация интерпретируется не одинаково. Так, Х. Гупта [5], проведя расчет, заключил, что при заполнении водохранилищ смещение дна последних составляет первые сантимет-

ры, хотя эпицентры возникающих землетрясений находятся на глубинах 5—10 км. Так же неоднозначна интерпретация информации о смещении дневной поверхности и дна водоемов над разрабатываемыми нефтяными и газовыми месторождениями и возникновении землетрясений. По мнению одних авторов, это происходит за счет уплотнения продуктивных горизонтов по мере извлечения из них флюидов, другие авторы связывают подобные процессы с выносом минеральной части горных пород (песка) нефтью при разработке. Наконец, некоторые авторы не исключают возможности движений блоков фундамента. Так, например, Н.А. Корешков и А.П. Райзман [10], интерпретируя результаты своих наблюдений на Газлийском геодинамическом полигоне, заключили, что смещение по вертикали и горизонтали (до 1 м) произошло в результате тектонического движения блока по зоне разломов, расположенной к северо-востоку от Газли на расстоянии 25—30 км.

Множественность интерпретаций указанной информации очевидно является следствием множественности факторов и геологических условий, влияющих на изменения высот дневной поверхности или дна водоемов при техногенезе, т.е. при разработке нефтяных и газовых месторождений, и заполнении водохранилищ, в общем изменении нагрузки на земную кору. Очевидно, в одних геологических условиях происходящие при этом изменения нагрузок на фундамент не вызывают каких-либо последствий, в других это приводит к уплотнению пород продуктивных горизонтов или пород, залегающих под заполняемыми водохранилищами, вызывающему смещение дневной поверхности, сопровождаемое возникновением землетрясений. Наконец, в более редких случаях изменение нагрузок может приводить к тектоническим подвижкам отдельных блоков. В частности, предположения о возможности тектонических подвижек в результате разработки Газлийского газового месторождения представляются вполне реальными, если учитывать происходящие при этом изменения в нагрузке на фундамент. Поскольку в своде складки суммарная эффективная мощность газонасыщенных пород со средней пористостью 25 % составляет 275 м, нагрузка на фундамент в пределах свода на 831 кН/м^2 меньше, чем за контуром газоносности, расположенном всего в 3—5 км от свода. Следовательно, по мере разработки месторождения, нагрузка на своде возрастает так же, как при заполнении водохранилища, и при этом постепенно ликвидируется существовавшая в тече-

ние длительного времени неравномерность нагрузки в пределах месторождения и за его границами.

О том, что разработка многих месторождений вызывает именно тектонические подвижки, свидетельствует то обстоятельство, что погружение дневной поверхности и дна водоемов происходит на месторождениях, в которых продуктивные горизонты сложены литифицированными породами, как, например, в месторождениях Шебелинка и Экофиск (см. таблицу). Весьма важно, что закачка азота в продуктивные горизонты месторождения Экофиск не отразилась на темпах погружения дна Северного моря над месторождением, вследствие чего пришлось нарастить платформу для эксплуатационных скважин.

Таким образом, можно считать установленным, что в определенных геологических условиях происходящая при разработке нефтяных и газовых месторождений замена легких нефтяных флюидов (в пластовых условиях $0,3\text{—}0,6\text{ г/см}^3$) более тяжелой ($1,0\text{—}1,1\text{ г/см}^3$) пластовой водой может приводить к тектоническим движениям отдельных блоков земной коры. В настоящее время пока нет возможности определить все геологические условия, способствующие развитию указанных процессов: для этого необходимо проведение специальных комплексных исследований — тектонических, инженерно-геологических и нефтегазогеологических. Вместе с тем интерпретация накопленной информации позволяет считать, что главным условием, определяющим влияние смены флюидов в месторождениях нефти и газа, является неустойчивость земной коры, выражающаяся, во-первых, в развитии вертикальных тектонических движений, в основном нисходящих и, во-вторых, в наличии разрывных нарушений, по которым происходят в настоящее время или возможно возобновляются подвижки отдельных блоков.

Если это так, то невольно напрашивается вывод о том, что в указанных выше условиях подобные тектонические движения, но с обратным знаком должны были происходить во время формирования залежей нефти и газа, т.е. тогда, когда пластовые воды замещались более легкими нефтью и (или) газом. Следовательно, можно предположить, что в структурных впадинах, испытывающих нисходящие тектонические движения, те блоки, в которых произошло образование залежей нефти или газа, будут погружаться несколько медленнее, чем блоки, не содержащие таких залежей. А такое дифференцированное погружение приводит к возра-

станию амплитуд и емкостей ловушек, что, в свою очередь, увеличит поступление в них нефти и газа, вследствие чего разность в нагрузках между блоками должна возрастать. Следовательно, в этих условиях процесс формирования залежей нефти и газа приобретает цепной характер и должен развиваться до тех пор, пока в «зоне влияния» таких ловушек в природный резервуар поступают нефть и газ.

Поскольку процессы нефтегазообразования и миграции нефти и газа развиваются дискретно, попеременно прекращаясь и усиливаясь в зависимости от темпов нисходящих тектонических движений, то и заполнение, и дифференциация в темпах погружения различных блоков во время интенсификации движения может то усиливаться, то замедляться. В отдельных случаях этот процесс может приводить к тому, что смежные, отстающие в темпах погружения, блоки образуют как бы самостоятельные положительные структуры (своеобразные валы, флексуры), простирающие которых может не совпадать с общим простираанием пликтивных дислокаций в регионе.

Более того, если в зоне влияния таких блоков масштабы нефтегазообразования значительные, то вполне возможно, что залежи отдельных смежных месторождений как бы сливаются в одну, и таким образом могут формироваться крупные, гигантские и сверхгигантские месторождения. О реальности развития подобных процессов во многих нефтегазоносных провинциях свидетельствуют некоторые особенности в распространении нефтяных и газовых месторождений в ряде нефтегазоносных провинций мира.

В провинциях, приуроченных к краевым платформенным впадинам, смежным с ограничивающими складчатыми системами, наряду с линейно вытянутыми валами или зонами, простирающимися параллельно смежной складчатости, имеются отдельные валы или зоны поднятий, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения, простирающиеся почти перпендикулярно указанному выше направлению. Примерами этому являются простирающиеся в субширотном направлении Мухановский и Кулешовский валы в Волго-Уральской НГП и характеризующиеся распространением нефтяных месторождений, в том числе и гигантских (Кулешовское, Мухановское).

Отмеченные особенности в ориентировке структур, к которым приурочены месторождения нефтяных, характерны и для северной части Западно-Сибирской НГП (рис. 1).

Структуры, к которым приурочены выяв-

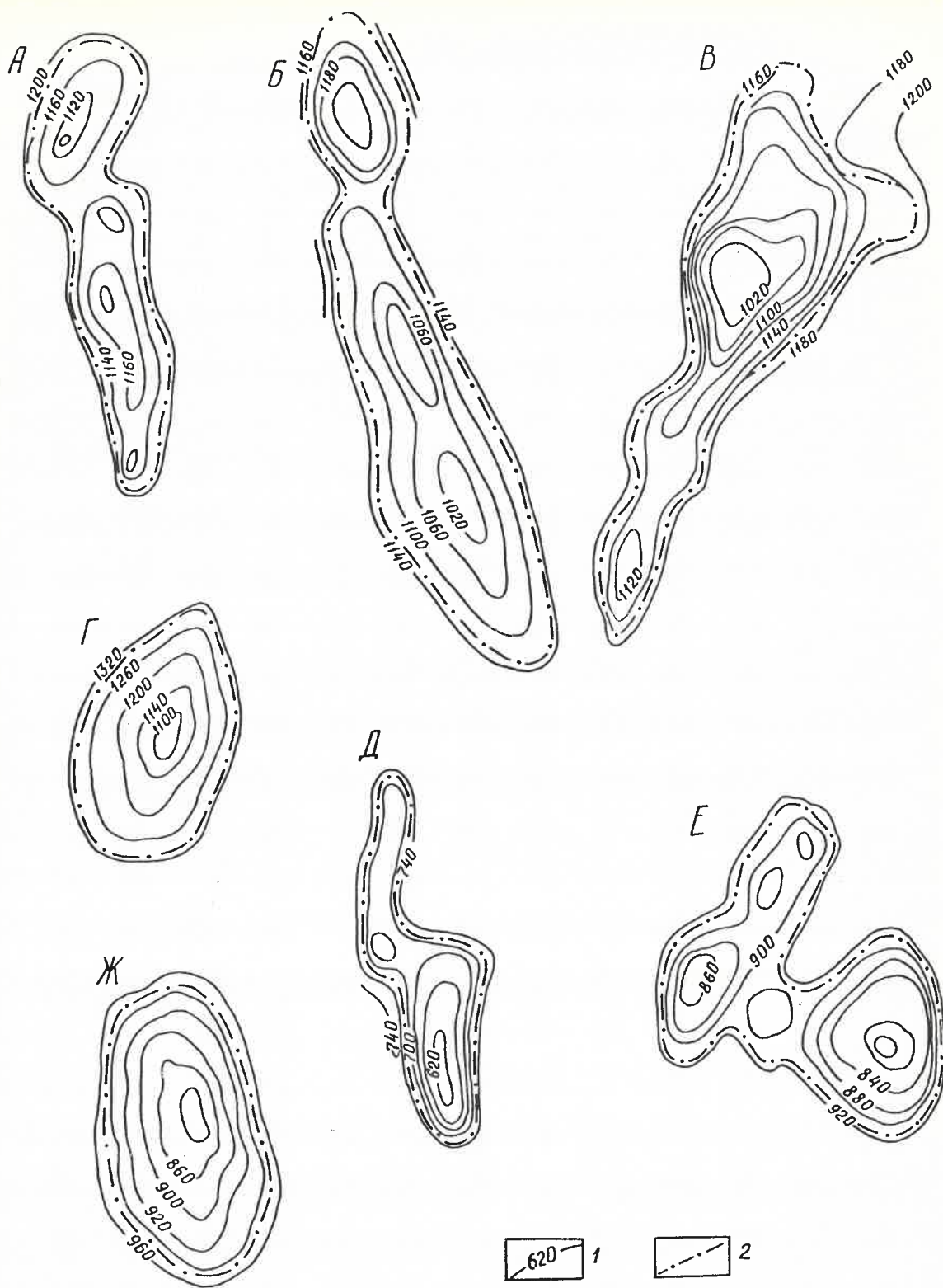


Рис. 1. Структурные карты нефтегазоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных месторождений севера Западно-Сибирской НГП [3]:

1 — изогипсы по кровле сеноманских отложений, м; 2 — газовой и водонефтяной контакты; месторождения: А — Уренгойское, Б — Медвежье, В — Ямбургское, Г — Заполярное, Д — Губкинское, Е — Комсомольское, Ж — Вынгапурское

ленные здесь месторождения, можно объединить в следующие группы: 1) изометричные, куполовидные (Заполярье, Вынгапурское, Арктическое, Харасавейское и др.); 2) неправильной формы (Комсомольское) и 3) линейно вытянутые, ориентированные в субмеридиальном (Уренгойское, Губкинское), северо-западно-юго-восточном (Медвежье), северо-восточно-юго-западном (Ямбургское) направлениях. В вертикальных разрезах первая группа характеризуется простотой строения: это простые куполовидные складки. Что касается складок второй и третьей групп месторождений, то они отличаются сложностью: обычно имеют несколько вершин. Кстати, к ним приурочены наиболее крупные месторождения.

Подобная картина характерна и для другой богатейшей в мире нефтегазоносной провинции — Месопотамской. В ней также наблюдаются три группы положительных структур, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения: 1) линейно вытянутые в Загросском — северо-западно-юго-восточном направлении (почти все месторождения на территориях Ирака и Ирана, а также в Саудовской Аравии, Кхурайс, Абу-Джифаг, Мазами, Манифа и некоторые другие); 2) линейно вытянутые в почти анти-Загросском север-северо-восток—юг-юго-западном направлении (Гхавар, Абкайк, Катиф, Сафания в Саудовской Аравии, Бурган в Кувейте, Парс — в водах Ирана и др.) и 3) почти изометрические, распространенные в основном в акватории Персидского залива (Фередун, Кирус, Северо-Западный свод, Сассан, Умм-Шайф, Закум и др.). При этом крупнейшее в мире нефтяное месторождение Гхавар, расположенное вблизи Аравийского щита, приурочено к многовершинной антиклинальной складке, линейно вытянутой на 220 км при ширине 16—25 км.

Различная ориентировка антиклинальных структур, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения, характерна и для межгорных впадин, что достаточно четко видно на примере Южно-Каспийской НГП (рис. 2). Как видно на этом рисунке, много нефтяных и газовых месторождений приурочено к антиклинальным складкам Большекавказского (северо-запад-юго-восток) направления: Банка Дарвина, о. Артема и далее на Апшеронском пороге, а также Кала, Кюровдаг и некоторые другие. Но, помимо этого, имеются месторождения, приуроченные к складкам, простирающиеся либо в субширотном, либо юго-западно-северо-восточном направлении, как, например, Мишовдаг, Карадаг, Локбатан, Бина-

гады-Чакнагляр-Сулутепе, Балаханы-Сабунчи-Романы и др.

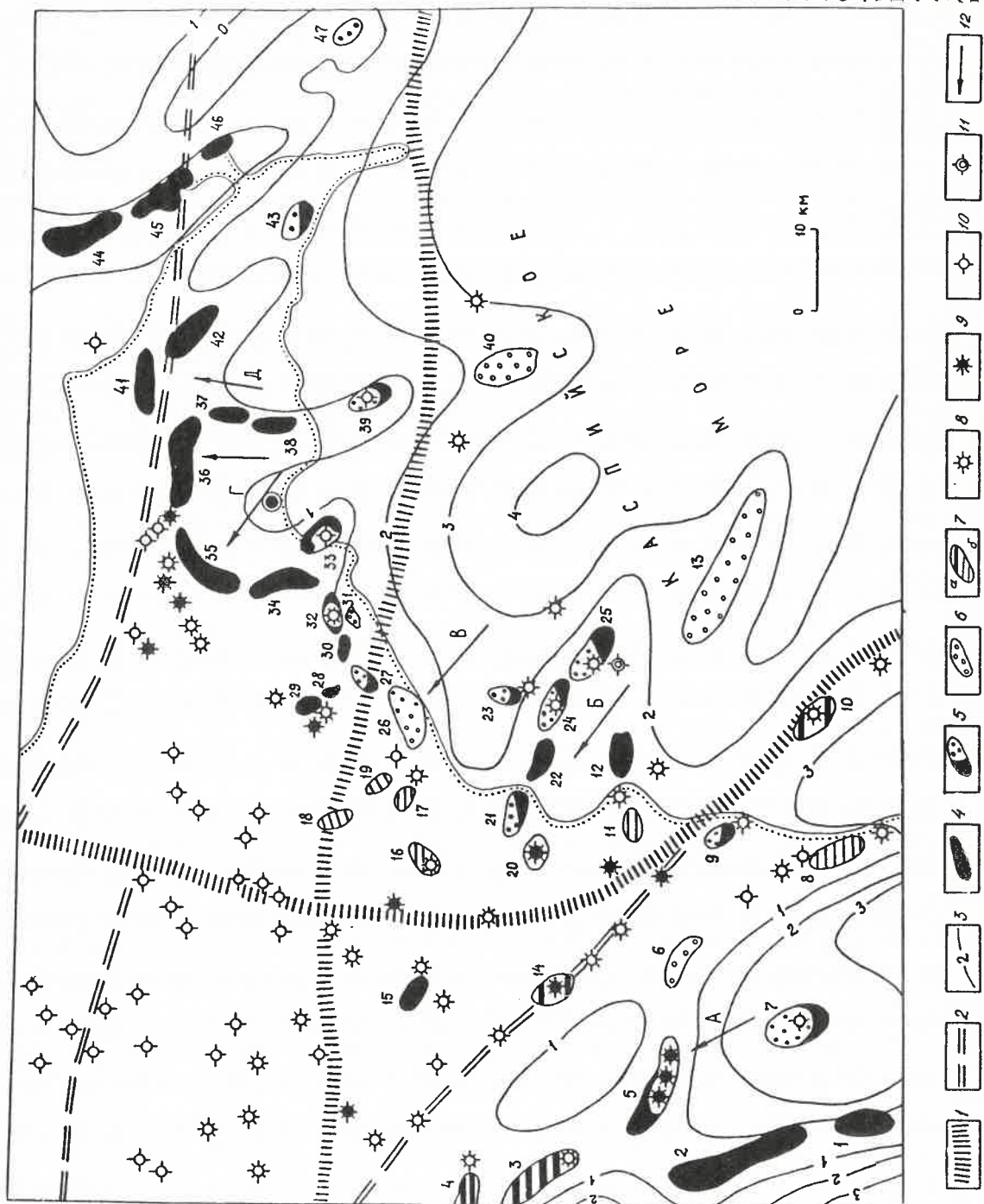
Весьма важно, что цепочки месторождений нефти и газа как бы окаймляют центриклинали малых синклиналей, являющихся своеобразными периферическими ответвлениями Южно-Каспийской впадины: Нижнекуринской, Алятской, Булла-Бахаро-Карадагской, Бакинской и др. Наконец, обращает на себя внимание тот факт, что почти на всех месторождениях, расположенных на самых осевых частях центриклиналей, как правило, развиты грязевые вулканы: Мишовдаг, Карадаг, Бинагады и др.

Обращает на себя внимание еще одна особенность структур ловушек, имеющих секущее к общему простиранию: они, как правило, характеризуются многовершинностью, на что указывают даже названия месторождений: Балаханы-Сабунчи-Романы, Бинагады-Чакнагляр-Сулутепе. Карадагское газоконденсатно-нефтяное месторождение — двувершинное.

Ограниченный объем статьи не позволяет привести примеры других нефтегазоносных провинций мира, в которых нефтяные и газовые месторождения приурочены к положительным структурам, имеющим различную ориентировку и, вероятно, различный генезис. По этой причине отметим лишь некоторые особенности, общие для многих нефтегазоносных провинций мира. Почти в каждой из них, помимо положительных структур, образовавшихся в результате действия различных тектонических сил (латеральных или вертикальных), имеются положительные структуры, формирование которых не может быть объяснено действием только тектонических факторов. Так, например, с геотектонических позиций трудно объяснить формирование линейных складок, протянувшихся на сотни километров, расположенных за сотни километров от складчатых зон, по другую сторону регионального прогиба, как, например, Гхаварская антиклинальная складка. Трудно объяснить с этих же позиций формирование Уренгойского вала. Еще труднее объяснить, почему в самых центральных частях крупных структурных впадин, которые, как правило, характеризуются самыми большими скоростями и амплитудами нисходящих тектонических движений, образуются крупные положительные, не унаследованные (!) поднятия. Ведь это наблюдается почти во всех нефтегазоносных провинциях мира: Месопотамской, Западно-Сибирской, Центрально-Европейской (в частности Североморской нефтегазоносной области), Сунляоской (КНР), Пермской (США), Сахаро-Восточ-

Рис. 2. Карта месторождений нефти и газа юго-восточной части Азербайджана (по карте месторождений нефти и газа Азербайджана под ред. Ш.Ф. Мехтиева и Ф.М. Багир-Заде, 1984 г. с дополнениями автора);

1 — глубинные разломы; 2 — региональные разломы, установленные по данным бурения и геофизики; 3 — изогипсы по кровле продуктивной толщи (средний пластен), км; месторождения: 4 — нефтяные, 5 — газоконденсатно-нефтяные, 6 — газовые и газоконденсатные; 7 — площади, на которых получены промышленные притоки нефти (а), газа (б); грязевые вулканы: 8 — крупные, периодически извергающиеся, 9 — крупные, находящиеся в покое более 100 лет, 10 — мелкие, действующие (сопки, сальзы, грифоны); 11 — потребленные; 12 — направление миграции нафтидных флюидов; центриклинали синклиналей: А — Нижнекуринской, Б — Алятской, В — Булла-Бахаро-Карадагской, Г — Бакинской, Д — Центральноапперонской; месторождения нефти и газа: 1 — Карабагы, 2 — Кюрвдаг, 3 — Малый Харам, 4 — Большой Харам, 5 — Милловдаг, 6 — Калмас, 7 — Кюрсангя, 8 — Бядован, 9 — Пирсатат, 10 — Гарасу, 11 — Дашгиль, 12 — Алят-Море, 13 — Булла-Море, 14 — Солахай, 15 — Умбаки, 16 — Утагы, 17 — Мягчин, 18 — Шишкая, 19 — Анарт, 20 — Дуваный, 21 — Кяниздаг, 22 — Сангачлы-Море, 23 — Дуваный-Море-2, 24 — Дуваный-Море, 25 — о. Булла, 26 — Карадаг, 27 — Кошкана-Новая, 28 — Шонгар, 29 — Карагез, 30 — Пута, 31 — Локбатан-Южный, 32 — Локбатан, 33 — Биби-Эйбат, 34 — Аташка-Шабандаг — Ясамальская долина, 35 — Бинагади-Чакнаглар-Сулутепе, 36 — Балаханы-Сабунчи-Романы, 37 — Сураханы, 38 — Карахур-Зых, 39 — Песчаная-Море, 40 — Бахар, 41 — Бузовна-Маштага, 42 — Кала, 43 — Зира, 44 — Банка Дарвина, 45 — о. Артема, 46 — Горган-Море, 47 — Южная



но-Средиземноморской, Кампусской (Бразилия) и др. Весьма примечательно, что именно к таким структурам почти везде и приурочены самые крупные в регионах месторождения нефти и газа.

Указанные парадоксы становятся объяснимыми, если принять, что на отдельных участках, как было показано выше, на формирование месторождений влияло замедление темпов погружения, а быть может даже и некоторый подъем, которые вызвали слияние смежных месторождений. Так, например, в Западно-Сибирской НГП Уренгойское месторождение образовалось за счет начально возникших сравнительно небольших месторождений, которые в настоящее время приурочены к отдельным вершинам. Особенно наглядным представляется такой же механизм образования Комсомольского газонефтяного месторождения, имеющего в плане неправильную, приближающуюся к серповидной, форму, и как бы объединяющего пять более мелких локальных поднятий. Этим же можно объяснить и неправильные в плане формы Губкинского и Медвежьего месторождений, двувершинный характер Ямбургского, Северо-Комсомольского и других месторождений.

Становится понятным возникновение наиболее крупных поднятий, приуроченных к ним гигантских месторождений именно в наиболее погруженных частях впадин, поскольку в этих частях регионов масштабы нефтегазообразования максимальные. Весьма показателен пример Сунляоской НГП, в центре которой имеется крупное сводовое поднятие с гигантским нефтяным месторождением Дацинг.

Распределение и пространственное положение месторождений в западной части Южно-Каспийской впадины хорошо объясняются миграцией нефти и газа с центральных малых синклиналей и образованием по периферии сперва небольших месторождений, в пределах которых скорости нисходящих тектонических движений были несколько меньше, чем в пределах окружающих территорий. В результате смежные месторождения слились и, наряду с линиями складок общекавказского простираения (северо-запад-юго-восток) образовались линии антиклинальных складок и соответственно месторождений других направлений, перпендикулярных мигрирующим потокам. Снижение вертикальной нагрузки в пределах залежей явилось стимулом, вызывающим развитие других процессов: восходящего движения пластичных толщ и возможного прорыва высоконапорного газа с образованием грязевых вулканов, как это описано

нами ранее [9]. Именно развитие данных процессов в описываемом регионе и привело к образованию диапировых складок и грязевых вулканов, особенно в пределах месторождений, приуроченных к складкам, имеющим поперечное к общекавказскому простираению.

О том, что именно уменьшение нагрузки, связанное в образовании залежей нефти и газа, может вызвать восходящие движения нижележащих пластичных глин, свидетельствует тот факт, что среди всех месторождений нефти и газа Западно-Кубанского прогиба только в самом крупном нефтегазовом Анастасиевско-Троицком месторождении (кстати, расположенном в осевой части прогиба) имеется диапир, сложенный глинами майкопской свиты.

Весьма вероятно, как мы писали об этом ранее, таковы стимулы образования и соляных диапиров [8]. Не исключено, что образование некоторых структурных ловушек стимулируется образованием литологических залежей нефти и газа. Особенно этот механизм «работает» в районах палеоделт, которые первоначально расположены в зонах погружений, а потом, как оказывается, на крупных сводах (например, Самотлорское гигантское нефтяное месторождение и др.). Но это уже предметы самостоятельных статей.

Из изложенного выше следует заключение о том, что, наряду со структурным фактором, обеспечивающим формирование структурных залежей нефти и газа, на параметры самих структур влияют физические, в частности гравитационные, образованные самими залежами. Такой процесс, аналогично галокинезу, можно именовать нафтидокинезом, и нам представляется, что дальнейшие исследования позволят открыть много новых особенностей формирования залежей нафтидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абашидзе В.Г. Исследование наклонов и деформации земной поверхности в зоне тектонических нарушений // *Современные движения земной коры на геодинамических полигонах*. — М., 1981. С. 104—108.
2. Буланже Ю.Д., Никонов А.А. Современные движения земной коры // *Вестник АН СССР*. 1973. № 9. С. 72—81.
3. Газовые и газоконденсатные месторождения СССР / Под ред. И.П. Жабрева. — М.: Недра, 1983.
4. Гофштейн Н.Д. О тектонических движениях земной поверхности // *Советская геология*. 1970. № 4. С. 160—165.
5. Гунта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. — М.: Мир, 1979.
6. Гусейн-Заде О.Д., Яценко В.Р. К исследованию результатов повторного геодезического нивелирования на территории Биби-Эйбатского нефтяного месторождения // *ДАН АзССР*, 1974. Т. XXX. № 8. С. 42—47.

7. Зотов Г.А. Техногенное воздействие разработки нефтяных и газовых месторождений на геологическую среду // Научно-методические и технологические проблемы разработки месторождений со сложными геологическими условиями. — М., 1990. С. 3—11.
8. Калинин М.К. Соленаккумуляция, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 127. С. 132.
9. Калинин М.К. Геология и геохимия нефтяных. — М.: Недра, 1987.
10. Корешков Н.А., Райзман А.П. Состояние и некоторые результаты современных движений земной коры геодезическими методами на Ферганском и Газлийском геодинамических полигонах УзССР // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М., 1983. С. 50—55.
11. Лилиенберг Д.А., Гусейн-Заде О.Д., Яценко В.Р. Блоковая дифференциация тектонических движений и интенсивность добычи нефти и газа на Апшеронском геодинамическом полигоне // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М., 1983. С. 117—128.
12. Мещеряков Ю.А. Вековые движения земной коры, некоторые итоги и задачи исследований // Современные движения земной коры. — М., 1963. № 1. С. 7—24.
13. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988.
14. Панасенко Г.Д. Наблюдения на станции Апатиты наклона, обусловленного прогибом земной поверхности под действием веса возводимого сооружения // Современные движения земной коры. — Тарту, 1965. № 2. С. 390—395.
15. Риктаке Т. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979.
16. Смирнова М.Н. Возбужденные землетрясения в связи с разработкой нефтяных месторождений (на примере Старогрозненского землетрясения) // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. — М., 1977. С. 128—141.
17. Фадеев В.Е. Динамические аспекты изостазии (схемы и модели). — М.: ГИН АН СССР, 1988.
18. Hubbert M.K. and Rubey W.W. Mechanics of fluid filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, 1959. V. 70. No 2. P. 115—166, 167—206.

Принята редколлегией 25 апреля 1994 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.24: 553.411 (571.56)

© С.В.Седенко, Е.Г.Седенко, 1994

Низкотемпературные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты — новый тип золотого оруденения западной части Алданского щита

С.В.СЕДЕНКО, Е.Г.СЕДЕНКО (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

На Алданском щите мезозойский этап рудогенеза является наиболее продуктивным в отношении золотого оруденения, при этом подавляющая часть известных месторождений сосредоточена в Центральноалданском районе. Многообразие типов и масштабность золотого оруденения, вне всяких сомнений, позволяют рассматривать этот район в качестве основной сырьевой базы золотодобывающей промышленности. Однако данный вывод не учитывает, в частности, того, что в значительно меньшей степени изучены золоторудные проявления других перспективных районов Алданского щита.

В последние годы наряду с традиционными для Чаро-Олекминского региона (запад Алданского щита) проявлениями золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций в южной части Угуйского грабена (Токко-Чорудинское междуречье) выявлены золоторудные объекты, связанные с мезозойскими метасоматитами калиевого профиля и локализованные как в нижнепротерозойских образованиях грабена, так и в зеленокаменных и гранитогнейсовых поро-

дах его архейского обрамления. Особенности данных объектов рассмотрены на примере золоторудных проявлений в терригенных породах.

Геологическое строение. В южной части Угуйского грабена по комплексу признаков (ареалы распространения мезозойских магматических пород, участки развития калиевых метасоматитов с проявлением золоторудной минерализации, наличие геохимических и механических ореолов золота) выделена Надвиговая золоторудная площадь, контуры которой частично совпадают с ограничениями грабена. Таким образом, Надвиговая площадь представляет собой субширотную полосу вдоль южной окраины грабена протяженностью порядка 30 км при ширине 6—7 км, сложенную преимущественно (95 %) красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками (граувакковыми аркозами) олонноконской свиты, венчающей разрез нижнего протерозоя Угуйского грабена.

Геолого-структурные особенности рудной площади определяются, во-первых, ее поло-

жением на стыке двух контрастных структур — Угуйского грабена и его архейского обрамления, и во-вторых, приуроченностью к узлам пересечения крупных региональных разломов ортогональной ориентировки, обуславливающих расположение продуктов мезозойской тектоно-магматической активизации и в итоге золоторудной минерализации. Другая особенность Надвиговой площади — ее положение в зоне Южно-Угуйского поддвига, со становлением которого связано образование пологопадающих зон повышенной проницаемости и субширотных локальных грабенов. Поддвиг и сопряженные с ним тектонические структуры окончательно сформировались, вероятно, на втором этапе мезозойской тектоно-магматической активизации (средняя юра) в результате дифференциальных движений глыбовых блоков фундамента. Данные структуры являются дорудными, отдельные из них контролируются синкинематическими пластовыми интрузиями и дайками эгириновых сиенит-порфиров среднеюрского возраста и считаются рудораспределяющими и рудовмещающими. Именно в них локализованы калишпатовые метасоматиты, развитые большей частью по песчаникам и несущие золотое оруденение. В современном эрозионном срезе фиксируются несколько таких зон, образующих эшелонированную на глубину структуру типа минерализованных линейных штокверков. Вероятно их присутствие и ниже уровня земной поверхности.

Практически на всех участках Надвиговой площади в метасоматитах установлены повышенные концентрации золота 0,01—16 г/т. При общей золотонности пологопадающих зон, выполненных метасоматитами, рудные залежи имеют лентообразную форму и, по-видимому, приурочены к пересечению пологих зон с субвертикальными разломами, выступающими в качестве буферных структур. Таким образом, особенности геологического строения, определяющие площадное и эшелонированное на глубину развитие золотоносных метасоматитов, позволяют рассматривать Надвиговую рудную площадь как крупнообъемный золоторудный объект.

Минеральный состав метасоматитов. Золотоносными породами Надвиговой площади являются низкотемпературные метасоматические образования, сформировавшиеся в результате наложения калиевого метасоматоза на различные типы горных пород (песчаники, конгломераты, сиениты). В схеме расчленения метасоматитов наряду с известным подходом к вопросу классификации на основе выделения минеральных параге-

нетических ассоциаций [3] авторы используют термин метасоматическая ассоциация, под которой понимается группа метасоматических пород (фаций), имеющих сходный минеральный состав, но различающихся по их количественным соотношениям. Это положение хотя и имеет отрицательные стороны терминологического характера, но отражает некоторые отличительные особенности метасоматитов рассматриваемого района.

Монотонность разреза олонноконской свиты обуславливает ограниченность видовых разновидностей метасоматитов, характеризующихся достаточно выдержанным минеральным составом на различных участках рудной площади. Среди гидротермально-метасоматических образований резко преобладает лимонит-кварц-калишпатовая минеральная ассоциация площадного распространения.

В отличие от «классических» образцов на рассматриваемых объектах превалируют варианты метасоматической зональности с нечеткими границами между зонами, что не позволяет построить в чистом виде метасоматическую колонку и определяет использование общего термина «метасоматическая ассоциация». Причинами этого могут быть: 1) неравномерная проницаемость пород; 2) наложение на ранее сформировавшуюся метасоматическую зональность минеральных ассоциаций более поздних стадий минерализации; 3) низкая температура растворов, резко усиливающая влияние кинематического фактора и являющаяся причиной незавершенности реакций и сохранения в метасоматитах метастабильных минералов [6], к чему следует добавить и качественно близкий минеральный состав субстрата и продуктов метасоматоза. Эти факторы определяют относительную метастабильность первичных минералов песчаников в метасоматитах, поэтому наряду с новообразованиями в них постоянно присутствуют в переменных количествах обломочные кварц и микроклин. Наличие тектонических текстур (брекчиевые, брекчиевидные) и структур в метасоматитах свидетельствует о том, что процессам метасоматоза предшествовало механическое дробление. Степень предварительного дробления определяет текстурные особенности метасоматитов.

Основными новообразованными минералами метасоматитов являются калишпат, кварц и гидротит (лимонит-кварц-калишпатовая ассоциация). В метасоматитах наблюдается пространственное совмещение калишпатового и кварцевого метасоматоза. Калишпатизация имеет площадное распространение в пределах благоприятных текто-

нических структур и заключается в замещении как цементирующей массы песчаников, так и обломочных зерен. Бурый нерешетчатый калишпат мелкоагрегатного, криптозернистого строения (0,001 — 0,01 мм, редко до 0,1 мм), представлен высококалусовой разновидностью, отвечающей промежуточному ортоклазу. В ассоциации с бурым калишпатом находятся гидрогётит-I и золото раннего этапа.

Процессы окварцевания также имеют площадное распространение в этих структурах, хотя и в несколько меньшем объеме, чем процессы калишпатизации. Кварц-I слагает маломощные разноориентированные прожилки, секущие тонкие жилки и сгустки гидрогётита-I, ассоциирующего с калишпатом. Кварц прозрачный, светло-серого цвета, от тонко- до среднезернистого. Образует пятнистые и мозаичные агрегаты с гранобластовой структурой. С кварцем первой генерации ассоциирует гидрогётит-II и свободное золото.

Кварц второй генерации проявлен локально и слагает прожилки в метасоматитах, слухит цементом в них и выполняет пустоты. Образуются метасоматиты с характерной брекчиевидной текстурой, где обломки лимонит-кварц-калишпатовых метасоматитов сцементированы жильным кварцем, количество которого составляет 15—40 % объема породы. Кварц-II обычно друзовидный, прозрачный, дымчатый до черного, размером 1—2 мм при высоте кристаллов 3—5 мм. Характеризуется достаточно высоким идиоморфизмом кристаллов, укороченных, пирамидальных, «булавовидной» формы. В кварце-II нередко видны структуры роста, свидетельствующие об его образовании в свободном пространстве. Вторая генерация кварца практически стерильна в отношении рудных компонентов и является пострудной.

Как отмечалось, основные рудные минералы — гидроксиды железа, представленные гидрогётитом (до 30 % гётита). Количество его в породе 1 — 12 %. Содержания других рудных минералов, в частности пирита, крайне низкие (менее 1 %). Гидрогётит-I образует неравномерно рассеянную вкрапленность в породе, пространственно тяготея к микронкам дробления с алевритовой и субмилонитовой массой калишпатового состава. Мелкие зерна (0,05—0,3 мм) группируются в сгустки, гнезда, слагают вкрапленные и сплошные тонкие прожилки. Гидрогётит-II развит в виде гипидиоморфных зерен или линзовидных прожилков в жилках кварца-I или на контакте их с боковой породой. Образуется в результате перекристаллизации гидрогётита-I. Установ-

ленный факт перекристаллизации гидрогётита можно относить к доказательствам его эндогенного генезиса, а наличие мелких идиоморфных зерен пирита без следов замещения в гидрогётите-II свидетельствует о его более позднем возрасте образования в сравнении с гидроксидами. Появление гипогенных гидроксидов железа возможно в условиях повышенного окислительно-восстановительного потенциала.

Золото в метасоматитах встречается как в цементирующей лимонит-калишпатовой массе, так и в кварцевых прожилках первой генерации. В основном все золотины неправильной формы, среди которых выделено два типа: тонкогубчатые и комковидно-угловатые в комбинации с пластинчатыми.

Губчатое золото тонкое и мелкое, размер золотинок от 0,01 до 0,3 мм, цвет бледно-желтый. Изучение в полированных шлифах показало, что строение его микропористое. Характер структуры обусловлен цементацией золотом раздробленного или зернистого жильного минерала. Образование таких форм могло происходить за счет выщелачивания вещества замещаемых минералов под воздействием золотоносных растворов. В отдельных золотилах сохраняются многочисленные мельчайшие включения силикатного материала, имеющего полуугловатые формы и по химическому составу отвечающего ортоклазу. В большей части золотинок ортоклаз полностью выщелочен, и зерна приобретают губчатое строение с поверхности и микропористое внутри. В сростаниях с золотом встречается ортоклаз, ортоклаз + гидрослюда. Сростаний с сульфидами и псевдоморфными продуктами их окисления не установлено. В то же время довольно часто пирит образует мельчайшие (5—10 мкм) включения в золоте. Форма включений изометричная, каплевидная. В пористых зернах, где полностью выщелочен ортоклаз, пирит сохраняется в неокисленном виде, т.е. образование таких плотноконсервированных микровключений, скорее всего, связано не с захватом ранее образовавшихся сульфидов, а с кристаллизацией их из микропорций растворов непосредственно в золоте. Химический состав губчатого золота характеризуется вариациями содержаний серебра от 15 до 21 % при средней пробе 820. Присутствие меди не установлена при чувствительности анализа 0,01 %. Данный тип золота условно назван калишпатовым.

Золото комковидно-угловатое в комбинации с пластинчатым имеет несколько большую размерность (0,25—0,5 мм), цвет желтый, темно-желтый. Пористость в золоте отсутствует. В виде включений отмечаются

1. Средний химический состав метасоматитов Надвиговой рудной площади, %

Оксид	Песчаник	li-ksp	ksp	q-ksp	ksp-q	q	10-V
SiO ₂	76,09	62,00	72,87	76,78	81,03	86,81	75,70
TiO ₂	0,39	1,89	0,44	0,38	0,34	0,31	0,17
Al ₂ O ₃	11,14	12,40	11,57	9,91	7,64	4,68	11,26
Fe ₂ O ₃	2,80	11,00	3,14	2,53	2,00	1,36	0,44
FeO	0,51	0,25	0,51	0,49	0,55	0,82	0,56
MnO	0,07	0,17	0,05	0,06	0,01	0,03	0,00
MgO	0,61	0,13	0,13	0,08	0,07	0,13	1,10
CaO	0,57	0,13	0,13	0,09	0,05	0,20	0,55
Na ₂ O	2,61	0,11	0,23	0,35	0,26	0,24	0,20
K ₂ O	3,16	10,85	9,43	7,83	6,27	3,84	9,19
P ₂ O ₅	0,07	0,17	0,13	0,10	0,09	0,09	0,03
П.п.п.	1,53	1,97	0,88	0,76	0,79	0,44	0,70
Сумма	99,55	101,07	99,51	99,36	99,10	98,95	99,90

П р и м е ч а н и е . Группы метасоматитов лимонит-кварц-калишпатовой ассоциации: li-ksp — лимонит-калишпатовые, ksp — калишпатовые, q-ksp — кварц-калишпатовые, ksp-q — калишпат-кварцевые, q — кварцевые, 10-V — калишпатовый метасоматит по юрским песчаникам, Куранахское рудное поле.

пирит, аналогичный описанному, и кварц, который наблюдается и в сростаниях с золотом. Эти формы отнесены к кварцевому типу, характерному для золота, образующегося в кварцевых жилках при наличии пустот и трещин. От губчатого золота данные морфологические разновидности отличаются более темным цветом и имеют более высокую пробность. Содержание серебра в нем 10—15 % при средней пробе 860. Достаточно часто в золоте обнаруживается присутствие меди (0,01—0,12 %). По содержанию меди оно относится к бедным и среднебедным группам, распространенным на малоглубинных месторождениях [7].

Гипергенные новообразования в золоте всех типов проявлены в незначительной степени. В отдельных золотилах в полированных срезах отмечаются тонкие (1—5 мкм) прожилки и ксеноморфные пятна более темного цвета, пробность в которых повышается до 990.

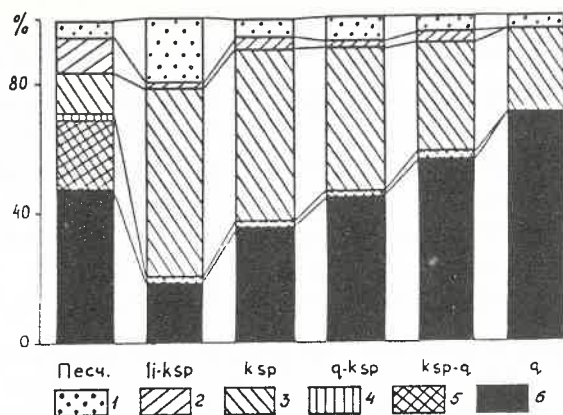
Таким образом, по набору новообразованных минералов и стадийности проявления процессов метасоматоза лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты близки к метасоматитам золоторудных проявлений куранахского типа, но имеют и ряд отличий. В них, во-первых, не установлены такие характерные для куранахских объектов минералы, как адуляр и «рисовидный» кварц, во-вторых, основной рудный минерал представлен не пиритом, а гидроксидами железа эндогенного типа, и, в-третьих, золото находится преимущественно в свободной форме. Примечательно, что пробность и морфологические формы золота метасоматитов

Надвиговой площади подобны таковым на куранахских проявлениях, но там губчатые формы характерны для новообразованных в условиях гипергенеза золотин, в то время как для Надвиговой площади их морфология обусловлена особенностями минералообразования.

Петрохимические особенности метасоматитов. Средние химические составы песчаников олонноконской свиты Надвиговой площади и лимонит-кварц-калишпатовых метасоматитов по ним приведены в табл. 1, при этом последние по соотношению основных породообразующих минералов разделены на пять групп, отражающих тенденции метасоматического преобразования песчаников.

Необходимо отметить, что в связи с метастабильностью первичных минералов и особенностями новообразованных, разделение выполнено на основании расчетов субмодальных составов по методике О.М.Розена [8], возможности применения которой определяются минеральным составом метасоматитов. Гидрогетита нет в названиях разновидностей, исключая первую группу, но по процентному содержанию гидроксиды в оставшихся группах занимают третью позицию, что позволило объединить метасоматиты в лимонит-кварц-калишпатовую ассоциацию, противопоставив ей пирит-калишпатовые метасоматиты.

В сравнении с неизмененными песчаниками в метасоматитах отмечается привнос калия при одновременном выносе натрия, кальция и магния, причем тенденция к их выносу четкая и устойчивая. Содержание



Изменение содержаний минералов при метасоматозе песчаников:

1 — гётит; 2 — иллит; 3 — калишпат; 4 — плаггиоклаз; 5 — альбит; 6 — кварц

глинозема прямо пропорционально содержанию калия, т.е. он практически полностью идет на образование калиевого полевого шпата. Содержание кремнезема варьирует в широких пределах (66—92 %) и, что характерно, наблюдается обратная зависимость в содержаниях калия и кремнезема, что отражено в минеральном составе метасоматитов (рисунок).

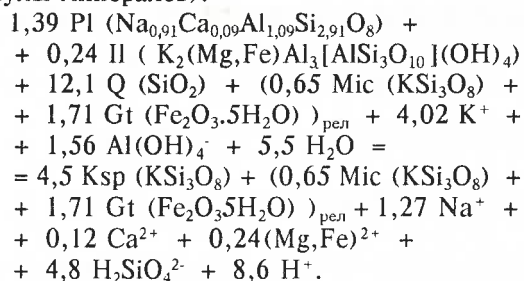
При сравнении исходных пород с калишпатовыми (и лимонит-калишпатовыми) метасоматитами наблюдаются увеличение суммарного содержания калиевых полевых шпатов (реликтовый микроклин + бурый калишпат) и снижение свободного кварца при практически полном замещении плаггиоклаза и гидрослюда. Это отражает первую тенденцию в метасоматическом преобразовании песчаников — калишпатизацию. В трех других группах изменяется лишь соотношение кварца и калиевых шпатов, выраженное в росте содержаний первого за счет вторых. Вариациями других минералов можно пренебречь. Этот процесс обусловлен развитием в породе жильного кварца, причем только в метасоматитах кварцевой группы q он представлен поздним «булаво-видным» кварцем, что указывает на их относительный возраст и некоторую обособленность в ряду метасоматитов лимонит-кварц-калишпатовой ассоциации.

Более сложен вопрос о взаимоотношении калишпатовых ksp и калишпат-кварцевых ksp-q метасоматитов, которые характеризуются качественно сходным минеральным составом, различаясь числом прожилок гранулированного кварца-I. Необходимо отметить, что сравнение пород на основе их химического состава, выраженного в про-

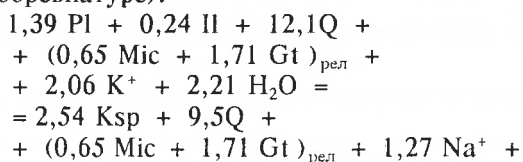
центах (массовая доля) на 100 г порошка, хотя и имеет положительные стороны, но достаточно однобоко. Так, большой процент (массовая доля) вещества в общем случае не означает и большего абсолютного содержания этого вещества в конкретной породе в сравнении с другими [9]. Поэтому для сравнения химизма метасоматитов и вмещающих пород, определения баланса вещества при метасоматозе рассчитан их химический состав, выраженный в объемно-атомных интрамилах F_i^v (табл.2).

Из приведенных материалов следует, что в сравнении с вмещающими песчаниками калишпатовые, кварц-калишпатовые и калишпат-кварцевые разности метасоматитов характеризуются в разной степени выносом кремнезема, привнос которого наблюдается только в поздних кварцевых метасоматитах с «булаво-видным» кварцем. Вероятно, при формировании этих трех разновидностей метасоматитов (ksp, q-ksp и ksp-q), несмотря на явно видимое окварцевание, привноса в систему минералообразования кремнекислоты не происходило. При калишпатизации песчаников возникал некоторый избыток SiO_2 , который реализовался в виде новообразований кварца в трещинах и открытых пустотах.

Реакция полного изобъемного замещения (калишпатизации Ksp) песчаника олонконской свиты, включающие (в %): кварц Q 23, плаггиоклаз Pl № 9 23, микроклин Mic 12, гидрослюда — иллит Il 11, гётит Gt 6 и прочие минералы 2, — складывается из частных реакций замещения плаггиоклаза, гидрослюда и кварца при реликтовых микроклине и гётите (в скобках приняты формулы минералов):

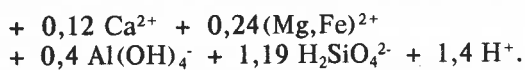


Однако привноса в систему алюминия, как следует из табл. 2, не происходит, его количество даже уменьшается, поэтому не происходит и замещение кварца. Реально наблюдаемая изобъемная реакция выглядит следующим образом (в минеральной аббревиатуре):



2. Химический состав песчаников олонноконской свиты и метасоматитов по ним в объемно-атомных интрамиллах

Порода	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	O	Сумма
Песчаник	23,71	0,09	4,02	0,71	0,12	0,02	0,41	0,18	1,54	1,22	0,01	54,40	86,43
ksp	21,50	0,09	3,86	0,69	0,10	0,01	0,05	0,04	0,10	3,52	0,03	52,12	82,11
q-ksp	22,50	0,10	3,31	0,70	0,10	0,01	0,03	0,02	0,17	2,97	0,02	53,03	82,96
ksp-q	23,27	0,08	2,64	0,46	0,12	0,00	0,03	0,02	0,17	2,25	0,02	52,79	81,85
q	24,50	0,09	1,69	0,22	0,19	0,00	0,07	0,10	0,05	1,58	0,03	53,30	81,82



Из этой реакции видно, что в правой части (в метасоматитах) уменьшается содержание кварца, т.к. реакция калишпатизации гидрослюда и анортитовой составляющей плагиоклаза происходит при условии заимствования недостающего кремнезема из системы реакции. Однако в обоих случаях при изообъемной калишпатизации в остаточных растворах наблюдается избыток кремнекислоты, которая может быть и, вероятно, была реализована в виде свободного кварца в трещинах и пустотах при изменении физико-химических условий минералообразования.

Таким образом, несмотря на проявление двух тенденций в метасоматическом преобразовании песчаников — калишпатизации и окварцевания — нет достаточных геологических и петрохимических данных, позволяющих говорить о существенном временном разрыве в процессе гидротермально-метасоматического преобразования исходных пород (что фиксируется на Куранахском рудном поле [4]). Скорее, существует стабильность минералообразования в рамках одного процесса. В поздних «кварцевых» метасоматитах золоторудных проявлений Куранахского рудного поля типоморфным минералом является адуляр, который рассматривается как продукт перекристаллизации раннего бурого калишпата [4]. В метасоматитах Надвиговой площади адуляр не установлен. Устойчивость бурого калишпата, возможно, объясняется близостью по времени проявления процессов калишпатизации и окварцевания (кварц-I) в сходных физико-химических условиях, при которых кварц-I и бурый калишпат были равновесными, причем источником кремнекислоты служили замещаемые породы. В обоих районах гидротермально-метасоматическое преобразование исходных пород завершается образованием кварца второй генерации, обладающего типоморфным «булавовидным» обликом.

Золотоносность метасоматитов. Вне зависимости от исходного субстрата гидротермально-метасоматические образования На-

двиговой площади характеризуются повышенной золотоносностью в сравнении с вмещающими их породами. Отсутствие или низкие содержания золота в измененных породах с невысокими концентрациями калия говорит о генетической близости процессов оруденения и метасоматоза — сопряженный тип. Очевидно, оруденение представляет собой результат более интенсивного и концентрированного воздействия тех же растворов, под действием которых проходило и метасоматическое преобразование вмещающих пород.

Как отмечалось, метасоматиты лимонит-кварц-калишпатовой ассоциации характеризуются вариациями в содержании золота от 0,01 до 16 г/т. Выделенные минеральные разности различаются и по степени общей золотоносности. По абсолютным значениям и частоте встречаемости «граммовых» проб по площади наиболее золотоносными являются калишпат-кварцевые метасоматиты. Среднее содержание металла в них 1,8 г/т при диапазоне значений от 0,05 до 16 г/т. Частота встречаемости «граммовых» проб составляет 59,1 %.

Средние концентрации золота в других разностях достаточно близки между собой. Так, в калишпатовых метасоматитах установлен диапазон содержаний 0,02—7,2 при среднем 0,4 г/т (процент «граммовых» проб 13,8 %); в кварц-калишпатовых соответственно 0,02—5,6, в среднем 0,52 г/т (17,6 %); в кварцевых — 0,01—7,0, в среднем 0,32 г/т (7,7 %). Отдельные высокие содержания золота в кварцевых метасоматитах определяются изначальной золотоносностью метасоматитов, на которые наложено позднее окварцевание.

Таким образом, если исходить из средних содержаний, то наблюдается увеличение золотоносности пород в направлении от калишпатовых к калишпат-кварцевым метасоматитам. Золото имеет положительную корреляционную связь с кремнеземом и отрицательную с калием, глиноземом и кальцием. На минеральном уровне для средних содержаний золота рассматриваемых групп метасоматитов наблюдается положительная корреляция золота с кварцем и отрицатель-

ная с калиевым шпатом и в меньшей степени с гётитом. Повышенная частота встречаемости ассоциации кварц + золото объясняется следующим. Кремнезем при метасоматическом процессе — избыточный компонент, что приводит к самой поздней кристаллизации кварца. Золото в силу самородности накапливается в поздних продуктах кристаллизации там же, где и кварц. При калишпатизации песчаников для осаждения из растворов второстепенных, в т.ч. рудных, компонентов благоприятны условия вступления раствора в полости, которые впоследствии были залечены жильным кварцем первой генерации. С таких позиций объяснима повышенная золотоносность калишпат-кварцевых метасоматитов.

Вместе с тем, если рассматривать конкретные типы метасоматитов, то, во-первых, высокие концентрации золота встречаются во всех группах, а во-вторых, внутри этих групп положительной или отрицательной корреляции между содержаниями золота и кремнезема, глинозема, калия и оксидного железа не наблюдается. Отсутствует она и на минеральном уровне. Это может быть объяснено несколькими причинами. Во-первых, при статистических обсчетах не учитывалось сосуществование метастабильных и новообразованных минералов, что несомненно, затушевывает корреляционные связи между золотом и другими компонентами внутри групп метасоматитов. Во-вторых, принимая вариант сопряженного оруденения, можно предположить, что процесс метасоматоза сопровождался внутриминерализационными подвижками, носившими дискретный характер. Нарушение сплошности вмещающей среды и связанное с этим падение давления, проявленное на фоне кислотно-основной и температурной эволюции растворов, благоприятствовали интенсификации процесса минералообразования на локальных участках.

Таким образом, повышенная золотоносность калишпат-кварцевых метасоматитов определяется закономерностями эволюции сопряженных процессов метасоматоза и оруденения, а некоторые отклонения от этого обусловлены интенсификацией процесса минералообразования на локальных участках.

Кратко касаясь геохимических особенностей метасоматитов, отметим, что по набору «надкларковых» элементов лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты подобны метасоматитам Куранахского рудного поля. С увеличением содержаний золота одновременно возрастают концентрации серебра, свинца, мышьяка и молибдена. Данные элементы — положительные элементы-инди-

каторы золотого оруденения. Золото-серебряное отношение в метасоматитах с ростом содержаний золота изменяется от 1:12 до 1:3, т.е. рудные образования Надвиговой площади относятся к золотому типу и можно говорить о золотой специализации метасоматитов.

На основании данных корреляционного анализа в первом приближении рассчитана схема геохимической зональности золото-рудных проявлений Надвиговой площади. В связи с особенностями геологического строения (пологая форма залегания рудных тел и их ярусное развитие) использован нетрадиционный метод расчета геохимической зональности, базирующийся на корреляционном анализе. Теоретические основы этого метода рассмотрены А.В.Кокиным [5]. Базируясь на расчете суммарных векторов корреляционных связей элементов-индикаторов и их ранжировании, он получил обобщенный ряд геохимической зональности:

As — Mo — Sn — Zn — Pb — Au — Ag.

Большое число «нижнерудных» индикаторов, ограниченное количество элементов фронтальной зоны и «средне-верхнерудная» позиция золота в ряду геохимической зональности в общем виде характеризуют зональность близповерхностных золоторудных месторождений, сформировавшихся в парагенетической связи с самостоятельными малыми интрузиями. Это подтверждают и данные вакуумной декрепитации, согласно которым температурный диапазон формирования метасоматитов лежит в пределах 230—270 °C.

Итак, анализ минерального состава, петро- и геохимических особенностей метасоматитов Надвиговой рудной площади позволяет сделать вывод, что формирование метасоматитов и рудных образований происходило в результате взаимодействия низкотемпературных богатых калием растворов с вмещающими породами, претерпевшими предварительное дробление. По геологическому положению, парагенетическим связям с комплексом щелочных интрузий калиевого профиля и рудной специализации наиболее близкие аналоги золоторудных проявлений Надвиговой площади — месторождения куранахского типа. Однако между ними имеется и ряд существенных различий, главные из которых заключаются в близости по времени проявления процессов калишпатизации и окварцевания, крайне низкой сульфидности метасоматизирующих растворов и повышенном окислительно-восстановительном потенциале при минерало- и рудообразовании, что определяет преимущественное выделение золота в самородном

виде. Последнее позволяет рассматривать низкотемпературные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты в качестве нового типа золотого оруденения западной части Алданского щита.

На Алданском щите в разрезе тектоносферы продуктивное золотое оруденение совпадает с субгоризонтальным региональным уровнем мезозойского магматизма, который в разных частях региона занимает различные геологические уровни («курахский», «лебединский», «учурский») [2]. Проведенные исследования позволяют наметить еще один уровень — «угуйский», причем золотое оруденение локализовано не только в терригенных породах Угуйского грабена, но и в архейских образованиях его обрамления. Имеются предпосылки для установления проявлений данного типа золотого оруденения и в других районах Алданского щита [1].

На основании имеющихся материалов в юго-западной части Угуйского грабена прогнозируется крупнообъемный золоторудный объект с невысокими содержаниями полезного компонента, вместе с тем минералогические особенности метасоматитов предполагают поиски в Южно-Угуйском районе концентрированного золотого оруденения,

примером которого может служить рудная зона грабен-долины руч. Таборный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюлькин Г.В., Седенко С.В., Седенко Е.Г. Золотоносные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты западной части Алданского щита // Тектоника и металлогения зон активизации (структур дива): Материалы II Международного симпозиума. Тез. докл. Благовещенск, 1991. Ч. 2. С. 76—77.
2. Ветлужских В.Г. Признаки закономерной локализации кварц-малосульфидных гидротермалитов в Алдано-Становом регионе // Минералогия Приамурья. Владивосток, 1989. С. 27—34.
3. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматоз и рудообразование. М., 1978. С. 9—28.
4. Казаринов А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений курахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М., 1969. С. 125—135.
5. Кокин А.В. Возможности корреляционного анализа для установления вертикальной геохимической зональности эндогенного оруденения // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якутск, 1983. С. 91—95.
6. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
8. Розен О.М., Нистратов Ю.А. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Сов. геология. — 1984. № 3. С. 76—83.
9. Рудник В.А. Объемно- и нормативно-атомные петрохимические пересчеты. — М.: Недра, 1978.

УДК 550.83:553.41

© Т. Г. Бабкина, 1994

О геофизических признаках коренной золотоносности Верхне-Индибирского района

Т.Г.БАБКИНА (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Данный вопрос активно прорабатывался на протяжении последних 25 лет изучения региона средне-мелкомасштабными геофизическими съемками. Прежде всего отмечались глобальные критерии, в соответствии с которыми Верхне-Индибирский золотоносный район, как и остальные золотоносные районы республики Саха (Якутия), тяготеет к сверхрегиональному минимуму поля силы тяжести, обусловленному разуплотнением (латеральными неоднородностями) земной коры, включая верхнюю мантию вплоть до астеносферы. Основным фактором разуплотнения предполагалась гранитизация с образованием очагов анатектического плавления, обусловивших восхождение рудно-магматических колонн по зонам повышен-

ной проницаемости земной коры (в первую очередь, по восстанию разломов глубокого заложения), что и способствовало формированию коренных месторождений золота в мезозое-кайнозое [3]. Образование золоторудных месторождений связывалось в основном с начальной стадией развития магматического очага, характеризующейся внедрением малых интрузий [4], состав которых по мере развития очага менялся от основных до более кислых (штокс гранодиоритов, реже диоритов и гранитов).

В рамках мобилистских представлений магматизм складчатых мезозойских определялся как результат коллизии континентального блока (или Верхоянской пассивной континентальной окраины) и островной ду-

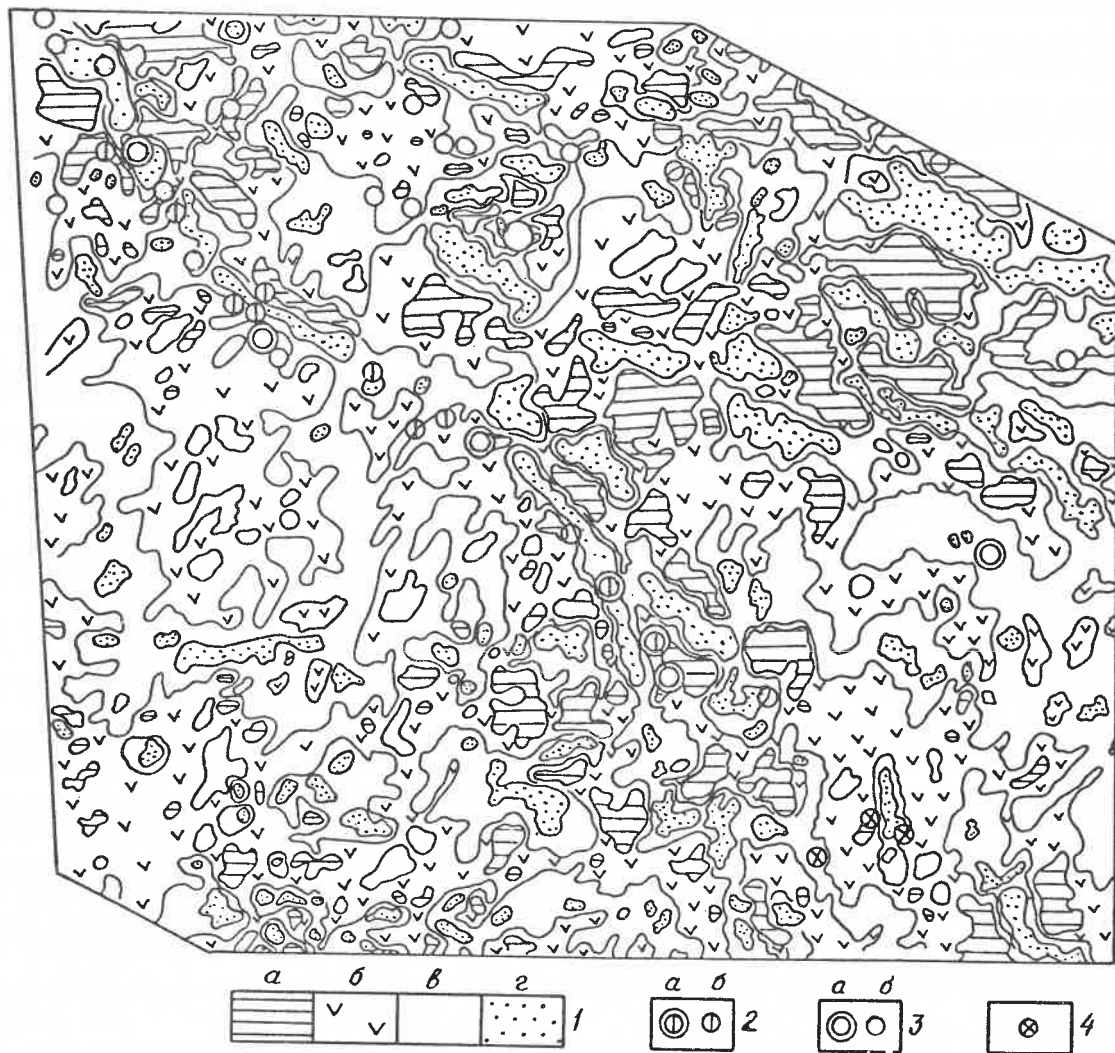


Рис. 1. Схема аномалий магнитного поля Верхне-Инди́гирского района, м-б 1:1 500 000:

1 — участки с уровнями магнитного поля, нТл: а — менее -80, б — -80...-30, в — -30... + 20, г — более 20; 2 — золото-сурьмяные месторождения (а) и проявления (б); 3 — золото-кварцевые месторождения (а) и проявления (б); 4 — золото-серебряные и серебряные проявления

ги, развивавшейся со средней юры до конца мелового периода [2]. Здесь интрузии, с которыми пространственно ассоциирует образование малосульфидной золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций, рассматриваются как производные мантийно-коровых расплавов, возникающие при плавлении неодинаковых по составу субстратов, и отнесены к породам гранодиорит-гранитной ассоциации [5]. В любом варианте отмечается корреляция разнотипной рудной минерализации с различными по характеру проявлениями мезозойского магматизма.

Поэтому геофизические материалы, особенно полученные при средне-крупномасштабных съемках, тщательно анализировались в целях выделения любых погребенных интрузий. Но и данные фрагментарно выполненной высокоточной аэромагнитораз-

ведки с квантовыми, а затем и протонными магнитометрами не позволили установить критерии рудоразмещения или набор критериев для разных формационных типов месторождений. В основном они подтвердили (уточнили) уже сложившиеся представления, суть которых схематично отражена на рис. 1. Спектр характеристик магнитного поля, фиксирующих поисковые объекты, довольно широк: зона локальных минимумов магнитного поля (золото-антимонитовое месторождение Сарылах, золото-кварцевое — Пиль), изометрический максимум (золото-антимонитовое рудопроявление Ким), линейные максимумы (золото-антимонитовое месторождение Малтан, месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации Базовское, Жданое, Сохатиное и др.), участки «спокойного» поля (золото-кварцевые



Рис. 2. Схема геологического строения и золотоносности Верхне-Инди́гирского района (м-б 1:500 000, составлена по материалам производственных подразделений ЯГПСЭ):

1 — кайнозойские отложения; 2 — прдняя юра, терригенные отложения; средняя и нижняя юра; 3 — терригенные отложения, 4 — вулканы; 5 — триас, терригенные отложения; 6 — верхний палеозой, терригенные отложения; магматические образования: 7 — меловые гранитоиды, 8 — позднеюрские диориты, 9 — позднеюрские-меловые субвулканические породы (а — лавы и туфы кислого состава, б — дациты); 10 — разрывные нарушения; 11 — геологические границы; 12 — россыпи золота; проявления и месторождения золота: Б — Базовское, Бд — Бадран, Ж — Жданное, К — Ким, М — Малтан, П — Пиль, С — Сарылах, Сх — Сохатинское, Т — Тан, Тл — Талалах, Х — Хангалас; ост. усл. обозн. см. рис. 1

месторождения Талалах, Бадран, Хангалас) и т.д.

Существует несколько точек зрения, объясняющих снижение эффективности аэромагниторазведки на поисковом этапе работ: широкий диапазон масштабности проявления мезозойского магматизма и петромагнитных характеристик его продуктов, генетически связанных с рудообразованием, что и обусловило неоднозначность результатов их картирования данным методом; отсутствие для отдельных типов оруденения пространственной и генетической связи с магматизмом; зависимость магматического

контроля оруденения от уровня проникаемости рудовмещающих структур, при увеличении которой разобщенность магматических и рудных образований в рудно-магматической колонне возрастает.

Естественно, что в связи с изложенным особое внимание при интерпретации геофизических материалов уделялось выделению разномасштабных систем разрывных нарушений. Поскольку геофизические критерии выявления разломов чрезвычайно многочисленны, а однотипных признаков по данным первичной интерпретации материалов региональных работ не обнаружено, такой

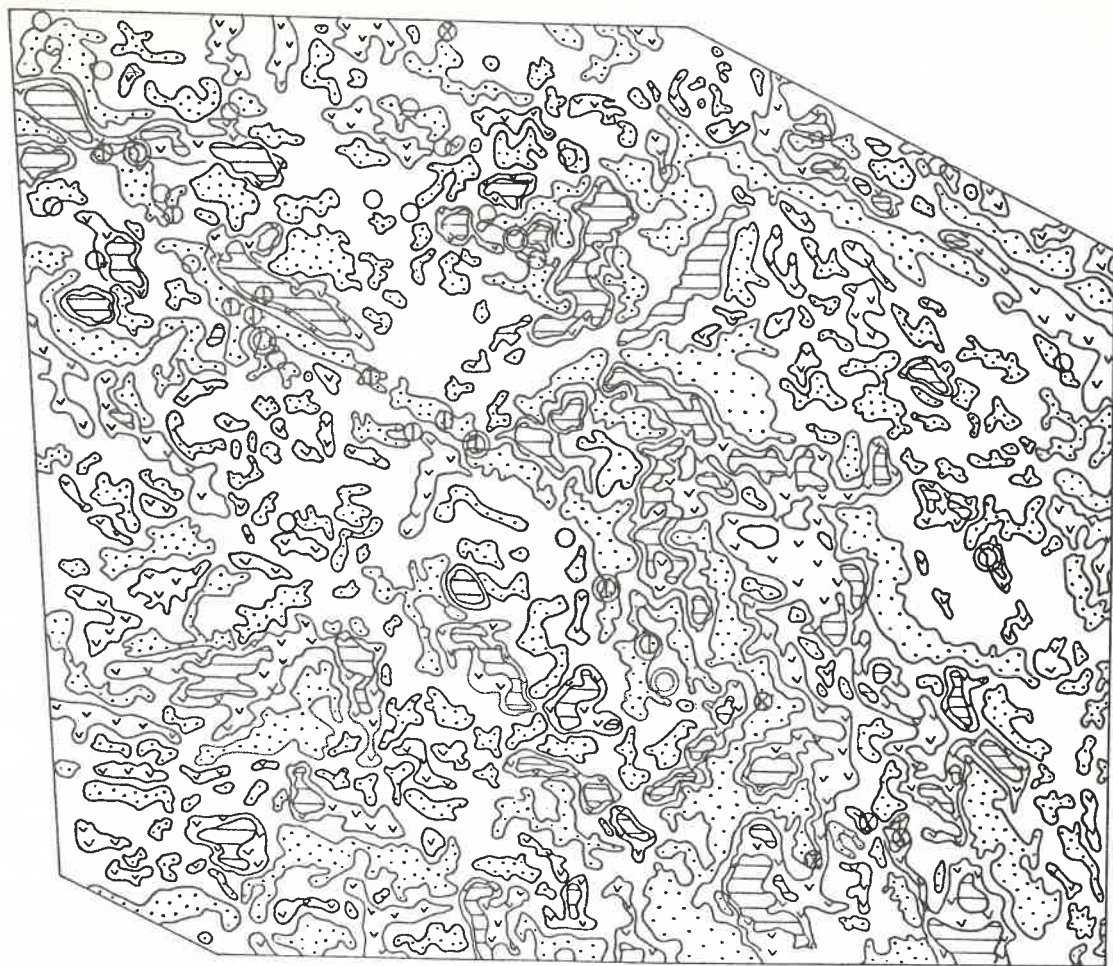


Рис. 3. Схема гравитационных локальных аномалий Верхне-Инди́гирского района, радиус усреднения 5 км (м-б 1:1 500 000):

участки с уровнями локальной составляющей, мгал: 1 — менее -3; 2 — -3... -1; 3 — -1... +1; 4 — более 1; ост. усл. обозн. см. рис. 1

подход эффективен только для выяснения контроля уже известных объектов, но не для прогнозирования новых. Зато анализ локальной составляющей поля силы тяжести (с учетом аномалий, амплитуда которых сопоставима с погрешностью съемки, а проверка на коррелируемость обеспечена соответствующими размерами палетки) позволяет в качестве рудоконтролирующих объектов выделить по данным гравиметрической съемки м-ба 1:200 000 слабоконтрастные максимумы интенсивностью порядка 0,8—2 мгал.

Визуально группирование поисковых объектов возле зон повышенных значений локальной составляющей поля силы тяжести прослеживается при сопоставлении схематичных геолого-геофизических данных, приведенных на рис. 2 и 3 (изучен только юг

Верхне-Инди́гирского района, т.к. севернее гравиметрическая съемка м-ба 1:200 000 еще не проведена). Статистически (по более детальным среднемасштабным картам) их пространственная коррелируемость характеризуется коэффициентом 0,75 (75 %). Однако геологическая основа данной корреляции не ясна.

Уверенно интерпретируются локальные минимумы, обусловленные (см.рис.3) небольшими гранитоидными массивами (вскрытыми или неглубоко залегающими), размеры которых сопоставимы с радиусом усреднения 5 км, или наименее плотными разностями интрузивных пород в пределах крупных массивов.

Незначительным по распространенности аномалеобразующим фактором может быть изменение гипсометрии рельефа основания

рыхлых отложений. Из источников положительных локальных аномалий в изучаемом районе известны только отдельные штоки диоритов.

По-видимому, интрузивные породы среднего и, возможно, основного состава распространены гораздо шире, чем показано на рис. 2 (в частности, в основании юрских грабен в юго-западной части площади, с которыми четко пространственно коррелируются максимумы локальной составляющей гравитационного поля), но, очевидно, с ними не могут быть связаны все представляющие поисковый интерес структуры поля силы тяжести. Вместе с тем, маршрутные петрофизические исследования не выявили закономерных плотностных неоднородностей в осадочных терригенных отложениях верхоянского комплекса, которыми в основном сложены рудоконтролирующие зоны дислокаций — возможные геологические аналоги изучаемых гравитационных аномалий.

Можно только отметить, что с выделенной в Сарылахском рудном узле доорогенной плагиориолитовой формацией поздне триасового возраста, в других складчатых областях генетически связаны колчеданные месторождения [1]. Поэтому, несмотря на отсутствие в пределах исследуемых аномальных зон видимых следов сульфидной инерализации, можно предположить скрытый ее характер, т.к. повышенное содержание таких минералов, как пирит, пирротин, халькопирит с их высокой удельной плотностью вполне способно обеспечить наблюдаемые слабоконтрастные аномалии, даже при их небольшой концентрации (1—2 %). А повышенная золотоносность пирита и пирротина из аналогичных образований уже ус-

тановлена ранее для многих узлов с коренными и россыпными рудопроявлениями золота.

Возможно, увеличение плотности терригенных пород обусловлено повышенным содержанием тяжелых минералов-акцессоров, таких как арсенопирит. По-видимому, не исключена и возможность изменения в рудоконтролирующих зонах текстуры пород верхоянского комплекса в связи с более интенсивной складчатостью в их пределах.

Очевидно, этот вопрос требует специальных исследований, но и на этой стадии работ геофизические данные позволяют более объективно использовать геолого-геохимические критерии рудоконтроля, лежащие в основе металлогенического районирования территории востока Якутии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.А. Самородное золото Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Верхояно-Колымских мезозой / Л.М.Парфенов, Г.Н.Гамянин, В.А.Трунилина, Я.В.Яковлев // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.ХV. Металлогения Сибири. М., 1988. С. 179—188.
3. Калинин В.М., Шаров Г.Н. К вопросу о связи магматизма и оруденения в Верхояно-Колымской складчатой системе // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения. Якутск, 1980. С. 25—38.
4. Шаров Г.Н., Балакишин Г.Д. Космофотогеологические и геофизические исследования в связи с прогнозированием золотоносности Якутии // Вопросы геологии минералогии и геохимии золотого оруденения. Якутск, 1980. С. 40—49.
5. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Типизация поздне мезозойских кислых интрузивных ассоциаций Восточной Якутии // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан, 1988. С. 157.

УДК 553.3:528.88

© И.В.Калинин, В.М.Калинин, 1994

Геоиндикационная модель Базовского золоторудного поля

И.В.КАЛИНИН, В.М. КАЛИНИН (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Базовское рудное поле — одно из золоторудных объектов в верховьях р. Индигирка. Оно входит в состав Базовского рудно-россыпного узла, расположенного в зоне сочленения Иньяли-Дебинского синклинория и Эльгинского района складчато-глыбовых структур, во влиянии Адыча-Тарынского глубинного разлома. Площадь Базовского

рудного узла сложена триасовыми песчаниками и сланцами верхоянского терригенного комплекса. Общие геолого-структурные особенности узла определяются разрывными нарушениями, связанными с интенсивными тектоническими дислокациями в погранично-переходной зоне между геологическими районами разного структурно-тек-

тонического типа. Рудоконтролирующая и рудоподводящая структура, вероятно, выражена системой разветвленных трещин, зон смятия, дробления и т.д., сопровождаемой подобными же оперяющими структурами. В определенных условиях трещинные элементы этих структур являются рудовмещающими.

Собственно Базовское рудное поле образовано тремя рудоносными кварцево-жильными зонами, прослеженными на расстояние 500—600 м и названными по относительному взаиморасположению Восточная, Центральная и Западная. В 400 м севернее на продолжении Восточной зоны прослежено на 100 м проявление кварцево-жильных тел, названное зоной Новая. Зоны простираются в субмеридиональном (Восточная) и северо-северо-западном (Центральная и Западная) направлениях. Рудоносные зоны представляют собой систему взаимосвязанных ветвящихся крутопадающих жил, зон дробления и минерализации, приуроченных к системам разрывных нарушений. Рудные тела характеризуются разными мощностью, протяженностью, элементами залегания. Отдельные наиболее мощные рудные тела могут быть относительно выдержаны по простиранию и падению, однако и их протяженность не превышает 100 м. В целом простирание рудных тел северо-северо-западное при крутом падении на юго-запад и северо-восток под углами 50—80°. Рудоносные зоны в целом имеют аналогичное положение с преимущественным общим падением на северо-восток. Ширина их, прослеженная горными выработками, колеблется от 100 (Восточная зона) до 20 м и менее.

Характером и положением рудоносных зон, прослеженных поверхностными горными выработками, собственно и ограничиваются сведения о структуре Базовского рудного поля. Ландшафтные условия его отличаются наличием сплошного плаща рыхлых четвертичных отложений, мощность которых достигает 2 м и более при почти полном отсутствии обнажений коренных пород. Это обстоятельство практически исключает возможность сколько-нибудь достоверной расшифровки структуры рудного поля обычными методами маршрутных геологических исследований, а также традиционными методами дешифрирования крупномасштабных аэрофотоснимков (АФС). Поэтому для решения этой задачи были использованы методы геоиндикационного моделирования путем соответствующей обработки материалов аэрофотосъемки.

Традиционное применение АФС ограничивается в основном фиксацией геологиче-

ских тел, выходящих на земную поверхность в благоприятных для дешифрирования ландшафтных условиях. Разработка и развитие теории геоиндикационного моделирования [4, 6] значительно расширили сферу использования АФС как в смысле возможности применения их в самом широком диапазоне ландшафтных условий, так и в смысле решаемых геологических задач. Среди способов построения геоиндикационных моделей особое значение имеет линейный анализ, поскольку линейные элементы ландшафта дешифрируются наиболее просто и не изменяют свои свойства (ориентировку, протяженность) в разных природно-территориальных комплексах. Кроме того, процедура выделения линейментов и анализа линейментного поля достаточно легко алгоритмизируется. Все известные методы линейментного анализа, среди которых наиболее распространены методы В.М.Будько, Р.А.Кукушкина, А.А.Рукояткина [3, 5, 8], предполагают выделение геологических тел по различию степени деформированности слагающих их горных пород. Это часто вносит путаницу в интерпретацию результатов моделирования, т.к. степень деформированности зависит не только от свойств самих пород, но и прежде всего от степени тектонических напряжений в них. Видимо, поэтому указанные методы чаще всего используются для построения моделей в районах с простым геологическим строением, где свойства пород и тектонические напряжения не меняются слишком часто и одновременно.

Разработка предлагаемого метода линейментного анализа направлена на устранение этого недостатка. Теоретическим обоснованием метода послужило следующее.

1. Рисунок линейментной сети отражает рисунок трещиноватости горных пород [1].

2. Степень и характер деформированности пород, отраженные в рисунке трещиноватости, зависят как от интенсивности и ориентировки тектонических напряжений, так и от литолого-петрографических особенностей пород [2, 7].

3. Длина трещины соответствует глубине ее заложения (1:1). Развитие трещины происходит от точки ее заложения вверх. Следовательно, рисунок совокупности трещин определенной градации длин несет информацию о породах, расположенных на определенной глубине [8].

Суть предлагаемой методики заключается в выделении из общего рисунка линейментной сети его составляющей, связанной только со свойствами пород — их литологическими и петрологическими особенностями.

Для этого рисунок линеamentной сети аппроксимируется закономерной $\sigma_{\text{зак}}$ и случайной $\sigma_{\text{сл}}$ дисперсиями частоты встречаемости линеamentов разных азимутальных групп. Закономерная дисперсия характеризует степень анизотропии, а случайная — степень неоднородности физико-механических свойств пород. Анализируя таким образом рисунок линеamentной сети разных градаций длин в контуре обзора с заданным радиусом по заданной регулярной сети, можно получить представление об изменении анизотропии и неоднородности по вертикали и латерали.

Геологически неоднородность и анизотропию физико-механических свойств пород можно ассоциировать соответственно с литологической неоднородностью пород [2] и со степенью линеаризации их структуры, которая, в свою очередь, является одним из основных показателей степени деформированности [7]. Таким образом, разработанная нами методика позволяет судить об изменении степени деформированности пород и, независимо от нее, об изменении их литологической неоднородности. Проявлением неоднородности могут быть вариации песчанистости или степени вторичных изменений в исследуемом объеме пород и т.д. Проявлением линеаризации может быть, например, сланцеватость и другие, более тонкие, микроструктурные особенности. Порядок неоднородности и линеаризации определяется размером контура обзора, а также рангом анализируемых линеamentов, который, в свою очередь, связан с масштабом используемых МАКС.

Исходным материалом для построения геоиндикационной модели Базовского рудного поля послужили материалы аэрофотосъемки масштаба 1:5000. Для анализа линеamentного поля, отдешифрированного на этих снимках, были выбраны контур обзора радиусом 50 м и сеть расчетов 50×50 м. Градации длин линеamentов взяты через 5 м: 0—5, 5—10 и т.д. до 30.

Геоиндикационная модель, построенная с использованием показателей рисунка линеamentного поля $\sigma_{\text{зак}}$ и $\sigma_{\text{сл}}$, позволяет судить о структуре рудного поля и выявить некоторые ее особенности, связанные с закономерностями распределения оруденения. Геоиндикационные построения, проведенные с использованием показателя $\sigma_{\text{сл}}$ по своему содержанию близко соответствуют традиционным геолого-структурным построениям (рис. 1). Корреляция значений $\sigma_{\text{сл}}$ для разных градаций длин линеamentов между соседними точками расчетов позволила выделить стратиформные геоиндикационные зо-

ны высоких (0,5—1) и низких (менее 0,5) значений $\sigma_{\text{сл}}$, соответствующие литолого-стратиграфическим горизонтам, различающимся по степени неоднородности физико-механических свойств слагающих их пород. Среди таких зон выделяются четыре ярко выраженные, мощные, легко опознающиеся в разных частях рудного поля. Эти зоны использовались как опорные литолого-стратиграфические горизонты. Разрывные нарушения выделялись как линии, вдоль которых происходит потеря корреляции значений $\sigma_{\text{сл}}$ между соседними точками. Построенная геоиндикационная модель не противоречит фрагментарным полевым наблюдениям и хорошо увязывает их между собой. Анализ этой модели позволил определить строение Базовского рудного поля как сочетание пликативных и дизъюнктивных структурных элементов, формирование которых происходило предположительно в три этапа.

На первом этапе сформировалась синклиналь широтного простирания. Эта структура практически полностью «переработана» в последующие два этапа. Сохранились лишь ее реликты в западной части рудного поля — фрагмент южного крыла и ядро складки. Эти структурные элементы хорошо выражены на профиле III (см. рис. 1).

На втором этапе на месте широтной синклинали возникла меридионально ориентированная сундучная антиклиналь, которая в пределах площади рудного поля представлена частью пологого свода и крутого восточного крыла. Перегиб свода к крылу фиксируется несколькими складчатыми выступами брахиформного типа, образующими единую меридиональную брахиформно-антиклинальную зону, и сопровождается северо-восточными и субмеридиональными разрывными нарушениями сбросовой кинематики.

На третьем этапе формировались мелкие линейные складки северо-западного, реже северо-восточного направления. Эта складчатость сопряжена с протяженными разрывными нарушениями сбросово-сдвиговой кинематики запад-северо-западного и восток-северо-восточного направления.

Особый интерес, прежде всего с поисковой точки зрения, представляют аномально-высокие значения $\sigma_{\text{сл}}$ (см. рис. 1), выявляемые чаще всего в изолированных точках сети расчетов, реже прослеживаемые в нескольких соседних точках, образующих зону. Такие значения $\sigma_{\text{сл}}$ характеризуют участки развития пород крайне неоднородных по физико-механическим свойствам и, тем самым, благоприятных для формирования открытых трещин, в которых могут локализо-

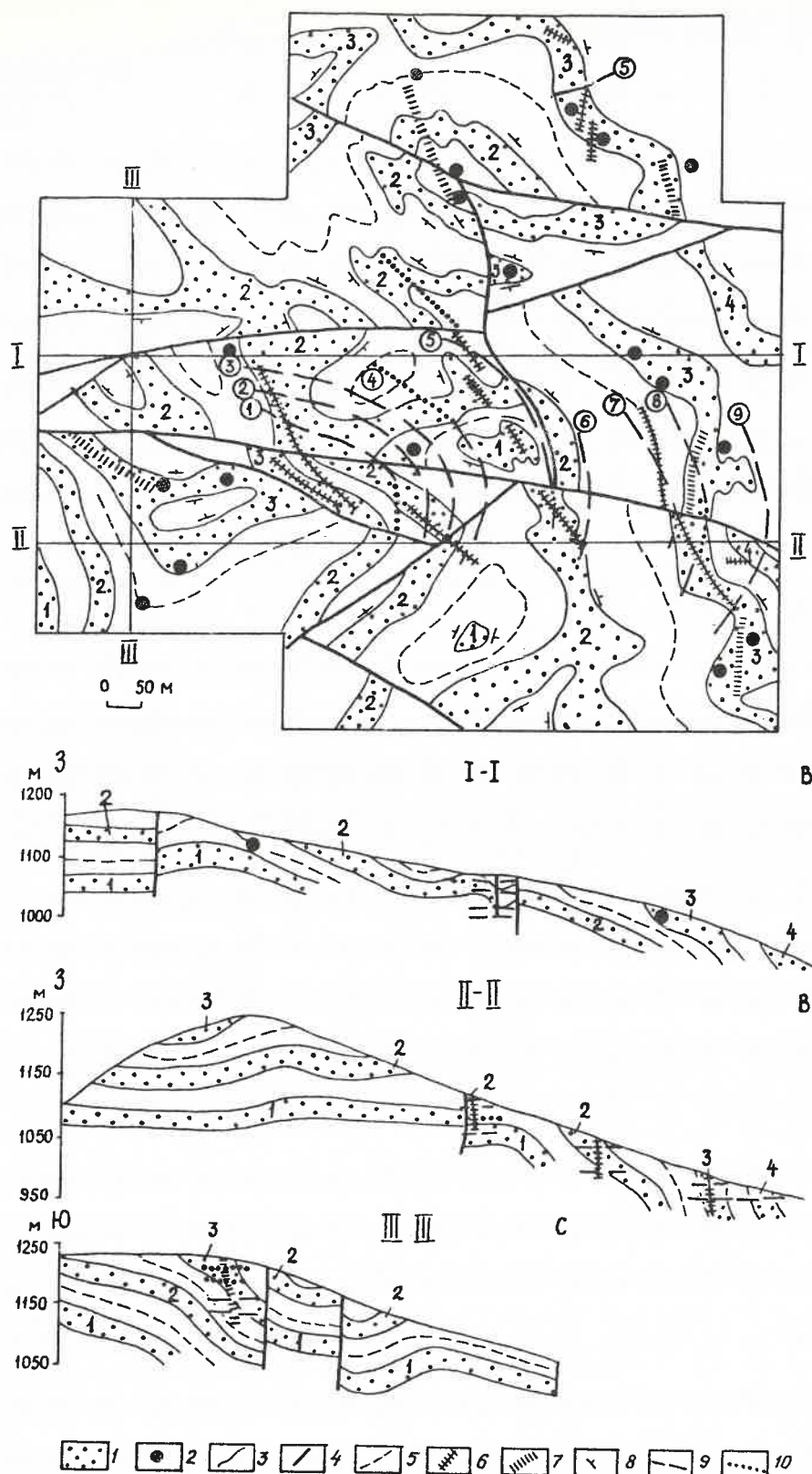


Рис. 1. Геоиндикационная карта и профили Базовского рудного поля:

1 — зоны максимальных $\sigma_{\text{сд}}$, принятые за опорные стратиграфические горизонты и их номер; 2 — точки аномально-высоких $\sigma_{\text{сд}}$; 3 — границы опорных стратиграфических горизонтов; 4 — разрывные нарушения; 5 — продуктивные уровни между опорными стратиграфическими горизонтами; рудоносные зоны: 6 — выявленные, 7 — предполагаемые; 8 — наклонное залегание опорных стратиграфических горизонтов; горизонты рудообогащения и их номер (цифры в кружках): 9 — установленные, 10 — предполагаемые

ваться гидротермальные образования. Анализ распределения таких участков показал, что они приурочены к трем стратиграфическим уровням, которые можно рассматривать как продуктивные. Нижний уровень расположен между первым и вторым опорными стратиграфическими горизонтами, средний — между вторым и третьим, верхний — соответствует третьему опорному горизонту.

Полученные в результате геоиндикационного моделирования данные позволяют определить структурную позицию рудоносных зон Базовского рудного поля. Рудоконтролирующими являются в основном структуры, сформированные на третьем этапе развития пликтивно-дизъюнктивной тектоники — разрывные нарушения западно-северо-западного простирания, которые опережают рудоносные зоны (наиболее ярко это выражено для Западной зоны), мелкие линейные складки северо-западного простирания (Центральная зона). Однако немаловажную роль сыграли и предыдущие — первый и особенно второй этапы деформаций. Формирование на втором этапе сундучной антиклинали предопределило положение ослабленных зон на перегибе ее свода, где затем и проявилась наиболее интенсивно складчатость третьего этапа, контролирующая Центральную рудоносную зону. Крутое падение слоев в крыле антиклинали способствовало формированию рудоносных зон по продуктивным стратиграфическим уровням (Восточная зона). Возможно, такое же значение имеет крутой перегиб в крыле синклинали, образованной на первом этапе.

Содержания золота в рудных телах рудоносных зон Базовского рудного поля колеблются от следов и десятых долей граммов до сотен граммов на 1 т и характеризуют значительную невыдержанность как в отдельных рудных телах, так и по зонам в целом. Статистический анализ изменений содержания золота с глубиной (более 700 проб) показал закономерное, систематическое обогащение рудных тел через выдержанные интервалы 20—25 м, иногда до 30 м. Закономерность выявлена в результате оценки содержания золота поинтервально по вертикали с шагом 2,5—5 м в поверхностных горных выработках, расположенных по склонам, в шурфах, в скважине. Из содержания, приведенных к мощности *тс*, вывелись средние по соответствующему гипсометрическому уровню. Построенные по этим данным графики выявили гипсометрические горизонты обогащения, субгоризонтально секущие рудоносные зоны. Девять таких горизонтов установлены во всех трех

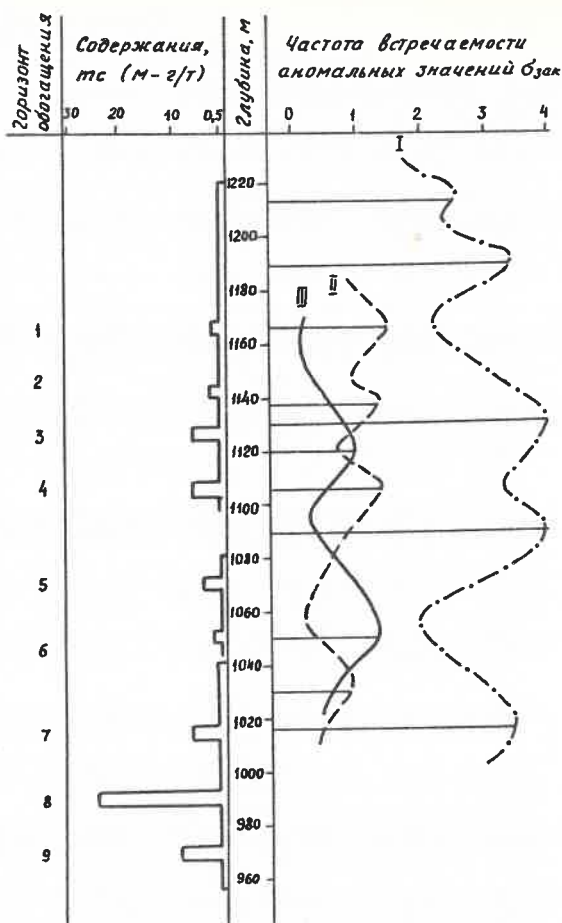


Рис. 2. Распределение зон рудообогащения и линейзации структуры горных пород по гипсометрическим уровням на Базовском рудном поле:

I—III — аномальные значения $\sigma_{зак}$

рудоносных зонах (см. рис. 1, 2). Мощность горизонтов рудообогащения колеблется от 4 до 10 м. Наиболее уверенно они прослеживаются в Восточной рудоносной зоне, где зафиксированы горизонты рудообогащения 7, 8 и 9. Горизонт рудообогащения 7, находящийся на гипсометрическом уровне 1015 м, прослеживается в шурфах на значительном протяжении по рудному телу. Расположенный ниже, на гипсометрическом уровне 990 м, горизонт 8 вскрывается в траншее, канаве и шурфе. Горизонт 9 вскрывается траншеей и пересекается скважиной на гипсометрическом уровне 970 м. Расположенная ниже этого горизонта штольня показала весьма низкую продуктивность на всем протяжении.

Хорошо прослеживается на гипсометрическом уровне 1065—1075 м, фиксируясь в горных выработках на двух противоположных склонах, горизонт 5 в Центральной рудоносной зоне. Так же, двумя пересечениями каждый, в канавах, расположенных

на противоположных склонах, фиксируются горизонты 2 (1140—1145 м) и 3 (1125—1130 м) в Западной рудоносной зоне.

В одном пересечении вскрыты горизонты 1 (1165 м) и 4 (1105 м) в Западной рудоносной зоне и 6 (1050 м) в Центральной. Они проведены как предполагаемые по аналогии с выше- и нижерасположенными горизонтами параллельно им.

Можно с достаточным основанием предполагать площадной характер проявления установленной закономерности. Это подтверждается прослеживанием повышенных содержаний на одних и тех же гипсометрических уровнях в разных рудных телах и зонах. Например, горизонт рудообогащения 5 отмечается как в пределах Центральной, так и в пределах Новой рудоносной зоны. Итак, можно говорить о своеобразных субгоризонтальных «рудных поверхностях», пересечения которых с гидротермальными рудоносными зонами образуют рудные столбы. Содержания в рудных столбах значительно меняются как в разных рудоносных зонах, так и в разных горизонтах одной зоны, а также в пределах одного горизонта на протяжении рудоносной зоны. Они колеблются от десятков граммов (горизонт 8 Восточной зоны) до десятых долей грамма (горизонты 1 и 3 Западной зоны), но превышая рядовые содержания в 3—6 раз и более. Таким образом, «вспышки» золотоносности, резко выделяясь на фоне рядовых содержаний, не обязательно достигают промышленных значений, но фиксируют наличие горизонтов обогащения (см. рис. 2). Особенности распределения золота не обнаруживают прямой зависимости ни от состава вмещающих пород, ни от характера и особенностей рудных тел или иных факторов.

В связи с этим обращают на себя внимание и вызывают интерес особенности распределения значений геоиндикационного показателя $\sigma_{\text{зак}}$, характеризующего степень анизотропии физико-механических свойств породы, ассоциируемую со степенью линейаризации структуры пород. Анализ распределения $\sigma_{\text{зак}}$ по гипсометрическим уровням, проведенный в процессе геоиндикационного моделирования, позволил выявить приуроченность аномальных значений $\sigma_{\text{зак}}$ к определенным гипсометрическим уровням. На графике (см. рис. 2) эти уровни выделяются максимальной частотой встречаемости того или иного аномального значения $\sigma_{\text{зак}}$ и совпадают с соответствующими гипсометрическими горизонтами рудообогащения. Из девяти установленных горизонтов рудообогащения лишь три (5, 8, 9) не нашли отражения в геоиндикационной модели. Но при

этом следует учесть, что два из них (8 и 9) расположены на глубинах, недоступных для геоиндикационных построений на основе крупномасштабных аэрофотоснимков.

Для количественной оценки связи между рудообогащением и линейаризацией структуры пород использован коэффициент информативности [9]:

$$K = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n P(x_i/y) \lg P(x_i/y)}{\sum_{i=1}^n P(x_i/y) \lg P(x_i)}$$

где n — число значений, которые может принимать признак x (в данном случае их два — наличие линейаризации или ее отсутствие); $P(x_i/y)$ — вероятность проявления (отсутствия) линейаризации в пределах зон рудообогащения (на рудных эталонах); $P(x_i)$ — вероятность проявления (отсутствия) линейаризации вне зон рудообогащения (на безрудных эталонах).

Интервал гипсометрических уровней, на котором проведено опробование рудоносных зон и который доступен для геоиндикационных построений, составляет: (1220 м — 1100 м) + (1080 м — 1048 м) + (1040 м — 1010 м) = 185 м. Поскольку мощность зон рудообогащения (размер рудных эталонов) составляет 5 м, общее число эталонов $185:5 = 37$. Таким образом, при 7 рудных эталонах число безрудных составляет — $37-7 = 30$.

Число зон линейаризации на рудных эталонах — 6, на безрудных — 4. С учетом этого получаем

$$K = 1 - \frac{0,85 \lg 0,85 + 0,15 \lg 0,15}{0,85 \lg 0,13 + 0,85 \lg 0,86} = 1 - 0,23 = 0,77.$$

Следовательно, вероятность обогащения рудоносных зон на гипсометрических уровнях линейаризации структуры пород составляет 77 %. Это дает основание полагать, что линейаризация структуры пород — фактор, способствующий образованию зон рудообогащения. Причины возникновения линейаризации на определенных гипсометрических уровнях не вполне ясны. Можно лишь предположить, что это связано с изостатическим напряжением в породах.

Таким образом, критериями оценки рудоносности Базовского рудного поля являются: наличие рудоносных кварцево-жильных зон, формирование которых определяется дизъюнктивно-пликативной тектоникой; наличие продуктивных стратиграфических

уровней, по физико-механическим свойствам благоприятных для увеличения параметров рудоносных зон (мощности, насыщенности гидротермальными образованиями); наличие образующихся на определенных гипсометрических уровнях зон линейной структуры пород, в пределах которых происходит обогащение руд.

Кроме известных проявлений рудоносности, в пределах Базовского рудного поля, исходя из особенностей его строения, выявляется несколько участков, благоприятных для формирования рудоносных зон. Одна из таких потенциальных зон находится севернее Центральной рудоносной зоны в аналогичных структурных условиях. Предполагается наличие рудоносных зон юго-восточнее зоны Новая, восточнее и южнее Восточной рудоносной зоны. Эти объекты расположены на участках меридионального простиражения третьего продуктивного стратиграфического уровня, где он имеет, как правило, более крутое залегание. Возможно также наличие рудоносной зоны в западной части рудного поля, вблизи рудоконтролирующего разрывного нарушения западно-северо-западного простираения, на крутом перегибе третьего продуктивного стратиграфического уровня в крыле синклинали широтного простираения (см. рис.1).

Среди выявленных и прогнозируемых рудоносных зон наиболее перспективными представляются зоны восточного крыла сундучной антиклинали. Крутое падение слоев здесь обуславливает полное совмещение рудоносных зон и продуктивных уровней, что позволяет рассчитывать на более значительные параметры рудоносных зон, выдержанные по падению и простираению, в то время как рудоносные зоны в центральной и западной частях рудного поля лишь пересекают пологопадающие продуктивные уровни. При этом попадание участка пересечения

рудоносной зоны и продуктивного стратиграфического уровня на гипсометрический горизонт рудообогащения (т.е. совмещение трех критериев рудоносности) в первом случае гарантировано, а во втором — носит вероятностный характер. Однако прогнозируемая рудоносная зона в западной части рудного поля, приуроченная к крутому перегибу слоев в крыле синклинали широтного простираения, обращает на себя внимание сравнительно протяженным интервалом пересечения с третьим продуктивным стратиграфическим уровнем (см. рис.1, профиль III). Это позволяет ставить ее по степени перспективности в один ряд с рудоносными зонами восточной части рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баева Р.И. Сопоставление планетарной трещиноватости с линеаментами // Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости и линеаментов. Л., 1977. С. 58—60.
2. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. — М.: Недра, 1985.
3. Будько В.М. К методике изучения анизотропности полей линеаментов // Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения СССР. Л., 1990. С. 78—92.
4. Геоиндикационное моделирование /Б.Н.Можаев, Н.Ф.Афанасьев, В.И.Астахов и др. — Л.: Недра, 1984.
5. Кукушкин Р.А., Ян Г.Х. Некоторые вопросы методики анализа линеаментов (по данным дешифрирования космических снимков) // Исследования Земли из космоса. 1983. № 1. С. 51—56.
6. Математические методы в геологическом дешифрировании аэрофотоснимков /Н.Ф.Афанасьев, К.М.Петров, А.В.Теосев и др. — М.: Недра, 1981.
7. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). — М.: Недра, 1985.
8. Рукояткин А.А. Линеаменты — индикаторы строения земной коры // Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости и линеаментов. — Л., 1972. С. 60—68.
9. Чагин М.М. Применение теории информации при решении геологических задач // Математические методы исследований в геологии: Обзор. — М.: ВИЭМС, 1977.

УДК 553.411

© А.В.Коробицын, 1994

Формационно-минерогенический метод численной оценки перспектив золотоносности

А. В. КОРОБИЦЫН (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Современное состояние золотодобычи позволяет решить крайне актуальную задачу расширения прогнозных исследований как на нетрадиционные типы месторождений в

освоенных районах, так и на известные рудно-россыпные объекты на новых площадях. При этом применяются более совершенные и достоверные способы определения

перспектив золотоносности территорий с литолого-минералогических позиций, используются стадийный анализ пород осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, данные по геохимии золота и приемы численной оценки потенциальной золотопродуктивности геологических образований.

Теоретическая основа предлагаемого метода — учение об осадочных формациях и связанных с ними полезных ископаемых, дополненное стадийными типами концентрации золота прогрессивного (седиментогенный, диагенный, катагенный), инверсионного (метагенный) и регрессивного (дислокационно-генный, гипергенный) этапов литогенеза осадочных бассейнов [1-3]. Этот метод дает возможность определять специализированные на золото осадочные формации и их относительную потенциальную золотопродуктивность. Такой же оценке подвергаются магматические и рудные формации, а также структурные элементы.

В зависимости от степени геологической изученности территорий разработано три способа численной оценки потенциальной золотопродуктивности геологических и рудных формаций: на хорошо опосредованных площадях, покрытых крупномасштабной геологической и геохимической съемкой, — по конкретным результатам изучения золотоносности; на территориях, закартированных среднемасштабной геологической и геохимической съемкой, — по совокупности литогенетических типов концентрации золота и по удельной золотоносности, устанавливаемой по количеству и масштабу проявлений золота на площади развития формаций; на слабо опосредованных территориях, покрытых среднемасштабной геологической съемкой без геохимических работ, — по удельной золотоносности формаций и типовым золотоносным формациям.

С учетом литогенетических типов концентрации золота в определенных формациях вначале выделяются те, которые по составу формациеобразующих пород седиментогенно золотоносны. Это обычно базальные грубообломочные высокостарые кварцевые формации, конгломераты и гравелиты которых, залегающие внизу структурно-вещественных комплексов, отвечают времени перестройки тектонического режима развития территории. Аналогично оцениваются формации, расположенные внизу ассоциаций, когда они развиты на бортах прогибов и их положение совпадает с базальным для комплекса. В связи с выявленной в последнее время металлоорганической формой концентрации благородных металлов в углеродистых алевропелитовых и битуминозных

карбонатных формациях [3—5] последние оцениваются также как потенциально золотоносные. Алевропелитовые формации обычно распространены в нижних и средних, а карбонатные — в верхних ассоциациях комплексов.

Метагенный тип и раннедислокационно-генный подтип концентрации золота в сульфидных и вмещающих углеродистых сланцах алевропелитовых формаций позволяет отнести их к потенциально золотоносным. Эти формации развиты в нижних ассоциациях терригенных комплексов. Перспективны на метасоматическое золотое оруденение карбонатные формации, слагающие верхние ассоциации карбонатных комплексов. Породы их обычно подвергались гипергенезу и делитификации перед началом образования следующего комплекса. Данные формации (при наличии химически нейтрального флюидоупора — литологической покрывки) обычно локализуют постмагматические золоторудные метасоматиты.

Благоприятны для возникновения межслоевых арочных полостей при складчатости гетерогенные по составу и физическим свойствам терригенные циклически построенные формации, залегающие среди углеродистых алевропелитовых образований, где локализуются раннедислокационно-генные стратиформные залежи руд малосульфидной золото-кварцевой формации. Среди вулканогенно-осадочных образований повышенно золотоносны туфовые и туфогенные формации основного состава. Потенциально золотоносны магматические формации, представленные дифференцированными базитами в виде силлов и даек.

Потенциальная золотопродуктивность перечисленных формаций как типовых оценивается в 1 балл.

Ранжирование в баллах золотоносности конкретных геохимических аномалий, точек минерализации и проявлений проводится следующим образом: в 1 балл оцениваются содержания в них золота (г/т) ниже 0,1; в 2 балла — от 0,1 до 0,5; в 3 балла — от 0,5 до 1; в 4 балла — от 1 до 5; в 5 баллов — более 5.

Удельная продуктивность золотоносных формаций определяется отношением суммы баллов выявленных на поверхности геохимических аномалий, точек минерализации и проявлений к площади развития формации в квадратных километрах. По возрастающему значению удельной продуктивности эти формации ранжируются по балльной шкале.

Для хорошо изученных площадей, покрытых крупномасштабной съемкой, продуктивность формаций вычисляется по отношению конкретных средневзвешенных содер-

жений золота формациеобразующих пород к площади выходов формации. Ранжируется аналогичным образом.

Проявления и месторождения золото-кварцевой формации обычно представлены секущими кварцевыми жилами и зонами дробления. В связи с этим разрывные нарушения считаются потенциально рудовмещающими или рудоподводящими структурными элементами и оцениваются в 1 балл. Аналогично оцениваются шарниры складок среди терригенных циклитов, благоприятные для локализации стратиформных золото-кварцевых залежей.

Обобщение структурно-формационных факторов потенциальной золотопродуктивности вначале сводится к вычислению на формационной карте суммарных значений баллов для каждой элементарной ячейки площадью 1 см², а затем к построению по ним в изолиниях итоговой карты коренной золотоносности территории. Ее дальнейшая разбивка производится по интенсивности потенциальной золотопродуктивности на четыре категории, отличающиеся величиной интегральных баллов на половину порядка. Среди них выделяются территории бесперспективные — менее 1 балла, низкоперспективные — 1—5, перспективные — 5—10 и высокоперспективные — более 10 баллов. Высокоперспективные площади приближенно отвечают рудным узлам или полям и являются первоочередными объектами для постановки поисковых работ на золото. Перспективные площади близки к понятию золотометаллогенической зоны и учитываются как наиболее вероятные объекты для оценки прогнозных ресурсов низкой категории. Низкоперспективные территории отвечают площадям металлогенического потенциала.

Определение перспектив россыпной золотоносности кайнозойских отложений чехла — завершающий этап рассматриваемого системного метода. В дополнение к традиционным приемам и способам оценки россыпенности данный метод предусматривает составление и анализ ряда специализированных карт. Главная из них — структурно-геоморфологическая карта, составляемая на обобщенной геоморфологической основе. Для реконструкции неотектонической обстановки, отражающей площади, участки, зоны новейших поднятий и опусканий, выраженных соответственно в развитии денудационно-эрозионных и аккумулятивных процессов в кайнозое, строится карта деформаций вершинных поверхностей. Предварительно по выборке отметок вершин изучаемой территории строится график распределения абсолютных высот и определяется частота их встречаемости при интервале заложения

100 м. Уровни планации на этом графике отвечают максимумам в распределении высот, а разделяющие их склоны — минимумам. На карте вершинных поверхностей, построенной в горизонталях и отражающей докайнозойский рельеф фундамента, в определенном сочетании выделяются площади равнинного типа с минимальными градиентами высот. Они трактуются как денудационные и аккумулятивные поверхности планации. Разделяющие их зоны повышенного градиента интерпретируются как склоны или горные морфотормы.

Данные элементы реконструированного палеорельефа рассматриваются как крупные морфоструктурные таксоны — горные хребты, разновысокие плато, предгорные и межгорные впадины. В пределах плато выделяются морфоструктуры более низкого порядка в виде относительных поднятий и депрессий (впадин). Последние обычно контролируют россыпенность флювиальных отложений в случае сопряжения их с денудационно-эрозионными поднятиями, вмещающими коренные источники россыпных компонентов.

В заключительную стадию данного этапа совмещаются карты золотопродуктивности докайнозойского основания и структурно-геоморфологическая. В итоге составляется карта перспектив золотоносности кайнозойских отложений чехла исследованной территории. Она разбивается на различные по возрасту и продуктивности площади, участки и россыпепроявления. Для оконтуренных таким образом разноранговых объектов в дальнейшем по принятым методикам подсчитываются прогнозные ресурсы золота соответствующих категорий.

Преимущества предлагаемого метода перед известными состоят в:

объективности, обеспеченной учетом конкретных вещественных и структурных факторов;

большой точности и достоверности металлогенического районирования, обусловленных цифровым отображением интенсивности потенциальной золотоносности;

экономичности, основанной на экспрессности выполнения работ, особенно на слабоопроискованных территориях;

возможности выделения реликтовых и унаследованных впадин, содержащих погребенные россыпи;

выявлении в долинах крупных водотоков неотектонических депрессий, перспективных на россыпи транзитного тонкого золота;

проведении ревизионных исследований в отработанных районах золотодобычи в целях выявления дополнительных, в т.ч. и нетрадиционных россыпных объектов;

возможности автоматизации прогнозирования.

В заключении необходимо отметить, что по данному методу были проведены работы, связанные с определением перспектив золотоносности Оленекского, Среднеленского и значительной части Верхнеиндигирского районов, а также Джалканской впадины последнего, которые дали положительные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробицын А.В. Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1975. С.260—293.
2. Коробицын А.В. Литогенез и полезные ископаемые (на примере Якутии) // Докл. АН СССР. 1982. Т.266. № 1. С.425—427.
3. Коробицын А.В. Литологические и геохимические аспекты прогноза месторождений золота (на примере Якутии): Дис... д-ра геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1993.
4. Шаламов И.В., Попова М.В., Савицкая Л.В. Методические рекомендации по изучению золотоносности платформенных битуминозных формаций с целью выявления нетрадиционных типов золотого оруденения на стадии прогноза. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1991.
5. Kucha H. Platinum Group Metals in Zechstein Copper Deposits Poland // Econ. Geol. 1982. Vol.77. № 6. P. 1578—1591.

УДК 550.812:553.411 (571.56)

© Г. Х. Протопопов, 1994

Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока России

Г. Х. ПРОТОПОПОВ (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Золотоносность Шаманихо-Столбовского района (рисунок) выявлена в 1933 г. в результате работ экспедиций под руководством В.А.Цареградского, С.Д.Раковского. С 1961 г. в районе ведется добыча золота из россыпей. Но, несмотря на большое количество россыпей золота, значительных рудопроявлений его до последнего времени известно не было. Ранее обнаруженные проявления золотой минерализации невелики по масштабу, и содержание золота в них не достигает 1 г/т. Более высокие концентрации встречаются лишь в единичных пробах. Первое крупное рудопроявление золота в районе открыто геологами Центральной поисково-съемочной экспедиции (в настоящее время ЯГПСЭ) П.А.Самохваловым и В.Т.Поповым в 1987 г. в процессе групповой геологической съемки м-ба 1:50 000. Это открытие важно, поскольку сейчас россыпные месторождения в районе уже практически отработаны и дальнейшие перспективы промышленного освоения могут быть связаны только с добычей рудного золота. На рудопроявлении завершены поисковые работы, позволяющие прогнозировать его как среднее месторождение.

Рудопроявление расположено в пределах Приколымского горст-антиклинария в бассейне р.Шаманиха, залегает в нижнепротерозойском метаморфическом комплексе и

представлено березитами, пропилитами с сульфидной минерализацией. Рудные тела вмещают в основном серицит-кварцевые, серицит-полевошпат-кварцевые, амфибол-хлорит-кварцевые, эпидот-хлорит-кварцевые сланцы. Минерализация приурочена к субширотной зоне надвига, представленной серией разрывов с пологими падениями сместителей на север. Угол падения надвига не превышает 30°. Каких-либо свидетельств о связи рудопроявления с магматизмом не имеется, хотя в рудном поле и закартирована серия динамотермально переработанных юрских даек.

Известны два типа рудоносных тел. Основное тело представляет собой пологую залежь березитизированных, пропицитизированных сланцев с сульфидной минерализацией, приуроченных к кровле автохтона надвига. Мощность залежи не менее 15 м. Протяженность тела 750 м, по падению прослежено на 150 м. Второй тип представлен крутопадающими жилами карбонат-кварцевого состава с сульфидами. Мощность жил не превышает первых десятков сантиметров. Они обычно расположены ниже по уровню, чем основное тело.

Вещественный состав весьма прост. Основные рудные минералы — пирит (преобладает), халькопирит, галенит, реже сфалерит, самородное золото. Сульфиды присут-



Схема размещения Шаманихо-Столбовского золото-россыпного района, м-б 1:1 500 000

ствуют в метасоматитах в виде рассеянной вкрапленности, реже в форме гнезд, пятнистых и прожилковых обособлений. Золото свободное, мелкое, не крупнее 0,15 мм. По данным технологических исследований, обогатимость руд хорошая, извлекаемость золота 85—90 %. Распределение золота в залежи крайне неравномерное; в отдельных пробах его содержание достигает 100 г/т, а в среднем составляет 1,6 г/т. Однако в пределах залежи установлены протяженные участки шириной более 10 м с содержанием золота 4—12 г/т.

Геохимическая специализация руд обусловлена их простым минеральным составом. Для руд характерны повышенные концентрации Pb, Cu, Zn, Ag, Mo, Bi. Низкое содержание As и, следовательно, экологическая «чистота» руд повышают перспективность месторождения.

Специфическая особенность рудопроявления — наличие своеобразных метасоматитов — аргиллизитов. Они представляют собой полностью дезинтегрированную песчано-глинистую массу, состоящую преимущественно из кварца, гидрослюда, каолинита, лимонитов, ярозита, сульфатов. Аргиллизиты обычно приурочены к разрывам; в зоне надвига они слагают весьма значительные объемы. Для них характерна пестрая окраска, различные тона белого, серого, желтого, красного, зеленого, фиолетового цветов или их комбинаций. Эти метасоматиты также содержат золото в значительных количествах. Образование аргиллизитов предположительно связано с пострудными процессами, завершающими становление надвига.

При планировании поисков подобных прогнозируемому месторождений необходимо учитывать, что в условиях пологого низкорельефа рудные тела сопровождаются единичнознаковыми минералогическими ореолами рассеяния золота. Ни один из сопутствующих золоту элементов таких ореолов не образует, но аддитивная их аномалия по форме близка к золотой, и это способствовало оперативному ее выявлению полевыми рентгенорадиометрическими анализаторами. Судя по характеру магнитного поля и общей геологической ситуации, обнаружение новых рудопроявлений возможно в субширотной зоне к западу и востоку от уже известного.

УДК 552.1:[53 + 54] (571.56)

© Г.А.Габышева, 1994

Кристаллические породы фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок Западно-Якутской алмазонасной провинции

Г.А.ГАБЫШЕВА (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Кристаллические породы фундамента Сибирской платформы в Западной Якутии обнажаются только в пределах Анабарского щита, составляющего около 1/10 территории. Остальная часть фундамента этой огромной территории перекрыта платформенным чехлом, поверхность которого спорадически вскрыта глубокими скважинами на глубинах 1,7—2,7 км, а более глубинные части фундамента прорваны кимберлитовыми трубками.

Поля кимберлитовых трубок, прорываю-

щих фундамент (рисунок) расположены в полосе, простирающейся на 650 км с юго-запада на северо-восток вкrest простиранья архейских кристаллических пород фундамента Анабарского щита.

В составе кимберлитовых трубок в разных количествах присутствуют ксенолиты кристаллических пород. Процесс извлечения ксенолитов сложен, трудоемок и осуществлялся в течение ряда лет Д.И.Саврасовым с целью изучения физических свойств пород. В коллекции Д.И.Саврасова собрано и изучено пет-

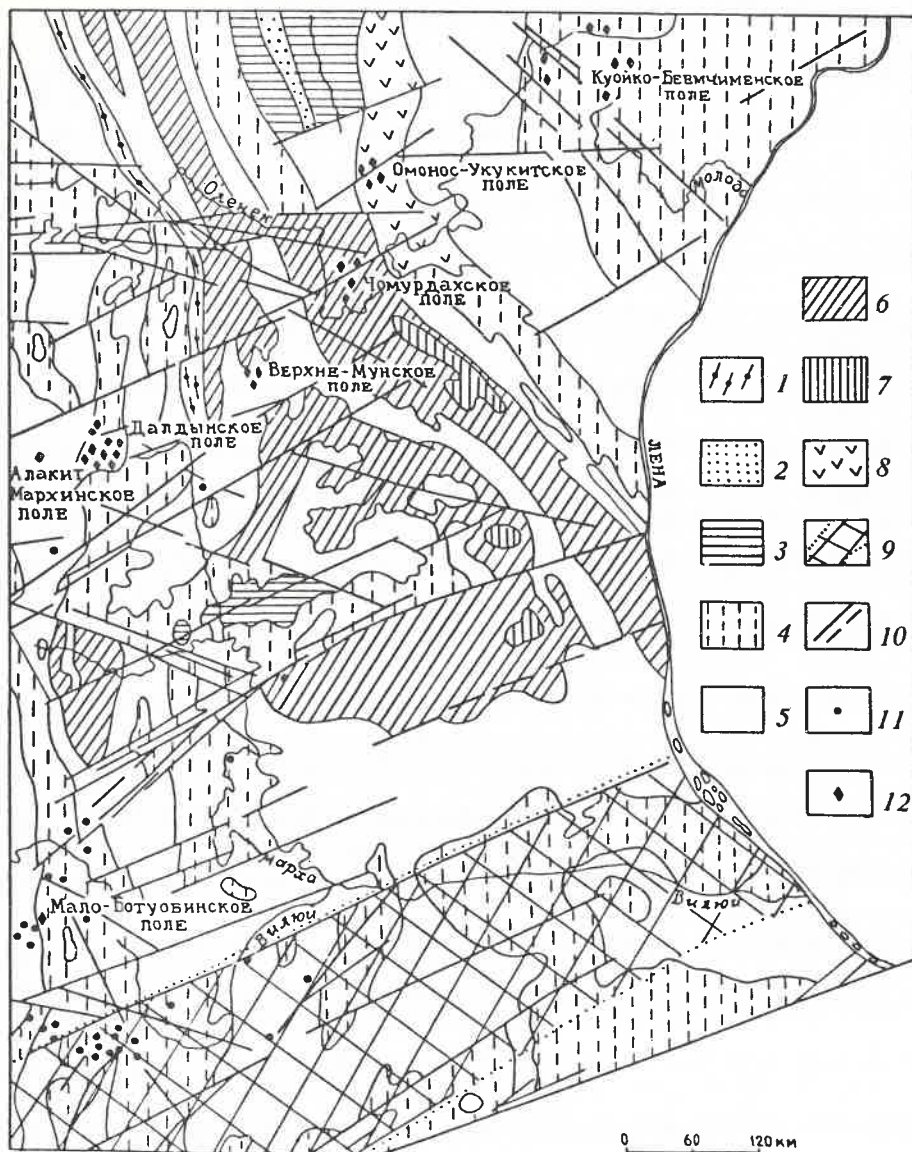


Схема структурно-вещественных комплексов фундамента Анабарской антеклизы (по В.Д.Габышеву, 1994):

картируемые по геолого-геофизическим данным комплексы и их вещественные и физические (средневзвешенные на мощность плотность и магнитная восприимчивость) характеристики: 1 — биотит-роговообманковый порфи-робластический граносиенит-гранодиоритовый с телами анортозитов, амфиболитов, плотность $2,7 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость 10^{-5} ед. СИ, 2 — графит-гранат-пироксеновый плагиогранитный, $2,7 \text{ г/см}^3$, $220 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, 3 — биотит-графит-гранат-пироксеновый плагиогранитный с пластами мраморов, $2,7 \text{ г/см}^3$, 10^{-5} ед. СИ, 4 — гиперстеновый гранодиоритовый с линзами габбро-пироксенитов, кварцитов, $2,75 \text{ г/см}^3$, $125 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, 5 — гранат-гиперстеновый габбро-гранодиоритовый с линзами пироксенитов, кварцитов, $2,75 \text{ г/см}^3$, 10^{-5} ед. СИ, 6 — гранодиорит-диоритовый с линзами перидотитов, пироксенитов, $2,82 \text{ г/см}^3$, $350 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, 7 — гранодиорит-габбро-диабазов; 8 — троговый комплекс с телами магнитных габбро-диабазов; 9 — Вилюйская PR_3 — PZ рифтовая система, область тектоно-магматической активизации с частично переработанными архейскими блоками; 10 — тектонические нарушения, отражающиеся в структуре фундамента; 11 — скважины, вскрывшие фундамент; 12 — кимберлитовые трубки, поля

рофизически 2420 ксенолитов из 33 кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского, Алажит-Мархинского, Далдынского, Верхне-Мунского, Чомурдахского, Омонос-Укукитского и Куойско-Беемчименского районов.

Микроскопически изучены кристаллические породы из семи кимберлитовых трубок Алажит-Мархинского, Далдынского, Чомур-

дахского, Омонос-Укукитского и Куойко-Беемчименского районов. Кроме того изучался керн отдельных скважин, вскрывших фундамент, а также дайковые породы из коренных выходов с правобережья р. Марха.

Результаты петрографического изучения пород представлены в табл. 1, где приведены минеральный состав, структурно-текстур-

1. Петрографическая характеристика кристаллических пород в ксенолитах кимберлитовых полей Западно-Якутской алмазоносной провинции

Петрографические разности пород	Породообразующие минералы, %										Рудные, акцессорные минералы, %				Структура, размер кри- сталлобласт, мм
	Ol	Pl	Орх	Срх	Аmf	Q	Ml	Sl	Gr Sp	Chr	Mt Ilm	Acz			
Алакит-Мархинское и Далдынское поля															
Метатриоксениты оливиновые	35—40	—	—	60—65	—	—	—	Fl Sp Cc до 10	—	1—2	5	Ap	Панидиобластовая 1—8		
Метавестериты оливиновые	30	—	10	50	—	—	—	псевдом Cc Bi Mt	—	2—3	10	—	Панидиобластовая, 1—2		
Метатриоксениты гранатовые (экло- питы)	—	—	0,10	25—40	0—5	—	—	Fl 2—25	30—80	—	2—3 5 Ilm	—	Панидиобластовая, 1—8		
Габбро-амфиболиты	—	20—30	—	10—20	30—50	—	—	до 10	—	—	<10	Ap Su	Габброобластовая, 1— 8		
Метатгаббро	—	50 40	—	30 5—10 20—25	5,7—8 20	—	—	Chl Bi Srp 0,2—3	30—35 Crd	—	10 1—2 2—3	Ap <1, Su 1—2	Гипидиобластовая с неметобластовой, 1— 5		
Метатгаббро-нори- ты	—	40 65—70 60	10 20—25 35	10 20—25	20 25 30	—	—	Srp Chl Bi 2	Sp 5	0 3—5	5—10	Ap 1—5 Su	Гипидиобластовая, 1—2; габброобласто- вая, 1—3		
Метадiorиты	—	65—70	0—20	5—10	15—45	—	—	Bi 15—20	Sp	—	5—7	Ap 1—3 Su	Гипидиобластовая, 1—4		
Гранодиориты гнейсовидные	—	80—85	2—3	3	—	10—15	Pr	1—2	Gr Gf 0—5	—	1—2	Ap Sf	Гипидиобластовая, 1—8		
Граниты, граноси- ениты гнейсовид- ные	—	70—80	<7	<10	—	2—3 до 20	Pr	Bi 1—2	—	—	<3	Ap Sf Zr	Гипидиобласто- вая, 1—2		
Чомурдахское и Омонос-Укуитское поля															
Метатеридотиты	70 Srp	—	—	30 Cc	—	—	—	—	—	—	Mt с Srp	—	Панидиобластовая с петельчатой, 1—2		

Метагаббро-пироксениты	—	10 Ab	—	60 33—38	25	—	—	—	30—40	Ilm	Or Sf 3	Панидиобластовая, 1—2
Амфиболиты	—	—	—	—	70	—	—	—	20—25	Ilm 5	Sf 4	Неметобластовая, 1—4
Метагаббро-нориты	—	55—60	10—15 Srp	35	10	—	—	—	—	2—3	—	Гипидиобластовая, 1—4
Плагноклазиты гнейсовидные	—	80	—	—	—	—	—	—	20	—	Su	Гипидиобластовая, 1—2,5—8; массивная
Метагаббро-диабазы	—	45—50	—	40—45	—	—	—	—	—	1—5	Ap 1—2	Диабазовая, 1—1,5; массивная
Диабазовые порфириты	—	50—60	—	5—10 30	20—25 40	—	—	—	—	1—5 10	Ap 1—2	Порфировая, диабазовая, 1—1,5; 5—8

Куойко-Беемчильменское поле (Оленекское поднятие)

Метанпироксениты гранатовые (эклогиты)	—	—	—	20—50	—	—	—	—	—	—	—	Реликтовая, бластовая, 1—5
Метагарибуртиты	70—80	20—30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Панидиобластовая пегматическая, 3—5
Амфиболиты	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
Метагаббро	—	55—60	—	35—40	Тl	—	Pr	—	—	—	Su 3—5	Гипидионемагматическая, 1—4
Метагаббро-норит	—	50—60	10—15	10—15	—	—	—	—	—	5—10	Ap 1—5	Гипидиобластовая, 1—5
Метадиабазы	—	50—55 Ss	—	5—10	30—35 40	—	—	—	—	5—20	Ap <1 1—2	Диабазовая, 1—2

Примечание. Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Pl — плагноклаз, Ab — альбит, Amf — амфибол, Q — кварц, Мl — микроклин, Sl — слюда, Chl — хлорит, Bi — биотит, Fl — флогопит, Srp — серпентин, Cc — карбонат, Pr — пертит, Gr — гранат, Gf — графит, Sp — шпинель, Crd — кордиерит, Chg — хромит, Mt — магнетит, Ilm — ильменит, Su — сульфид, Ap — апатит, Sf — сфен, Zr — циркон, Or — орбит, Ep — эпидот, Ss — соссорит, Acz — акцессорный, Tl — тальк.

2. Петрофизические разности кристаллических пород, вскрытых скважинами в Лено-Вилуйском междуречье

Петрографические разности пород	Минеральный состав, %								Структура, размер кристаллобласт, мм	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 10 ⁻³ ед. СИ
	Pl	Mi	Q	Px	Amf	Sl	Рудные	Acz			
Гранито-гнейсы катаклазированные	60—70	25—30	20—40	< 1 реликты	< 1	10—15	Su до 1	Sf Zr Ap	Катабластовая, 1—3	2,51—2,59	5—10
Лейкократовые гранито-гнейсы	60—70	30—40	10—25	1—2	1—2	1—5	< 1	Zr	Гранобластовая, гипидиобластовая, 1—3	2,63—2,69	10—40
Плагiogраниты гнейсовидные	60—70	1—3	15—25	1—10	—	5—10 Bi	—	Sf	Гипидиобластовая, 1—3	2,71—2,77	10—40
Гранодиориты	60—65	—	5—10	—	—	Bi < 5	Mt < 5	Sf Ap Zr	Гнейсовидная	2,71—2,77	1000—1500
Метадиориты гнейсовидные	50—60	1—3	< 1	10—20	10—30	7—25	1—3 Ep Chl	Sf Ap	Гипидиобластовая, 1—3	2,80—2,82	10—40
Метагаббронориты	50	—	—	10	30—40	1—2	Mt 1—5, 10	Sf Ap	Габбровая с бластовой, 1—3	2,88—2,90	3000—9000

Примечание. Pl — плагиоклаз, Amf — амфибол, Q — кварц, Mi — микроклин, Sl — слюды, Chl — хлорит, Bi — биотит, Mt — магнетит, Ilm — ильменит, Su — сульфид, Ap — апатит, Sf — сфен, Zr — циркон, Ep — эпидот, Acz — акцессорный, Px — пироксен.

ные особенности, размер кристаллов, бласт по петрографическим группам [1].

В ксенолитах трубок вскрыты кристаллические породы фундамента и дайковых комплексов протерозоя и палеозоя, различающихся по структурно-текстурным особенностям.

Кристаллические породы фундамента характеризуются полосчатым, гнейсовидным полнокристаллическим строением. Структуры пород сложные, им присущи черты магматических пород. Это мелкокристаллические панидиоморфные, гипидиоморфные структуры, на которые наложены катаклаз, бластез. В результате мы наблюдаем панидиобластовые, гипидиобластовые в сочетании с пертитами, мирмскитами, петельчатыми, лепидобластовыми, гранобластовыми и катабластовыми структурами. Размер кристаллов 1—2 мм, бласт до 5—8 мм.

Основные пороодообразующие минералы пород: оливины, орто- и клинопироксены, плагиоклазы, гранаты, шпинель, амфиболы, слюды, кварц, калишпат, рудные, апатит, сфен. По взаимоотношениям минералов плагиоклазы, пироксены и оливин кристаллизовались первыми, остальные не минералы — гранат, амфиболы, слюды, рудные, калишпат, кварц, апатит, сфен являются более поздними по отношению к ним.

Черты, характерные для петрографических разностей пород приведены в табл. 1.

Алакит-Мархинское и Далдынское поля

расположены в юго-западной части полосы распространения кимберлитовых полей (см. рисунок). Ксенолиты этого района обнаружены в трубках Сытыканская, Удачная, Дальняя, Ленинградская. Наибольшее количество ксенолитов добыто в трубке Удачная. Они представлены широким спектром кристаллических пород фундамента самого разнообразного состава от лейкократовых плагиоклазитов и сиенит-граносиенитов до пироксенитов (см. табл. 1). Это гранатовые клинопироксениты, вебстериты, перидотиты, габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-нориты, диориты, плагиоклазиты, гранодиориты, граносиениты и сиениты. Характерно присутствие граната и магнетита как в лейкократовых, так и в меланократовых разностях. Следует отметить, что лейкократовые петрографические разности, а именно такие, как граносиениты, сиениты, обнаружены только в трубке Удачная. Для пород этой трубки характерны разнообразие состава, наличие лейкократовых пород граносиенит-сиенитового состава, присутствие почти во всех разностях граната, магнетита. Кроме этого в ксенолитах трубки Удачная описано явление частичной изотропизации анизотропных минералов в габбро-амфиболитах (шл. Уд. 14—86), метагаббро (шл. Уд. 12—86, Уд. 78—86), гранитах и граносиенитах (шл. Уд. 37—86, Уд. 681.6), выразившееся в частичном исчезновении полисинтетических двойников и контуров кристал-

3. Петрографическая и химическая характеристики пород бассейна верхнего течения р. Алдан

Петрографические разности пород	Породообразующие минералы, %										Рудные, акцессорные минералы, %			Структура, текстура, размер, кристалло- бласт, мм	Содержание оксидов, %		
	Ol	Pl	Orx	Cpx	Amf	Q	Mi	Sl	Su	Mt	Acz	SiO ₂	K ₂ O		Na ₂ O		
Граниты гнейсо- видные	—	0—25	1	0—5	0—5	10—25	35—75	1—8	1—8	1—5	Sf, Ap, Zr	—	—	Гидропелитогра- нобластовая, 1—3	72,1 70,1	3,60 5,64	3,80 4,02
Плагитограниты гнейсовидные	—	60—90	1	5—7	10—30	1—2 7—8	1—2	Ss, Gr, Chl, Ep	1	2—5	Sf, Ap, Zr	—	—	Гипидиокабла- стовая, 1—3	69,6 66,6	1,15 1,07	4,80 4,20
Гранодиориты гнейсовидные	—	55—70	0—15	3—5	<8	7—30	5—10	Ep <3	—	1—7	Sf	—	—	Гипидиокабла- стовая, 1—5	66,3 64,4	1,92 1,81	3,95 2,97
Метадиориты гнейсовидные	—	60—70	0—10	10—30	<30	0—8	—	Ss, Ep, Chl	1—2	7—8	Sf, Ap, Zr	—	—	Гипидиобластовая, 1—3	59,5 59,6	2,80 2,08	3,87 2,72
Метагбро, габ- бро-амфиболиты	—	50—55	5—1	5—10	25—30	—	5—7	Ep Ss	1—2	1—2	Sf, Ap, Zr	—	—	Гипидиобластовая габбровая, 1—2	50,5 47,5	1,98 1,40	3,86 2,72
Метагбро-но- риты	—	40—68	6—20	7—20	15—30	1—3	—	Ss, Chl, Ep	—	5—8	Sf	—	—	Гипидиобластовая, 1—8	45,4	1,55	3,24
Метаклинопи- роксениты	5—20	—	—	60—100	—	—	—	Srp Chl	1—15	Ilm 25—30	—	—	—	Панидиобласто- вая, 1—5	47,2	0,55	1,88
Метавебстериты	0—10	—	65	8—10 25—35	—	—	—	Tl, Chl, Ac, Srp	<5	5—10	—	—	—	Панидиобласто- вая, 1—3	47,2 42,0	0,39 0,13	2,19 0,66
Метаперидотиты	50—100	—	5—10	20—50	15—45	—	—	Srp Chl Sp Tl	5—50	1—2 5—10	—	—	—	Панидиобластовая с петельчатой, 1— 2; гнейсовидная	39,0 36,6 42,9 44,1 40,0 30,7	0,20 0,05 0,72 0,46 0,09 0,11	0,45 0,13 1,97 1,25 0,44 0,34

П р и м е ч а н и е. Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Pl — плагноклаз, Amf — амфибол, Ac — актинолит, Q — кварц, Mi — микроклин, Sl — слюды, Chl — хлорит, Srp — серпентин, Gr — гранат, Sp — шпинель, Mt — магнетит, Ilm — ильменит, Su — сульфид, Ar — апатит, Sf — сфен, Zr — циркон, Ep — эпидот, Ss — сосюрит, Acz — акцессорный, Tl — талк.

лов плагиоклазов и пироксенов. Они становятся темно-серыми, серыми при одном николе и гаснут при скрещенных николях. Такие минералы, как магнетит и гранат, в этих же условиях не изменяются.

Чомурдахское и Омонос-Укукитское поля расположены в среднем течении р. Оленек. Ксенолиты кристаллических пород этого района обнаружены в трубках Чомур, Дружба, Ленинград, Русловая, Южная и Северная. Петрографически изучались ксенолиты трубок Чомур, Ленинград, Русловая (см. табл. 1). Ксенолиты представлены как кристаллическими породами фундамента, так и породами дайковых комплексов магнетитовых диабазов, габбро-диабазов протерозоя и более свежих спилит-долеритов палеозоя. Характерная черта пород ксенолитов всех комплексов — повышенная меланократовость, находки лейкократовых разностей единичны. Для габбро-диабазов протерозоя характерно присутствие магнетита.

Кристаллические породы фундамента представлены габбро-пироксенитами, габбро-норитами, амфиболитами, плагиоклазитами. Для них характерно присутствие почти во всех разностях граната в количестве 20—40 %, из рудных минералов кроме магнетита отмечается ильменит, часто в сростании со сфеном. В трубке Ленинград (шл. Ол. 294—75), как и в трубке Удачная, в метагаббро также описано явление изотропизации.

Куойко-Беемчименское поле расположено на левобережье р. Лена в восточной части полосы распространения кимберлитовых полей. Ксенолиты кристаллических пород обнаружены и изучены петрофизически в трех трубках: Русловая, Обнаженная, Флогопитовая. Петрографически изучались породы ксенолитов из трубок Обнаженная и Русловая. Этими трубками вскрыты, как и в других районах, кристаллические породы фундамента и дайковые породы двух типов. Породы фундамента представлены здесь только ультрамафит-мафитами: гранатовыми пироксенитами или эклогитами, гарцбургитами, габбро-норитами, амфиболитами и габбро, которые в разной степени изменены процессами биотизации, флогопитизации, серпентинизации, магнетитизации, хлоритизации, скаполитизации, эпидотизации, сульфидизации и апатитизации.

Кристаллические породы фундамента, вскрытые скважинами в Лено-Вилуйском междуречье, представлены катаклазированными породами гранит-гранодиорит-диоритового и габбро-амфиболитового составов с полосчато-гнейсовидными, гипидиобластовыми, лепидобластовыми, катабластовыми микроструктурами с размером кристаллов

1—3 мм, blast 5—8 мм. Из темноцветных минералов присутствуют: биотит, роговая обманка, актинолит, пироксены, магнетит, сульфиды. Лейкократовые минералы представлены полевыми шпатами, кварцем в количествах, отвечающих породам гранитного, гранодиоритового, плагиоклазитового и габбро-амфиболитового составов (табл. 2).

Приведенные в табл. 3 сведения по одному из опорных участков на юге Алданского щита показывают идентичность свойств и характеристик закартированных здесь и изученных в коренных выходах пород аналогичным образованиям в ксенолитах и керне глубоких скважин. Представлены они, как в двух последних случаях, в разной степени метаморфизованными перидотитами, вебстеритами, габбро-норитами, габбро- и гнейсовидными породами кислого состава.

В результате проведенных исследований установлено, что кристаллические образования, вынесенные в виде ксенолитов кимберлитовыми трубками, по структурно-текстурным особенностям, минеральному составу породообразующих минералов, рудной минерализации, аксессуарным и другим особенностям идентичны кристаллическим породам, обнажающимся на Алданском и Анабарском щитах, а также вскрытых глубокими скважинами в пределах одноименных антеклиз.

Магнетит в ксенолитах изученных кристаллических пород сохраняет свои петрофизические свойства, не теряет намагниченность даже в условиях изотропизации других минералов. Видимо, температура при этих процессах не превышала 720° С. При такой температуре исчезает намагниченность в аналогичных кристаллических породах Алданского щита, отобранных автором в бассейне р. Сутам. Исследования по размагничиванию выполнены Ш.З.Ибрагимовым в палеомагнитной лаборатории Казанского университета по методике П.Г.Ясонова и др. [9].

Интересен факт изотропизации анизотропных минералов в трубках Удачная Далдынского поля и Ленинград Омонос-Укукитского поля, а также в дайках габбро-диабазов правобережья р. Марха, вблизи вновь открытой алмазоносной трубки. Аналогичные явления наблюдались автором в процессе изучения базитовых комплексов на юге Алданского щита [2].

Эти данные в сочетании с геофизическими и петрофизическими материалами, а также результатами предыдущих исследований [3—8] позволили получить взаимно увязанную информацию по вещественным характеристикам выделяемых разными ав-

торами зон и комплексов на щитах и антеклизх восточной части Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
2. Габышева Г.А., Габышев В.Д., Габышев А.В. Раннедокембрийские габброиды Южно-Алданской провинции // Медь-никеленозные габброиды формации складчатых областей Сибири. — Новосибирск, 1990. С. 5—8.
3. Духовский А.А. Региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма Восточной Сибири по геофизическим данным // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5.
4. Кузнецов А.А. О происхождении гранулитового слоя протокрыши Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология. 1987. № 1. С. 103—114.
5. Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. — М.: Наука, 1985.
6. Миронюк Е.П., Малич Н.С., Пояркова И.Т. Карта структурно-формационных комплексов фундамента и разломов Сибирской платформы и прилегающих территорий // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1987.
7. Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болонзев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерализации. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
8. Саврасов Д.И. О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии // Сов. геология. 1990. № 11. С. 102—107.
9. Ясонов П.Г. Магнито-минералогический анализ // Палеомагнитный анализ. Казанский университет. 1986. С. 5.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.733.1:56.016.3 (571.56)

© В.П.Тарабукин, 1994

Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Селенняхский по конодонтам (Северо-Восток Азии)

В.П. ТАРАБУКИН (Якутская государственная поисково-съемочная экспедиция)

Ордовикские отложения широко распространены в пределах Селенняхского хребта. Они представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами с многочисленными органическими остатками. Первые палеонтологические обоснованные данные о наличии ордовикских отложений в междуречье Селенняхы и Уяндины были получены в результате проведенных здесь рекогносцировочных и геологопоисковых работ в 50-е годы. В начале 60-х годов группа палеонтологов и стратиграфов под руководством М.Н. Чугаевой детально изучила стратиграфию и фауну ордовика хр.Селенняхский. Ими была создана полевая стратиграфическая схема и детально исследованы и описаны брахиоподы, трилобиты и остракоды, определены граптолиты, мшанки и двустворки [10].

На 1-ом Межведомственном совещании (г. Якутск, 1963 г.) была принята рабочая региональная схема расчленения ордовика Северо-Востока СССР. В ее составе выделены семь горизонтов. Выделенные свиты в хр.Селенняхский с различной степенью уверенности отнесены к данным горизонтам. Дальнейшее уточнение региональной схемы отражено в решениях 2-го Межведом-

ственного совещания (г. Магадан, 1978 г.). Принятая общая биостратиграфическая схема для ордовика Северо-Востока СССР основывалась на граптолитах, что позволяло напрямую проводить корреляцию с Международной стратиграфической шкалой (МСШ). Ордовикские отложения хр. Селенняхский, характеризующиеся преимущественно карбонатным составом при незначительном участии терригенных пород, где граптолиты встречены лишь на отдельных уровнях, сопоставлялись с МСШ по многоступенчатой схеме через другие регионы — Верхояно-Чукотскую зону, Сибирскую платформу (СП), Северную Америку и др. Следующим качественным скачком по пути совершенствования схемы расчленения ордовика Северо-Востока Азии является биостратиграфическая шкала по брахиоподам, разработанная М. М. Орадовской [4].

В связи с проведением крупномасштабного картирования возникла необходимость в дополнительном исследовании фауны и стратиграфии ордовика хр. Селенняхский, что позволило изучить еще одну группу фауны — конодонты — и создать детальную зональную шкалу (таблица).

Биостратиграфическая шкала по конодонтам хр. Селенныхский

Система	Отдел	Ярус	Предлагаемая шкала	Сибирская платформа (Т.А. Москаленко, 1983)	Западная Европа (M. Lidsstrom, 1971; S.M. Bergstrom, 1971)	Северная Америка (B.Z. Ethindton, D.L. Clark, 1971; W.C. Sweet et al., 1971)	Северный Китай (An Tai-xiang et al., 1983)
Ордовикская	Верхний	Аштилский	Слои с B. confluens	— — — — —	A. ordovicicus	12	
			A. pyramidalis	A. pyramidalis			
			T. elegans	A. nobilis	A. superbus	11	Y. yaoxianensis
			P. undatus	O. (?) dolboricus		10	Y. neimengguensis
	Средний	Карадокский	P. unflexus—C. sweeti	A. festus B. com.—C. mangas. P. unflexus—C. sweeti	A. ivterensis	9	T. multidentatus E. typus
			P. flexuosus	A. anomalis	A. anserinus	8	S. handanensis
			P. (?) borealis	P. flexuosus	P. serrus	7	A. serratus
			P. (?) primus	C. lyrata	E. variabilis	6	P. onychodonta
	Нижний	Аренитский	T. tangshanensis	S. quadraplicata — H. angulata	M. parva B. triangularis	5	E. suecicus A. (?) linxiensis P. fragilis
			O. evae		O. evae	4	T. tangshanensis
			Слои с S. cornutiformis	S. (?) aberrans	P. elegans P. proteus	E	A. leptosomatus — L. dissectus J. gananda — S. sunan
			Слои с A. oneotensis	A. lineatus	P. deltifer	D	P. pallidiformis S. bilobatus
	Тремადокский		Слои с C. aff. proavus		C. angulatus	C	S. tersus
						B	G. quadraplicatus — S. optimus C. rotundatus — R. manitouensis U. beim — M. sevier.

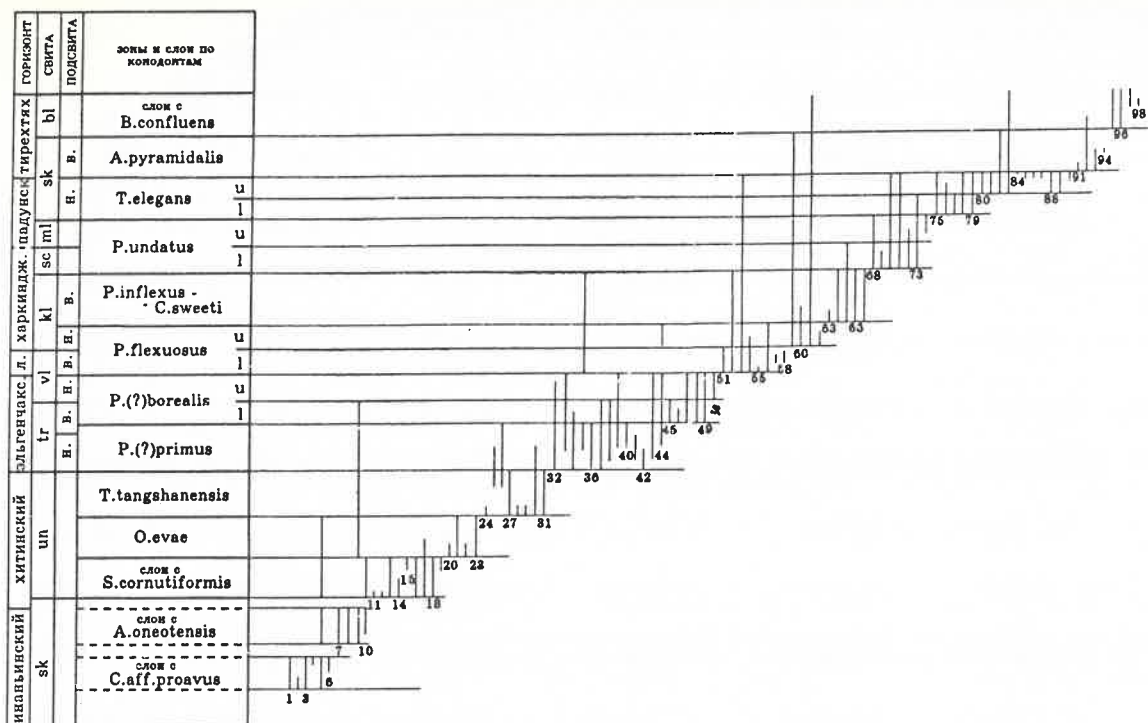


Рис.1 Распространение видов конодентов в ордовикских отложениях хр. Селенныхский:

1 — *AurIobodus cr. simplex* Xiang et Zhang; 2 — *Cordylodus* sp.; 3 — *C.cf.proavus* Mul.; 4 — *Drepanodus arcuatus* Pand.; 5 — «*Paltodus*» *bassleri* Furn.; 6 — *P.distortus* Br.et M.; 7 — *Acodus oneotensis* Furn.; 8 — *Acontiodus reclinatus* Lind.; 9 — *Drepanoistodus forceps* (Lind.); 10 — *Scolopodus rex* Lind.; 11 — *Acontiodus* sp.A; 12 — *Acodus* sp.; 13 — *Glyptocodus duaraplicatus* (Br.et M.); 14 — *Protopanderodus rectus* (Lind.); 15 — *Oistodus* sp.; 16 — *O.lanceolatus* Pand.; 17 — *Scantodus warendensis* (Dr.et Jon.); 18 — *Scolopodus cornutiformis* Br.et M.; 19 — *S.sp.B*; 20 — *Oepikodus evae* (Lind.); 21 — *Acontiodus stauferi* (Furn.); 22 — *Cordylodus cr. intermedius* Furn.; 23 — *Periodon flabellum* (Lind.); 24 — *Acodus (?) russoi* Serp.; 25 — *Microozarkodina cf. parva* Lind.; 26 — *Histiodela sinuosa* (Gr.et Ell.); 27 — *Oistodus multicorugatus* Har.; 28 — *Paltodus* sp.A; 29 — *Polycaulodus* sp.; 30 — *Tangshanodus tangshanensis* An; 31 — *Ulrichodina wisconsinensis* Furn.; 32 — *Phragmodus (?) borealis* Tar., sp.nov.; 33 — *Acanthocordylodus tyllari* Tar., sp.nov.; 34 — *Acodus deltatus* Lind.; 35 — *Ansella jamtlanica* (Lofg.); 36 — *Cardiodela tumida* (Br.et M.); 37 — *Erismodus asymmetricus* (Br.et M.); 38 — *Histiodela serrata* Har.; 39 — *Microcoelodus ex gr.expansa* Br.et M.; 40 — *M.expansa* Br.et M.; 41 — *Microozarkodina* sp.A; 42 — *Oistella pulchra* Brad.; 43 — *Oulodus ex gr.primus* (Stauf.); 44 — *Ptilocodus longidentatus* Mosk.; 45 — *Coelodus mirabilis* Dr.et M.; 46 — *Microozarkodina cf.flabellum* (Lind.); 47 — *Neocoelodus dutchtownensis* Young.et Cull.; 48 — *Phragmodus (?) Primus* Tar.,sp.nov.; 49 — *Tetraprioniodus mehanoshini* Tar.,sp.nov.; 50 — *Polyplacognathus angarensis* Mosk.; 51 — *Amorphognathus truschelevi* Tar.,sp.nov.; 52 — *Drepanodistacodus vistris* (Mosk.); 53 — *Drepanoistodus suberectus* (Br.et M.); 54 — *Erraticodon balticus* Dzik; 55 — *Neocoelodus* sp.; 56 — *Phragmodus flexuosus* Mosk.; 57 — *Tetraprioniodus* sp.; 58 — *Scolopodus* sp.A; 59 — *Belodina compressa* (Br.et M.); 60 — *Oulodus restrictus* (Mosk.); 61 — *Panderodus gracilis* Br.et M.; 62 — *Stereoconus bicostatus* Mosk.; 63 — *Acanthiodus* sp.; 64 — *Cahabagnathus sweeti* (Berg.); 65 — *Erraticodon gratus* (Mosk.); 66 — *Oistodus petaloideus* Mosk.; 67 — *Phragmodus inflexus* Stauf.; 68 — *Dapcilodus (?) similis* (Rhodes); 69 — *Periodon aculeatus* Hadd.; 70 — *P.grandis* (Ethin.); 71 — *Protopanderodus liripipus* Ken.,Bar.et Uyeno; 72 — *Phragmodus undatus* Br.et M.; 73 — *Protopanderodus insculptus* (Br.et M.); 74 — *Ozarcodina (?) dolboricus* (Mosk.); 75 — *Acanthodina regalis* Mosk.; 76 — *Acanthocordylodus cf.fidelis* Mosk.; 77 — *Pseudobelodina (?) dispansa* (Br.et M.); 78 — *Tetraprioniodus elegans* Mosk.; 79 — «*Scolopodus*» *consimilis* Mosk.; 80 — *Dolborodina gen.nov.*,Mosk. (in coll.); 81 — *Oulodus ulrichi* (Stuone et Furn.); 82 — *Phragmodus (?) tunguskaensis* Mosk.; 83 — *Pseudobelodina diminitiva* (Br.et M.); 84 — *Panderodus* sp.1; 85 — «*Scolopodus*» sp.; 86 — *Tetraprioniodus* sp.1; 87 — *Acanthodina cf.regalis* Mosk.; 88 — *A.nobilis* Mosk.; 89 — *Acanthocordylodus fidelis* Mosk.; 90 — *Ozarcodina* sp.A; 91 — *Aphelognathus* sp.; 92 — *A.pyramidalis* (Br.,M.et Br.); 93 — *Belodina cf.confluens* (Sweet); 94 — *Scabbardella altipes* Orch.; 95 — *Aphelognathus cf.politus* (Hinde); 96 — *Belodina confluens* (Sweet); 97 — *Pseudooneotodus mitratus* (Mosk.); 98 — *Basselodus aff.borealis* Now.et McCr.

По последовательности появления конодентов в разрезе выделены девять зон и четыре слоя (рис. 1). В нижнем ордовике на изучаемой территории с большей долей условности выделяются инаньинский (тремадок) и хитинский (арениг) горизонты. В

составе инаньинского горизонта прослеживаются слои с *Cordylodus cf.proavus* и слои с *Acodus oneotensis*.

Слои с *Cordylodus cf. proavus* установлены в средней части секдекунской свиты, сложены серыми и темно-серыми доломити-

стыми, алевроитистыми и глинистыми известняками с прослоями доломитов в разрезах по ручьям Бараний и Двойной. Комплекс конодонтов включает *Aurilobodus* cf. *simplex* Xaing et Zhang., *Cordylodus* sp., *C. cf. proavus* Mul., «*Drepanodus*» *arcuatus* Pand., «*Paltodus*» *bassleri* Furn., *P. distortus* Br. et M. Состав конодонтов свидетельствует о его близости комплексу зоны *Cordylodus proavus* [25, 29]. Близкие формы с *Aurilobodus* cf. *simplex* описаны из тремадокских отложений Китая [11]. Все это позволяет определить возраст слоев как тремадокский.

Слои с *Acodus oneotensis* приурочены к верхней части секдекунской свиты в верховьях р. Тарынг-Юрях и по руч. Эпилог, сложены темно-серыми и серыми глинистыми и доломитистыми известняками с редкими прослоями доломитов. Определены конодонты — *Acodus oneotensis* Furn., *Acontiodus reclinator* Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), «*Paltodus*» *bassleri* (Furn.), *Scolopodus rex* Lind. Присутствие видов *Acodus oneotensis* и *Acontiodus reclinator*, стратиграфический интервал которых ограничен аналогами тремадока, позволяет считать возраст слоев тремадокским [8, 30].

Хитинский горизонт расчленен на слои с *Scolopodus cornutiformis*, зоны *Oepikodus evae* и *Tangshanodus tangshanensis*.

Слои с *Scolopodus cornutiformis* установлены в верхней части секдекунской и нижней части унгинской свит в разрезах по руч. Эпилог и в верховьях р. Тарынг-Юрях, представлены серыми и темно-серыми глинистыми и алевроитистыми известняками. В верхах преобладают известковистые алевролиты, в которых найдены *Acontiodus* sp. B, *Acodus* sp., *Glyptoconus quadruplicatus* (Br. et V.), «*Paltodus*» *bassleri* Furn., *Protopanderodus rectus* (Lind.), *Oistodus* sp., *O. lanceolatus* Pand., *Scantodus warendensis* (Dr. et Jon.), *Scolopodus cornutiformis* Br. et M., *S. rex* Lind., *S. sp. B*. Наличие видов *Scolopodus cornutiformis* и *Protopanderodus rectus*, которые известны только из аренига и его аналогов, свидетельствует об аренигском возрасте слоев [6, 22, 23]. Остальные виды имеют более широкое стратиграфическое и географическое распространение, известны из Австралии [19], Швеции [27], Северной Америки [22].

Зона *Oepikodus evae* выделена в Балтийско-Скандинавской провинции [27]. На изучаемой территории она выделена в средней части унгинской свиты в стратотипическом разрезе, в разрезах по р. Уянгина и руч. Эпилог, сложенных известковистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, алевро-

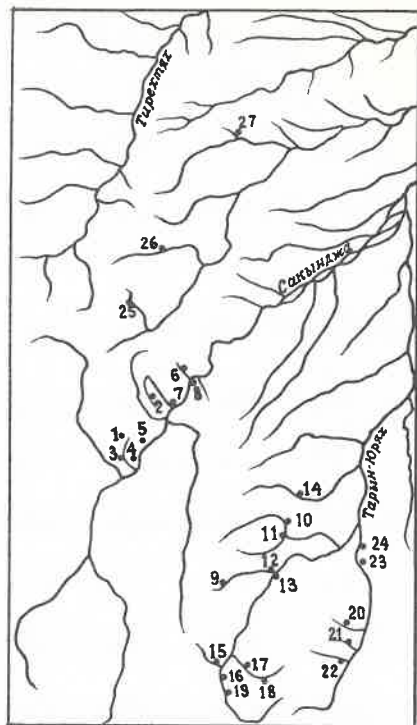


Рис. 2 Схема расположения разрезов

водоразделы ручьев: 1 — Догор, Правый и Малыш; 2 — Калычан и Удачный; 3 — Нальчан и Догор; 4 — Догор и Зеленый; 5 — Петр Федорович и Чистый; 6 — руч. Ус, р. Сакынджа; 7 — р. Сакынджа (устье руч. Удачный); 8 — р. Сакынджа (правый борт); 9 — руч. Ошибковый; 10 — руч. Сыачан-Нанча 1; 11 — руч. Сыачан-Нанча 2; 12 — руч. Ошибковый (нижнее течение); 13 — руч. Ошибковый (устье); 14 — руч. Хоникукичан; 15 — руч. Волчий; 16 — р. Тарынг-Юрях; 17 — руч. Унга; 18 — руч. Унга (верховья); 19 — р. Тарынг-Юрях (верховья); 20 — руч. Бараний; 21 — руч. Останцовый; 22 — руч. Двойной; 23 — р. Секдекун (нижнее течение); 24 — р. Секдекун (устье); 25 — руч. Молох; 26 — руч. Инаринджа; 27 — руч. Четлаун

тистых, онколитовых и глинистых известняков, с редкими неопределимыми трилобитами и брахиоподами. Нижняя граница зоны установлена на уровне первого появления вида-индекса, верхняя — по появлению *Tangshanodus tangshanensis* An. Мощность зоны 169—170 м.

Зональный комплекс — *Acontiodus staufferi* (Furn.), *Cordylodus* cf. *intermedius* Furn., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Oepikodus evae* (Lind.), «*Paltodus*» *bassleri* Furn., *Periodon flabellum* (Lind.), *Scantodus warendensis* (Dr. et Jon.). Наличие вида-индекса, *Periodon flabellum* и *Drepanoistodus forceps* позволяет идентифицировать зону *O. evae*, которая сопоставляется с граптолитовой зоной *Didymograptus extensus* (арениг) Великобритании [15].

Стратотип зоны *Tangshanodus tangshanensis* расположен в Северном Китае [11]. На хр. Селенняхский зона выделена в

верхней части унгинской и в нижней части тарынгоряхской свит в разрезах по руч. Унга, р. Тарын-Юрх, представленных известковистыми алевролитами, глинистыми и алевитистыми известняками с тонкими прослоями и линзами органогенно-обломочных разностей. В них встречаются трилобиты и брахиоподы плохой сохранности; в нижней части зоны в известковистых алевролитах найдены граптолиты. Нижняя граница описана выше, верхняя — установлена по появлению *Phragmodus (?) primus* Tar., sp. nov. Мощность зоны 181—218 м.

Зональный комплекс — *Acodus (?) russoi* Serp., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Microozarkodina* cf. *parva* Lind., *Histodella sinuosa* (Gr. et Ell.), *Oistodus multicorugatus* Har., *Paltodus* sp. A, *Polycaulodus* sp., *Tangshanodus tangshanensis* An, *Ulrichodina wisconsinensis* Furn. Стратиграфический интервал распространения видов *Oistodus multicorugatus* и *Ulrichodina wisconsinensis* за пределами изучаемого региона ограничен аренигом [17, 30, 33]. Интервал распространения других видов более широкий, они появляются в арениге и переходят в лланвирн [11, 14, 22]. Все вышеуказанное позволяет нам относить зону к аренигу — лланвирну.

В среднем ордовике Северо-Востока Азии выделяются три горизонта: эльгенчакский, лачугский и харкинджинский [4, 9].

На изучаемой территории в составе эльгенчакского горизонта выявлены две зоны: *Phragmodus (?) primus* и *Phragmodus borealis*.

Стратотипический разрез зоны *Phragmodus (?) primus* расположен в среднем течении руч. Унга. Зона установлена в разрезах нижнетарынгоряхской подсвиты по рекам Тарын-Юрх, Секдекун и Уяндина, сложенных чередованием глинистых и органогенно-обломочных известняков с многочисленными остатками трилобитов, брахиопод и остракод [10]. Нижняя граница описана выше, верхняя — установлена на уровне первого появления *Phragmodus (?) borealis* Tar., sp. nov., *Acanthocordylodus Tyllari* Tar., sp. nov. и *Tetraprioniodus mehonoshini* Tar., sp. nov. Мощность зоны 174—269 м.

Зональный комплекс — *Acodus deltatus* Zind., *Cardiodella tumida* (Br. et M.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Erismodus asymmetricus* (Br. et M.), *Histodella serrata* Har., *H. sinuosa* (Gr. et Ell.), *Microcoelodus* ex gr. *expansus* Br. et M., *M. expansus* Br. et M., *Microozarkodina* sp. A, *M. cf. parva* Lind., *Oistella pulchra* Brad., *Oulodus* ex gr. *primus* (Stauf.), *Phragmodus (?) primus* Tar., sp. nov.,

Ptiloconus longidentatus Mosk., *Tangshanodus tangshanensis* An и др. Первые четыре вида и *Ptiloconus longidentatus* широко распространены в вихоревском и муктэйском горизонтах Сибирской платформы, которые коррелируются с лланвирнским ярусом [8]. Виды *Microcoelodus expansus* и *Histodella serrata* известны из аналогов лланвирнских отложений США [32], кроме того, второй из них найден в Польше [20, 21], Швеции [26], Канаде [13, 23] и Австралии [28]. Все это позволяет датировать зону лланвирном.

Стратотип зоны *Phragmodus borealis* установлен в разрезе по руч. Унга. Зона разделена на две подзоны, граница между которыми проводится по появлению вида *Polyplacognathus angarensis* Mosk.

Нижняя подзона установлена в верхней части тарынгоряхской и в нижней части волчинской свит в разрезах по руч. Унга, в верховьях р. Тарын-Юрх, по р. Секдекун. Мощность подзоны 240—494 м.

Комплекс конодонтов — *Acanthocordylodus tyllari* Tar., sp. nov., *Acodus deltatus* Lind., *Coelodus mirabilis* Moskalenko, *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Erismodus asymmetricus* (Br. et M.), *Histodella serrata* Harris, *Microcoelodus* ex gr. *expansus* Br. et M., *Microozarkodina* cf. *flabellum* (Lind.), *Neocoelodus dutchtownensis* Young et Gull., *Oulodus* ex gr. *primus* Br. et M., *Phragmodus (?)* Tar., sp. nov., *P. (?) primus* Tar., sp. nov., *Ptiloconus longidentatus* Mosk., *Tetraprioniodus mehonoshini* Tar., sp. nov. Данный комплекс конодонтов наиболее близок к комплексу вихоревского и муктэйского горизонтов Сибирской платформы [3] и «фауны 5» Северной Америки [32]. Известные интервалы распространения большинства видов позволяют датировать нижнюю подзону лланвирном.

Верхняя подзона установлена в нижней части волчинской подсвиты в разрезах по ручьям Унга, Волчий, по водоразделу ручьев Калычан и Удачный, представленных известковистыми алевролитами с прослоями и линзами глинистых и органогенно-обломочных известняков с многочисленными и разнообразными трилобитами, брахиоподами и остракодами [10]. Нижняя граница описана выше, верхняя — установлена на уровне первого появления *Phragmodus flexuosus* Mosk. и *Amorphognathus truschelevi* Tar., sp. nov. Мощность подзоны 67—274 м.

Комплекс конодонтов — *Acanthocordylodus tyllari* Tar., sp. nov., *Microcoelodus* ex gr. *expansus* Br. et M., *Neocoelodus dutchtownensis* Young et Gull.,

Oulodus ex gr. primus Br. et M., *Phragmodus* (?) *borealis* Tar., sp. nov., *Polyplacognatus angarensis* Mosk., *Ptiloconus longidentatus* Mosk., *Tetraprioniodus mehanoshini* Tar., sp. nov. Наиболее многочисленные в верхней подзоне элементы *Polyplacognatus angarensis* описаны из муктэйского горизонта (лланвирн) Сибирской платформы, где занимают, как и в нашем случае, узкий стратиграфический интервал [8].

Лачугскому горизонту соответствует нижняя подзона *Phragmodus flexuosus*.

Зона *Phragmodus flexuosus* выделена на Сибирской платформе [2]. В хр. Селенняхский она выделена в объеме тейль-зоны вида-индекса, разделена на две подсвиты. Граница между подзонами проводится по исчезновению *Amorphognathus truschelevi* Tar., sp. nov. и появлению *Oulodus restrictus* Mosk. Нижняя граница зоны описана выше, верхняя — установлена на уровне первого появления *Phragmodus inflexus* Stauf. и *Canabagnathus sweeti* (Berg.).

Нижняя подзона установлена в верхне-волчинской и нижнекалычанской подсвитах, сложенных глинистыми, алевроитистыми и органогенно-обломочными известняками с многочисленными брахиоподами, остракодами, трилобитами [10] в разрезе по водоразделу ручьев Калычан и Удачный. Мощность 126—259 м.

Комплекс конодонтов — *Amorphognathus truschelevi* Tar., sp. nov., *Ansella jamtlantica* (Lofg.), *Drepanodistacodus vistris* Mosk., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon balticus* Dzik, *Neocoelodus* sp., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Tetraprioniodus* sp., *Scolopodus* sp. A. Вид-индекс широко распространен в волгинском горизонте (лландейло) Сибирской платформы [6], является аналогом для комплекса «фауны 6» США [32], известен из аналогов лландейлского яруса Арктической Канады [13]. *Erraticodon balticus* описан из лландейлских отложений Польши [21]. Все вышеуказанное позволяет установить возраст подзоны как лландейло.

В объеме харкинджинского горизонта выделяются: верхняя подзона *Phragmodus flexuosus*, зоны *Phragmodus inflexus* — *Canabagnathus sweeti* и нижняя подзона *Phragmodus undatus*.

Верхняя подзона *Phragmodus flexuosus* выделена в разрезах по водоразделам ручьев Калычан и Удачный, Догор, Малыш и Правый и по р. Уяндына, представленный чередованием глинистых и органогенно-обломочных известняков. Мощность 340—658 м.

Комплекс конодонтов — *Ansella jamtlantica* (Lofg.), *Belodina compressa* (Br.

et M.), *Drepanodistacodus vistris* Mosk., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon balticus* Dzik, *Oulodus restrictus* (Mosk.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Ptiloconus anomalis* (Mosk.), *Stereoconus bicostatus* Mosk. Данный комплекс по составу очень близок ассоциации конодонтов из киренско-кудринского горизонта Сибирской платформы [5, 6] и из «фауны 7» США [32], возраст которых установлен как лландейлский.

Зона *Phragmodus inflexus* — *Canabagnathus sweeti*. выделена на Сибирской платформе [3]. В пределах хр. Селенняхский она установлена в разрезах верхнекалычанской подсвиты по водоразделам ручьев Нальчан и Догор, ручьев Калычан и Удачный и по руч. Хоникукичан и верховьях руч. Ошибковый, сложенных глинистыми и органогенными известняками с многочисленными разнообразными брахиоподами, остракодами, трилобитами, мшанками и наутилоидеями [10], прослоями доломитизированных известняков и доломитов с табулятами и мшанками. Нижняя граница описана выше, верхняя проводится по появлению *Phragmodus undatus* Br. et M. и *Protopanderodus liripipes* Ken., Bar. et Uyeno. Мощность 192—373 м.

Зональный комплекс — *Acanthiodus* sp., *Ansella jamtlantica* (Lofg), *Canabagnathus sweeti* (Berg), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon gratus* (Mosk.), *Oistodus petaloideus* Mosk., *Oulodus restrictus* (Mosk.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Phragmodus inflexus* Stauf. Виды *Oistodus petaloideus*, *Canabagnathus sweeti* и *Erraticodon gratus* определяют облик чертовского горизонта Сибирской платформы [3]. Чертовский горизонт сопоставляется с граптолитовой зоной *Nemagraptus gracilis*, что соответствует в общей стратиграфической шкале верхней части лландейло — нижней части карадока. Наличие вида *Canabagnathus sweeti*, который известен из узкого стратиграфического интервала, совпадающего с верхней частью конодонтовой зоны *Pugodus anserinus* [15], также подтверждает установленный возраст. Кроме того, изучаемый комплекс имеет большое сходство с ассоциацией конодонтов из «фауны 7» США [32] и зоны *Pugodus anserinus*, выявленной в стратотипе лландейлского яруса в Англии [16].

Единого стратотипа зоны *Phragmodus undatus* установить пока не представляется возможным: опорным служит разрез по руч. Сыачан-Нанча. Нижняя граница зоны описана выше, верхняя — проводится на уровне *Acanthodina regalis* (Mosk.) и *Tetraprioniodus elegans* Mosk. Зона разделена на две подзо-

ны, граница между которыми проводится по появлению *Ozarkodina* (?) *dolboricus* (Mosk.).

Нижняя подзона прослежена в разрезах сыачанской свиты по руч. Ус, по водоразделу ручьев Петр Федорович и Чистый, ручьям Догор, Зеленый, Ошибковый, Сыачан-Нанча, сложенных известковистыми алевролитами насыщенными граптолитами, [10], с прослоями глинистых и алевритистых известняков, реже прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков с брахиоподами, трилобитами и остракодами. Мощность 305—358 м.

Комплекс конодонтов — *Belodina compressa* (Br. et M.), *Dapcilodus* (?) *similaris* (Rhodes), *Drepanoistodus suderectus* (Br. et M.), *Erraticodon gratus* (Mosk.), *Periodon aculeatus* Hadd., *P. grandis* (Ething.), *Protopanderodus liripipus* Ken., Bar. et Uyeno, *P. insculptus* (Br. et M.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Phragmodus undatus* Br. et M. Вид-индекс и *Periodon grandis* широко распространены в средне- и верхнеордовикских отложениях Северной Америки [15, 31, 32] и Европы [14]. *Protopanderodus liripipus* описан из аналогов карадока в Канаде [24, 31]. Стратиграфический интервал развития *Erraticodon gratus* ограничен чертовским горизонтом Сибирской платформы [5]. На основании изложенного нижняя подзона датируется карадоком.

В верхнем ордовике Северо-Востока Азии выделены два горизонта: падунский и тирехтахский [4].

Падунский горизонт расчленен на верхнюю подзону *Phragmodus undatus* и зону *Tetraprioniodus elegans*.

Верхняя подзона выделена в разрезах болоховской свиты по руч. Ошибковый, по руч. Ус, по водоразделу ручьев Догор и Зеленый, по руч. Молох, представленных глинистыми, алевритистыми и органогенно-обломочными известняками с разнообразными и многочисленными брахиоподами, трилобитами, остракодами и табулятами, редкими прослоями известковистых алевролитов с граптолитами. Мощность 74—153 м.

Комплекс конодонтов — *Belodina compressa* (Br. et M.), *Drepanoistodus suderectus* (Br. et M.), *Ozarkodina* (?) *dolboricus* (Mosk.), *Periodon grandis* (Ething.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Protopanderodus insculptus* (Br. et M.), *P. liripipus* Ken., Bar. et Uyeno.

Ozarkodina (?) *dolboricus* — характерный вид долборского горизонта (ашгилл) Сибирской платформы [8]. Известные интервалы распространения остальных видов позволяет датировать верхнюю подзону ашгиллом.

Зона *Tetraprioniodus elegans* выделена в верхней части болоховской и нижней половине сакинджинской свит. Опорными являются разрезы по ручьям Ошибковый и Ус. Нижняя граница описана выше, верхняя — установлена по первому появлению *Aphelognathus pyramidalis* (Br., M. et Br.). Зона подразделена на две подзоны, граница между которыми проводится по появлению представителей рода *Dolborodina* Mosk. (in coll.).

Нижняя подзона изучалась в разрезах по ручьям Сыачан-Нанча, Ошибковый, Ус, Молох, представленных пелитоморфными и глинистыми известняками с линзами и прослоями органогенных разностей с брахиоподами, остракодами, криноидеями и гастроподами. Мощность 94—140 м.

Комплекс конодонтов — *Acanthodina regalis* Mosk., *Acanthocordylodus cf. fidelis* Mosk., *Belodina compressa* (Br. et M.), *Drepanoistodus suderectus* (Br. et M.), *Ozarkodina* (?) *dolboricus* (Mosk.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Periodon grandis* (Ethington), *Protopanderodus insculptus* (Br. et M.), *P. liripipus* Ken., Bar. et Uyeno, *Pseudobelodina* (?) *dispana* (Br. et M.), *Tetraprioniodus elegans* Mosk., «*Scolopodus*» *consimilis* Mosk.

Первые два вида, *Tetraprioniodus elegans* и *Pseudobelodina* (?) *dispana*, известны из верхней части долборского горизонта (ашгилл) Сибирской платформы [2, 6]. Кроме того, последний из них широко распространен в аналогах ашгиллия в Северной Америке [28]. Все вышеуказанное позволяет датировать нижнюю подзону ашгиллом.

Верхняя подзона установлена в разрезе по ручьям Ус и Инаринджа в сакинджинской свите, представленной глинистыми, алевритистыми и доломитизированными известняками и доломитами с прослоями органогенных и органогенно-обломочных известняков. Мощность 223 м.

Комплекс конодонтов — *Acanthocordylodus cf. fidelis* Mosk., *A. fidelis* Mosk., *Acanthodina nobilis* Mosk., *A. regalis* Mosk., *A. cf. regalis* Mosk., *Belodina compressa* (Br. et M.), *Dolborodina* gen. nov. Mosk. (in coll.), *Oulodus ulrichi* (Stone et Furn.), *Ozarkodina* (?) *dolboricus* (Mosk.), *O. sp. D*, *Panderodus gracilis* Br. et M., *P. sp. 1*, *Phragmodus* (?) *tunguskaensis* Mosk., *Pseudobelodina diminutiva* (Br. et M.), *Tetraprioniodus sp. 1*, *T. elegans* Mosk., «*Scolopodus*» sp., «*S.*» *consimilis* Mosk. Виды *Dolborodina* gen. nov. и *Phragmodus* (?) *tunguskaensis* известны из долборского и нирундинского горизонтов (ашгилл) Сибирской платформы [6]. *Oulodus ulrichi* широко

распространен в аналогах ашгильского яруса в Северной Америке [18]. С учетом этого подзона датируется ашгиллом.

В объеме тирехтяхского горизонта выделены зона *Aphelognathus pyramidalis* и слои с *Belodina confluens*.

Зона *Aphelognathus pyramidalis* установлена в разрезах сакындинской свиты по рекам Сакынжда и Инаринджа, по руч. Ухват, сложенных серыми и темно-серыми глинистыми и органогенно-обломочными известняками, в верхней части прослоями серых и светло-серых доломитов. Нижняя граница описана выше, верхняя — проводится по массовому появлению *Belodina confluens* Sweet. Мощность 100—205 м.

Комплекс конодонтов — *Aphelognathus* sp., *A. pyramidalis* (Br., M. et Br.), *Belodina* cf. *confluens* (Sweet), *B. compressa* (Br. et M.), *Panderodus gracilis* Br. et M., *Phragmodus* (?) *tunguskaensis* (Mosk.), *Pseudobelodina diminutiva* (Br. et M.), *Scbbardella altipes* Orch., «*Scantodus*» *manifestus* Mosk. Вид-индекс широко распространен в аналогах ашгильского яруса в Северной Америке [31], известен из бурского горизонта (ашгилл) Сибирской платформы [6]. Это позволяет определить возраст зоны ашгиллом.

Слои с *Belodina confluens* впервые выделены в салюкинском горизонте Приполярного Урала [1]. На изучаемой территории они установлены в балгикакчанской свите в разрезах по р. Сакынжда, ручьям Удачный, Инаринджа и Ухват, представленных преимущественно серыми и светло-серыми известняками, прослоями доломитов и органогенных известняков: на юге — преобладают массивные рифогенные светло-серые доломиты с редкими прослоями органогенных известняков с крупными колониями табулят и стромотопорат. Нижняя граница описана выше, верхняя — проводится по первому появлению силурийских граптолитов и *Ozarkodina oldhamensis* (Rexr.). Мощность 300 м.

Комплекс конодонтов — *Aphelognathus* cf. *politus* (Hinde), *A. pyramidalis* (Br., M. et Br.), *Belodina confluens* (Sweet), *Basselodus* aff. *borealis* Now. et McCrack., *Panderodus gracilis* Br. et M., *Pseudobelodina diminutiva* (Br. et M.). Первые три вида характерны для верхнеордовикских отложений Северной Америки [31, 32], кроме этого первый вид известен из слоев *Aphelognathus* Приполярного Урала [1].

Итак, конодонтовые ассоциации из ордовикских отложений хр. Селенняхский характеризуются рядом особенностей и спецификаций. Развитие и распространение коно-

донтофорид в значительной степени связаны с геологической историей палеобассейна. На данной территории отложения отмечаются преобладающим карбонатным составом при незначительном участии терригенных пород, отражающим все этапы развития — интенсивно сменявшихся трансгрессии и регрессии. В раннеордовикскую эпоху данная площадь имела обширную связь с окружающими регионами, в среднеордовикскую — наиболее близкие взаимосвязи с комплексами конодонтофорид из Сибирской платформы, в позднеордовикскую — обширные биогеографические связи между акваториями Сибири, Тимана и Северной Америки. Созданная зональная шкала позволяет проводить детальную корреляцию с другими регионами мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников С.В. Новые данные о границе ордовика и силура в Тимано-Североуральском регионе // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. — Л., 1988. С.34—39.
2. Москаленко Т.А. Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1973.
3. Москаленко Т.А. Закономерности развития и биогеографические связи ордовикских конодонтофорид на Сибирской платформе // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеогеография и палеоэкология. — Новосибирск, 1983. С.76—97.
4. Ордовикская М.М. Биостратиграфия и фауны ордовика — силура Северо-Востока СССР. — М.: Недра, 1988.
5. Ордовик Сибирской платформы. Опорный разрез на р.Кулюмбе/А.В.Каныгин, Т.А. Москаленко и др. — М.: Наука, 1982.
6. Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас/А.В.Каныгин, А.М.Обут, К.Н.Волкова и др. — Новосибирск: Наука, 1984.
7. Ордовик Сибирской платформы: Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны/А.В.Каныгин, Т.А.Москаленко Т.А. и др. — Новосибирск: Наука, 1989.
8. Ордовик западной части Иркутского амфитеатра/А.В.Каныгин, Т.А.Москаленко, Т.А.Дивина и др. //Тр. ИГГ СО АН СССР. 1984. Вып.529.
9. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. — Магадан, 1978.
10. Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР/ М.Н.Чугаева, Х.С.Розман, В.А.Иванова и др. — М.: Наука, 1964.
11. An Tai-xiang. Recent progress in Cambrian and Ordovician conodont biostratigraphy of China //In Paleontology China; Geol. Soc. of America, Special Paper, 1981. 187. P.209—224.
12. An Tai-xiang, Zhang Fang, Xiang Weiga et al. The conodonts of North China and adjacent region — Beijing, 1983.
13. Barnes C.R. Ordovician conodont biostratigraphy of the Canadian Arctic //In Proceeding of the symposium on the Canadian Arctic. Geol. Assoc. of Canada/Canadian Soc. of Petrolgeol., 1974. P.221—240.
14. Bergstrom S.M. Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europa and Eastern

- Nort America // *Geol.Soc.Amer.Mem.*, 1971. № 127. P.79—97.
15. *Bergstrom S.M.* Middle and Upper Ordovician conodont and graptolite biostratigraphy of the Marathon, Texas graptolite zone reference standard // *Paleont.* 1978. Vol. 21(4). P.723—758.
 16. *Bergstrom S.M., Rhodes F.H.T., Lindstrom M.* Conodont biostratigraphy of the Llanvirn-Llandelo and Llandelo-Caradoc Series boundaries in the Ordovician System of Wales and Welsh Borderland // *Conodont biofacies and provincialism. Spec.Paper.* 1984. 196. P.294—312.
 17. *Bradshaw L.E.* Conodont from the Fort Pena Limestone (Middle Ordovician). Marathon Basin, Texas // *J.Paleontol.* 1969. Vol. 43. № 5. P.1137—1168.
 18. *Catalogue of conodonts* G.Klapper, M.Lindstrom et al. Ed.Ziegler W. 1981. Vol.4.
 19. *Druce E.C., Jones P.J.* Cambro-Ordovician conodonts from the Burke River structural Belt, Queensland // *Dept.Nat.Develop., Austral. Bur. Min. Res. Geol., Geophys. Bul.*, 1971. Bul.110.
 20. *Dzik J.* Remark on the evolution Ordovician conodonts // *Acta Paleontol.Polon.* 1976. Vol.21. N 1. P.51—72.
 21. *Dzik J.* Conodont biostratigraphy and paleogeographical relations of Ordovician Mojca Limestone (Holy Crossmets, Poland) // *Jbid.* 1978. Vol.23. № 1. P.51—72.
 22. *Ethington R.L., Clark D.L.* Lower Ordovician conodonts in North America // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. № 127. P.63—82.
 23. *Fahraeus L.E., Nowlan G.S.* Frankolian (Late Cambrian) to Early Champilian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // *J. Paleontol.* 1978. Vol. 52. № 2. P.444—471.
 24. *Kennedy D.J., Barnes C.R., Uyeno T.T.* A Middle Ordovician conodont faunule from the Teta gouché Group, Camol Back Mountain, Brunswick // *Can.Jorn.of Earth Sci.* 1979. Vol.16. P.540—551.
 25. *Landing Ed.* High Gorge: Upper Cambrian and Lower Ordovician continental deposition and biostratigraphy, northwestern Vermont // *Ibid.* 1983. Vol.57. № 6. P.1149—1187.
 26. *Lindstrom M.* Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-Central Sweden // *Geol. Foren. Stockholm Forhandl.* 1955. Bd.76. № 479. H.4. S.517—603.
 27. *Lindstrom M.* Lower Ordovician conodonts of Europe // *Geol.Soc.Amer.Mem.* 1971. № 127. P.21—61.
 28. *McCracken A.D.* Discription and correlation of Late Ordovician conodonts from the D. ornatus and P. pacificus graptolite zones Road River Group, northern Yukon Territory // *Can. Jorn. of Sciences.* 1987. Vol.24. P.1450—1464.
 29. *McTavish R.A., Legg D.P.* Middle Ordovician correlation — conodont and graptolite evidens from Western Australia // *Neues Jb. Geol. Palaon. Mh.* 1972. H.8. P.465—474.
 30. *Miller J.F.* Upper Cambrian and Lowermost Ordovician conodont faunas of the House Range, Utah // *Southwest. Miss. State Univ. Geosci. ser.*, Springfield. 1978. № 5. P.1—33.
 31. *Mound M.C.* A conodonts fauna from the Jones Formation (Ordovician), Oklahoma // *Tulane Stud. Geol. and Paleontol.* 1965. Vol.4. № 1. P.1—46.
 32. *Nowlan G.S., Barnes C.R.* Late Ordovician conodonts from the Vaureal Formation, Anticosti Island, Quebec // *Geol.Surv. of Can.Bul.* 1981. 329. Part 1. P.1—49.
 33. *Sweet W.C., Ethington R.L., Barnes C.R.* North American Middle and Upper Ordovician conodonts faunas // *Geol.Soc.Amer.* 1971. № 127. P.163—193.
 34. *Uyeno T.T., Barnes C.R.* Conodonts from the Levis Formation (Zone D1) (Middle Ordovician) Levis, Quebec // *Geol.Surv. of Can.* 1970. Bul.187. P. 99—123.

Минералогия, литология, петрография

УДК.552.321:553.3

© А.В.Кислый, Д.В. Утробин, 1994

Геологическое строение и минералогия Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии

А.В.КИСЛЫЙ, Д.В.УТРОБИН (ГГП «Алдангеология»)

В центральной части Становой складчатой области и прилегающих к ней частях Алданского щита широко распространены интрузии докембрийских основных и ультраосновных пород, имеющие разнообразное тектоническое положение, состав, морфологию, размер, возраст и т.д. Среди этих образований наибольший интерес, с точки зрения потенциальной рудоносности, вызывают расслоенные интрузии, дифференцированные от дунитов до лейкогаббро и диоритов. В ряде случаев они содержат промышленные концентрации апатита, ильменита, титаномагнетита, хромита, сульфидных медно-никелевых руд, платиноидов. До

настоящего времени относительно неплохо изучены только наиболее крупные из них — Лукиндинский [2], Бурпалинский [3, 4], Лучинский и Ильдеусский массивы (рис. 1).

Одним из слабоизученных интрузивов был Кавактинский габброноритовый массив, расположенный на крайнем юге Якутии в 30 км к востоку от пос. Нагорный в верхнем течении р. Кабакта — правого притока р. Тимптон. Массив известен с конца 50-х годов благодаря установленным в его пределах проявлениям титаномагнетитовых руд, которые тогда были признаны бесперспективными. Долгое время он считался неяснозональным штоком слабо мета-

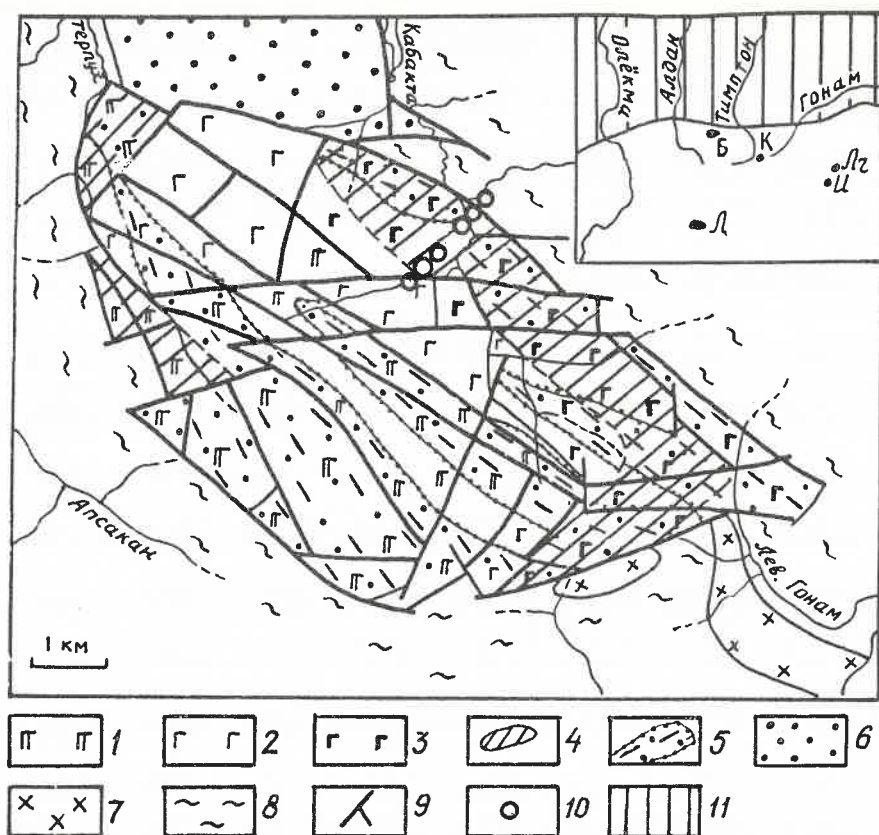


Рис. 1. Схема геологического строения Кавактинского габброноритового массива:

породы расслоенной серии зон: 1 — нижней (оливиновых габброноритов), 2 — средней (габброноритов), 3 — верхней (рудных габброноритов); 4 — контуры рудных тел; 5 — участки развития диафтореза и рассланцевания; 6 — нижнемеловые терригенные отложения; 7 — нижнемеловые кварцевые диориты; 8 — архейский кристаллический фундамент; 9 — разломы; 10 — скважины; 11 — Алданский щит; на врезке — схема размещения наиболее крупных докембрийских расслоенных массивов в центральной части Становой складчатой области (К — Кавактинский, Лч — Лучинский, И — Ильдеусский, Л — Лукиндинский, Б — Бурпалинский)

морфизованных габбро, габбро-диоритов, анортозитов, пироксенитов и дунитов, прорывающим становой комплекс в зоне Станового глубинного разлома. Возраст массива оценивался разными исследователями как архейский или раннепротерозойский. За последнее десятилетие в связи с интенсивным промышленным освоением Южной Якутии массив неоднократно изучался (И.В.Булдаков, 1985; В.В.Стогний, 1987; И.А.Пачерская, В.С.Минаков, 1992; А.В.Кислый, А.И.Мякишев, 1993), и представления о его строении кардинально изменились.

Принципиально важным было установление магматической расслоенности массива. И.В.Булдаков разделил разрез расслоенных пород на две согласно залегающие серии, каждая из которых расчленялась на две пачки — нижнюю и верхнюю. Нижние пачки сложены ритмически переслаивающимися дунитами, перидотитами, пироксенитами, троктолитами, оливиновыми габбро-норитами, габброноритами, лейкогаббро, вер-

хние — преимущественно титаномагнетитовыми габброноритами с прослоями габброноритов, норитов, габброанортозитов суммарной мощностью около 3 км. По представлениям И.В.Булдакова, дифференциация нижних пачек происходила по боуновскому пути, а верхних — по феннеровскому.

Последующими геологосъемочными работами ГПП «Алдангеология» это расчленение было уточнено; последняя модель строения массива рассмотрена в настоящей работе.

Тектоническое положение. Кавактинская интрузия расположена в зоне Станового глубинного разлома, который на этом отрезке разделяет архейские Иликанскую и Верхнетимптонскую структурно-формационные зоны Становой складчатой области. Такая тектоническая позиция массива определила его современную морфологию. В плане массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении, согласно простиранию Станового разлома, линзовидную (будинообразную) форму размером 11×5 км (см.

рис. 1). В современном эрозионном срезе его площадь составляет 41—42 км².

Гипсометрически массив не выражен, на аэрофотоматериалах не выделяется. Плохая обнаженность массива (известны единичные естественные обнажения), обширные заболоченные участки в его пределах обусловили слабую изученность интрузии. Только выполненные в 90-е годы в ходе крупномасштабного доизучения горно-буровые работы позволили достаточно обоснованно судить о геологическом строении массива.

Вследствие своего положения в зоне Станового разлома массив неоднократно подвергался тангенциальному тектоногенезу, и в настоящее время все контакты массива с рамой тектонические, а его тело разбито многочисленными разрывами. Наблюдается преобладание разрывных нарушений двух систем: позднеархейской северо-западного простирания и позднеюрско-раннемеловой — субширотного. По результатам интерпретации гравиразведки, контакты массива круто (70—80°) падают к его центру. При этом восточный контакт, по данным бурения, осложнен серией чешуйчатых надвигов, полого (10—15°) падающих на юго-запад. В.В.Стогнием (1987) математическим моделированием геофизических данных определено субгоризонтальное положение нижней границы массива на глубинах 500—800 м. В то же время только выходящая на земную поверхность и вскрытая скважинами часть расслоенного разреза составляет, по нашим оценкам, не менее 2 км. В совокупности с проявлениями мощной разрывной тектоники это позволяет предполагать тектоническую природу нижнего ограничения массива и утверждать, что сейчас Кавактинский интрузив представляет собой бескорневое тело, неоднократно перемещенное и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях и находящееся во вторичном залегании.

Разрез расслоенной серии. Становление интрузии происходило, вероятнее всего, в одну фазу внедрения с формированием расслоенной серии пород. Иные фациальные части интрузии — боковые и верхние краевые фации — отсутствуют, поскольку уничтожены тектоногенезом и денудацией. По всему изученному объему массива наблюдается ритмическая расслоенность, проявленная в колебаниях содержаний породообразующих минералов — оливина, плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Расслоенность (псевдослоистость) в целом по массиву ориентирована периклинально с углами падения 30—40° (до 75°), но нередки локальные нарушения

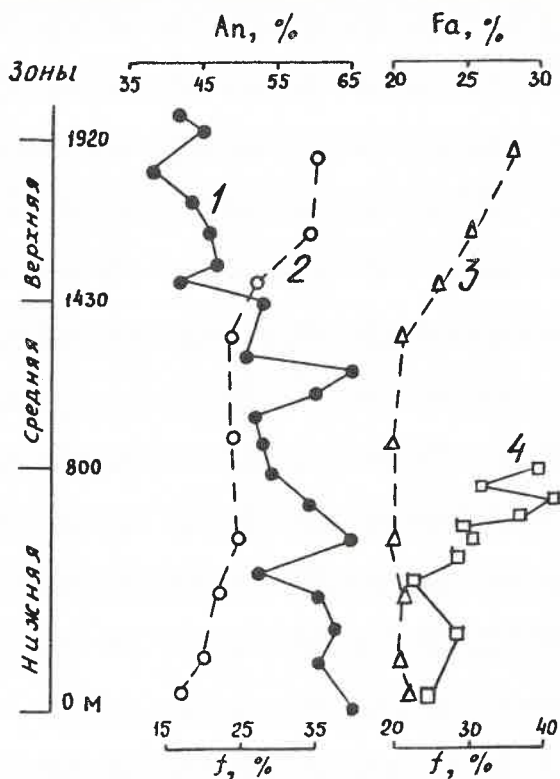


Рис. 2. Изменение составов кумулятивных минералов по разрезу расслоенной серии Кавактинского массива (с учетом результатов микронзондового, иммерсионного, рентгеновского анализов И.В.Булдакова, 1985):

1 — содержание анортита в плагиоклазах (по оптическим свойствам); 2 — железистость клинопироксенов (микронзондовый анализ); 3 — железистость ортопироксенов (микронзондовый анализ); 4 — содержание фаялита в оливинах (иммерсионный и рентгеновский анализы)

общей структуры, вызванные многочисленными разрывами со смещениями.

Кроме макроскопически диагностируемой ритмической расслоенности в породах массива наблюдается скрытая расслоенность двух типов.

1. Устойчивое изменение по разрезу состава минералов, образующих серии твердых растворов. Иными словами, состав минералов является функцией от их положения в разрезе расслоенной серии, что установлено для плагиоклаза, оливина, пироксенов, роговой обманки (рис. 2). Такая эволюция составов кумулятивных минералов в расслоенных интрузиях давно известна. Она свидетельствует об уменьшении температуры кристаллизации и осаждении кристаллов вверх по разрезу, а форма вариационных линий указывает на одноактность внедрения магмы и не позволяет предполагать наличие двух повторяющихся серий расслоенных пород.

2. Резкое появление (исчезновение) тех

или иных кумулятивных минералов на определенных горизонтах по мере продвижения вверх или вниз по разрезу расслоенных пород (здесь и далее термины, касающиеся генезиса расслоенных пород, использованы в понимании авторов работы [10]). К примеру, в нижней части расслоенной серии Кавактинского массива в породах повсеместно присутствует кумулятивный оливин, исчезающий в 800 м от подошвы изученной части разреза и вновь появляющийся в самых верхних горизонтах. На уровне 1300 м от подошвы среди кумулятивных минералов появляются ильменит и титаномагнетит, а еще выше, на уровне 1430 м — апатит.

Этот тип скрытой расслоенности нами положен в основу расчленения расслоенных пород массива. Те части разреза, в пределах которых образовались определенные кумулятивные минералы или их ассоциации, названы зонами, что в общем соответствует более распространенному и точному термину «фация». Однако с учетом устоявшейся при изучении расслоенных плутонов терминологии за выделенными частями разреза оставлено название «зона». В разрезе массива выделены три зоны (см. рис. 1).

1. Нижняя — зона оливиновых габброноритов; в кристаллическом осадке ее присутствует оливин. На земную поверхность выходит только ее верхняя часть (неполной мощностью 800 м). Она составляет более одной трети площади массива и состоит из переслаивания оливиновых габброноритов и оливиновых габбро с прослоями габбро, троктолитов и редкими маломощными (до первых метров) горизонтами дунитов, оливинитов, перидотитов (лерцолитов), оливиновых пироксенитов. Значительная часть зоны ретроградно метаморфизована.

2. Средняя — зона габброноритов — выделена по отсутствию индекс-минералов, имеет мощность 630 м. Ее нижняя граница проводится по исчезновению кумулятивного оливина, верхняя — по появлению кумулятивного апатита. Зона сложена чередованием габброноритов и габбро с прослоями норитов и анортозитов. В верхней части отмечаются кумулятивные титаномагнетит и ильменит.

3. Верхняя — зона рудных габброноритов — выделена по появлению кумулятивного апатита и представляет собой наиболее изученную часть разреза. На всю видимую мощность 490 м она сложена ритмическим переслаиванием габброноритов, габбро, рудных (apatит-титаномагнетитовых) габброноритов, рудных габбро с прослоями норитов. В северо-восточной части массива двумя скважинами вскрыта не выходящая

на земную поверхность субгоризонтальная тектоническая пластина видимой мощностью 60 м (следствие горизонтальных смещений), сложенная преимущественно метаморфизованными разностями оливиновых габброноритов и оливиновых габбро с прослоями ортопироксенитов, оливинитов, троктолитов. По косвенным признакам (железистости пород и альбитовому отношению) пластина условно отнесена к самой верхней части верхней зоны.

Таким образом, общая мощность расслоенных пород массива, по нашим данным, не менее 2000 м.

Породы всех зон прорываются редкими маломощными (от 1 см до 1 м) дайками и жилами плагиоклазитов, лейкогаббро и габброноритов различной ориентировки с резкими, часто неровными ограничениями. Дайки и жилы пространственно ассоциируют с субсогласными расслоению прожилково-линзовидными выделениями мелкозернистых габбро («выжимками» погребенного расплава). Ввиду отсутствия каких-либо контактовых изменений, зон закалки и т.п. эта группа пород нами не выделяется в отдельную фазу магматизма, а относится к поздним этапам становления интрузии.

Петрографические особенности. Минеральные составы и структурно-текстурные свойства пород Кавакты в целом обычны для расслоенных основных интрузий. Наиболее примечательная особенность петрографического состава — резкое преобладание основных пород над ультраосновными (примерно 30:1) и доминирование среди базитов габброноритов. Другая особенность — широкое развитие постинтрузивного минералообразования, прежде всего, вследствие приразломного диафтореза в фациях зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Регрессивный метаморфизм в слабой степени затронул почти весь объем Кавактинского массива, не меняя существенно ни структуру, ни текстуру, ни номенклатурную принадлежность пород. Однако вдоль зон древних разломов на мощности в сотни метров и первые километры расслоенные породы зеленокаменно изменены, рассланцованы, а на участках максимального проявления диафтореза превращены в эпидот-хлорит-амфиболовые (по базитам) и хлорит-серпентин-доломит-актинолитовые (по ультрабазитам) сланцы, аналогичные известным диафторитам зоны Станового разлома.

Петрохимия. При изучении химизма пород Кавакты, кроме силикатных химических анализов (в разные годы их выполнено около 300), использованы данные И.В.Булдакова (1985) по микрозондовым исследова-

1. Химический состав наиболее распространенных пород расслоенной серии Кавактинского массива, %

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	П.п.п.	Сумма
<i>Верхняя зона (рудных габброноритов)</i>															
22556	41,40	5,50	11,20	6,86	10,92	0,17	6,63	11,24	2,11	0,26	4,10	0,22	0,68	0,02	100,31
22590	41,60	4,10	13,68	7,12	9,99	0,18	6,41	11,13	2,72	0,28	2,94	0,11	0,90	—	101,60
109/74	38,40	4,74	11,88	8,82	10,24	0,17	7,13	11,43	2,20	0,34	2,82	0,33	0,10	0,39	98,89
109/126	39,90	5,20	13,55	8,40	9,63	0,16	6,73	10,10	2,71	0,28	1,60	0,33	0,74	0,29	99,62
109/187	47,90	1,81	16,32	4,89	7,52	0,16	6,93	9,06	3,30	0,31	1,08	0,22	0,79	0,44	100,73
110/63	47,50	2,64	16,20	5,80	6,48	0,13	6,33	9,65	2,76	0,38	1,30	0,38	0,20	0,26	100,01
110/124	42,10	4,42	13,28	7,53	9,33	0,18	7,03	10,46	2,34	0,23	2,38	0,17	0,71	0,39	100,55
<i>Средняя зона (габброноритов)</i>															
114/40	50,15	0,68	10,45	2,35	8,88	0,17	15,75	7,22	1,71	0,17	0,10	0,54	0,50	0,24	98,91
114/47	51,50	0,71	18,55	2,85	4,26	0,12	7,13	8,84	3,34	0,30	0,19	0,23	0,17	1,61	99,80
114/55	52,60	0,47	17,00	1,89	4,73	0,14	8,32	10,46	2,96	0,25	0,04	0,34	0,20	0,30	99,76
114/57	52,0	0,67	17,10	2,30	6,43	0,14	9,11	7,51	3,05	0,27	0,10	0,17	0,17	0,35	99,37
30286	49,40	0,27	19,40	1,65	5,49	0,10	10,55	8,99	2,96	0,26	0,04	0,22	0,11	0,32	99,76
<i>Нижняя зона (оливиновых габброноритов)</i>															
25053/3,5	48,50	0,39	20,20	1,80	4,95	0,08	9,19	9,87	3,15	0,20	0,08	0,14	0,10	1,14	99,69
25051/8,5	49,90	0,33	19,70	1,34	4,26	0,09	9,29	11,49	2,92	0,29	0,03	0,10	0,10	0,56	100,33
25052/5	49,10	0,26	18,10	1,29	5,14	0,09	11,09	10,90	2,61	0,16	0,02	0,10	0,10	0,44	99,90
25051/7	49,10	0,30	19,40	1,72	4,48	0,09	9,49	10,01	2,68	1,02	0,06	0,22	0,10	0,72	99,39
4470/4	51,30	0,56	15,85	2,99	4,71	0,12	7,60	12,66	2,72	0,19	0,02	0,11	0,10	0,25	99,08
4470/6	43,40	0,53	5,40	4,09	14,05	0,23	25,56	4,27	0,79	0,06	0,03	0,11	0,10	—	98,64
4498	41,20	0,36	4,92	3,92	9,45	0,17	30,66	2,43	0,56	0,12	0,04	0,82	0,18	3,80	98,66

Примечание. 22556 — рудный норит; 22590, 109/74 — рудные габбронориты; 109/26 — сфенсодержащий габбронорит; 109/187 — норит; 110/63 — габбронорит; 110/121 — рудный габбронорит; 114/40 — норит; 114/47 — лейкогаббронорит; 114/55 — лейкогаббро; 114/57 — анортозит; 30286 — габбро; 25053/3,5 — троктолит; 25051/8,5 — оливиновое габбро; 25052/5 — троктолит; 25051/7 — оливиновый габбронорит; 4470/4 — оливиновое лейкогаббро; 4470/6 — лерцолит; 4498 — метаперидотит. Положение анализа в таблице соответствует его относительному положению в разрезе. Анализы выполнены в лаборатории ГПГ «Алдангеология».

ниям состава кумулятивных минералов. По основным петрохимическим параметрам породы массива относятся к группе основных нормального ряда, по содержанию глинозема — к умеренно высокоглиноземистым, по соотношению щелочей — к существенно натриевой серии. Изменение химического состава пород по разрезу расслоенной серии отражено в табл. 1 и на рис. 3. В первую очередь, интересны закономерности распределения фосфора, титана и железа, образующих на отдельных интервалах разреза верхней зоны промышленные концентрации.

Фосфор в породах нижней и средней зон присутствует только в апатите порового материала, поэтому его содержание в породах нижних зон прямо пропорционально количеству погребенного расплава. В то же время по мере кристаллизации должна возрастать концентрация фосфора в остаточном расплаве. Судя по стабильным содержаниям фосфора в породах двух нижних зон (см. рис. 3), происходило постепенное уменьшение количества погребенного расплава вверх по разрезу с увеличением доли продуктов аккумулятивной кристаллизации. На уровне подошвы верхней зоны концентрация фосфора в остаточном расплаве достигает состояния насыщения, и в числе кумулятивных минералов появляется апатит, что отразилось в скачкообразном увеличении содержания P₂O₅ в породах с 0,4 до 5 %.

Подобно фосфору, менялись вверх по разрезу содержания железа и титана. Эти элементы входят в основном в состав титаномагнетита и ильменита, кристаллизация которых в нижних зонах затруднена из-за высокой температуры, а интеркумулятивная жидкость, как упоминалось выше, почти полностью вытесняется при аккумулятивном дорастании примокристов. По мере насыщения остаточной магмы железом и титаном и падения ее температуры на уровне кровли верхней зоны создались условия, благоприятные для кумулятивной кристаллизации ильменита и титаномагнетита, что обусловило резкое возрастание в породах содержаний окисного железа (до 20 %) и диоксида титана (5—7 %).

Резюмируя, выделим следующие закономерности распределения содержаний химических элементов вверх по разрезу (см. рис. 3): уменьшение содержаний SiO₂ в процессе фракционной кристаллизации; резкое увеличение содержаний P₂O₅, Fe₂O₃, вплоть до образования промышленных концентраций в верхней зоне, с чем связана ярко выраженная металлогеническая специализация массива на фосфор, титан, железо; увеличение содержаний закисного железа, марганца, ванадия и уменьшение — магния, никеля, кобальта, хрома.

Отсутствие красных и верхних боковых фаций, зон закалки, самых ранних и самых

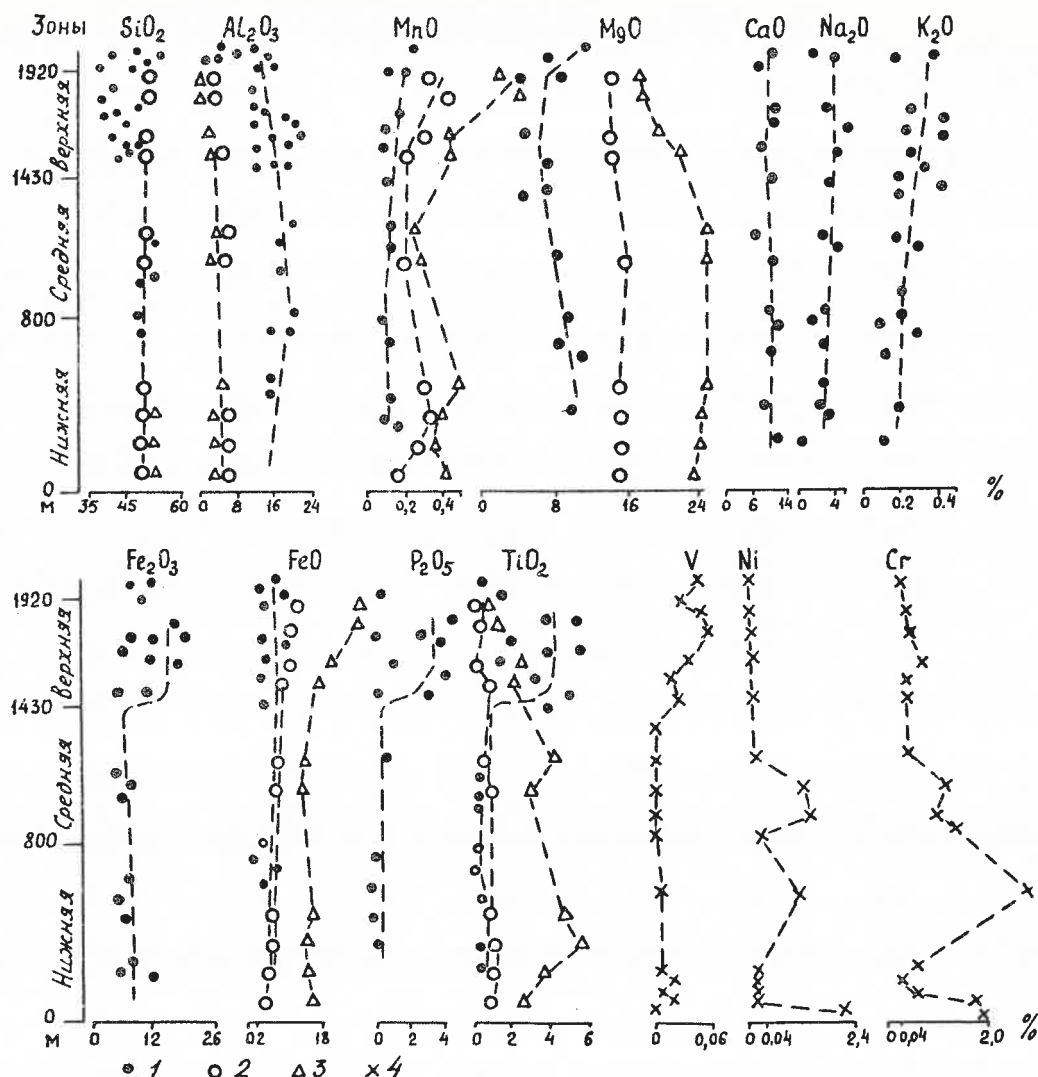


Рис.3. Изменение содержаний химических элементов в породах и кумулятивных минералах по разрезу расслоенной серии Каватинского массива (с учетом результатов микрозондовых и спектральных анализов И.В.Булдакова, 1985).

1 — силикатные химические анализы; 2 — микрозондовые анализы клинопироксенов; 3 — микрозондовые анализы ортопироксенов; 4 — количественные спектральные анализы пород

поздних продуктов дифференциации массива не дает возможности определенно судить о составе исходной магмы.

Возраст. Возрастное положение массива определяется следующим.

1. Массив прорывает глубоко метаморфизованные образования станového комплекса, которым приписывается позднеархейский возраст.

2. Породы массива прорваны немногочисленными жильными и пластовыми телами лейкократовых двуполевошпатовых гранитов предположительно раннепротерозойского возраста и единичными дайками гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров раннего мела.

3. Породы массива вдоль зон разломов северо-западного простирания регрессивно метаморфизованы с образованием диафторитов, по всем признакам аналогичных позднеархейским (?) диафторитам Станового разлома.

И.В.Булдаковым (1985) по двум калий-аргоновым анализам магматической роговой обманки рудных габброноритов верхней зоны были получены цифры 820 ± 30 и 795 ± 29 млн лет и по двум калий-аргоновым анализам актинолита метагабброноритов нижней зоны — 1133 ± 82 и 1160 ± 93 млн лет, что позволило ему прийти к выводу о позднепротерозойском возрасте интрузии.

А.Н.Тимашковым и Е.П.Миронюком

2. Радиологический возраст рудных (титаномагнетитовых) габброноритов верхней зоны Кавактинского массива

Номер пробы	Анализируемый минерал	Метод анализа	Возраст, млн лет	Лаборатория, аналитик
Д-165-1	Крупный бесцветный циркон со сглаженными гранями	Уран-свинцовый с изотопным разбавлением	2247±80	ВСЕГЕИ, А.П.Чухонин
		Термоионной эмиссии по свинец-свинцовому отношению	2590	ИГГД РАН, И.М.Морозова
Д-125-2	Мелкий бесцветный циркон округлой формы, с хорошей гранкой	То же, по уран-свинцовому отношению	2620±60	ВСЕГЕИ, А.П.Чухонин
		То же, по свинец-свинцовому отношению	2574	ИГГД РАН, И.М.Морозова
	Крупный бесцветный циркон со сглаженными гранями «свинец-свинцовому отношению»	«	2577	ИГГД РАН, И.М.Морозова

(ВСЕГЕИ) для геохронологических исследований были отобраны образцы рудных габброноритов верхней зоны. С учетом данных, приведенных в табл. 2, становление Кавактинской интрузии нами относится к концу позднего архея — ко времени завершения позднеостанового (субганского) тектоно-метаморфического цикла развития.

Минерогения. В Кавактинском массиве известны проявления двух рудных формаций — апатит-титаномагнетитовой и сульфидной медно-никелевой, из которых первая представляется гораздо более перспективной.

Комплексное фосфор-железо-титановое оруденение локализовано в пределах верхней зоны и генетически связано с кумулятивной кристаллизацией апатита, ильменита и титаномагнетита в заключительные стадии дифференциации массива. В значительных интервалах разреза верхней зоны содержания апатита и титаномагнетита достигают промышленных концентраций. Границы рудных тел на рис. 1 проведены по содержанию P_2O_5 2 % как минимально промышленному даже для комплексных руд, без содержаний других полезных компонентов с учетом установленной на массиве прямой корреляции содержаний апатита и рудных минералов. Вследствие более раннего начала выпадения последних площадь их распространения в породах массива больше примерно на одну треть. Распределение рудных компонентов по разрезу неоднородно и носит свойственный всей расслоенной серии ритмический характер. В рудных телах выделяются несколько горизонтов (залей) мощностью 30—200 м с содержанием P_2O_5 более 2 %, причем мощность горизонтов и содержание P_2O_5 в них увеличиваются снизу вверх по разрезу. Размеры рудных тел, периклинально падающих под углами 30—40°, варьируют от 1800 до 9000 м по простиранию при средних мощностях

500—800 м. При бурении рудных тел даже самые глубокие скважины (238 м) не выходили из руды.

Полезные компоненты в рудах представлены апатитом (8—12 % объема), ильменитом (6—9), титаномагнетитом (10—20). По структуре руды вкрапленные. Средневзвешенные содержания в различных рудных телах составляют, %: P_2O_5 2,33—2,79, TiO_2 — 3,6—4,9, $Fe_2O_3 + FeO$ 17,5—18,9. Кавактинские руды относятся к числу легкообогащаемых апатит-силикатных. Флотацией из них получены апатитовые концентраты с содержанием P_2O_5 37—57 % при извлечении 88 %, соответствующие требованиям к фосфатному сырью для химической переработки.

Кроме фосфора, титана и железа, в качестве попутного компонента большое значение может иметь ванадий, содержание которого в магнетитовом концентрате, по данным В.В. Стогния (1987), составляет 0,3 %, что соответствует требованиям промышленности к рудам для ванадиевого передела.

В пределах Кавактинского массива нами прогнозируется крупное по масштабам оруденения месторождение высокотехнологичных, но бедных и убогих ванадий-фосфор-железо-титановых руд. Оно наиболее близко геолого-промышленному типу апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд в габброидах, клинопироксенит-габбровому подтипу [11]. Из разрабатываемых в настоящее время месторождений этого типа наиболее близким, но неполным аналогом Кавакты является Волковское апатит-титаномагнетитовое месторождение на Среднем Урале.

Сульфидное медно-никелевое оруденение связано с выходами горизонтов ультрабазитов нижней зоны, содержащих мелкую (0,3—3 мм) убогую (1—2 %) вкрапленность пирротина, халькопирита, пентландита. В единичных образцах установлены борнит, валлерит, кубанит, виоларит. Невысо-

кие содержания полезных компонентов (меди до 0,03, никеля 0,01—0,3, кобальта до 0,02 %), малые параметры тел ультрабазитов, характер дифференциации массива не позволяют положительно оценивать перспективы сульфидного медно-никелевого оруденения.

Формационная принадлежность и корреляции. При обобщении обширных материалов по ультрабазит-базитовым интрузиям в байкалидах и каледонидах южного складчатого обрамления Сибирской платформы [8, 9] все древнейшие расслоенные массивы были разделены на две группы. Первая объединяет массивы дунит-(перидотит)-пироксенит-габброноритовой и дунит-троктолит-габбровой формаций (к последней отнесены Лукиндинский, Лучинский, Ильдеуский массивы Становой области), характеризующиеся повышенной магнезиальностью и сульфидной медно-никелевой, иногда хромитовой, минерализацией. Видимо, к этой же группе принадлежит и Бурпалинский массив, относимый к верлит-клинопироксенит-габбровой формации [3]. Вторая группа объединяет собственно габброидные и существенно габброидные массивы повышенной щелочности с апатит-титаномагнетитовой минерализацией.

Кавактинский массив отнесен нами к перидотит-ортопироксенит-норитовой формации, иногда именуемой перидотит-пироксенит-норитовой [5, 6]. Докембрийские представители данной формации некоторыми исследователями обособляются в формацию дифференцированных перидотит-габброноритовых интрузий [7]. К этому формационному типу относятся Мончегорский плутон (Кольский полуостров), Бураковский массив (Южная Карелия), златогорский комплекс (Восточный Казахстан), Довыренский массив (Северное Прибайкалье) и др.

Итак, Кавактинский массив обладает рядом существенных особенностей, которые отсутствуют у других докембрийских расслоенных плутонов центральной части Алдано-Станового региона: формационная принадлежность к перидотит-ортопироксенит-норитовой формации; позднеархейский возраст; металлогеническая специализация на фосфор и титан. До сих пор интрузии, относимые к перидотит-ортопироксенит-норитовой формации, считались раннепротерозойскими или еще более молодыми. Во всяком случае, нам не известны достоверно архейские представители этой формации не только в Алдано-Становом регионе, но и на всей территории бывшего СССР. В последние годы при изучении древнейших метаморфизованных ультрабазит-базитовых массивов Становой области, обычно относи-

мых к архею (майско-джанинский комплекс и комплекс доскладчатых габброамфиболитов и метапироксенитов), выявляется четкая расслоенность некоторых из них [1], но возраст и формационная принадлежность интрузий нуждаются в уточнении.

Отмеченные особенности Кавакты дают основание поддержать выделение Н.С.Маличем и Е.П.Миронюком (1986) в зоне сочленения Алданского щита и Становой складчатой области самостоятельного кавактинского габброноритового комплекса позднего архея, не имеющего пока иных представителей, кроме петротипического Кавактинского массива.

При дальнейшем изучении региона среди древних, считающихся метаморфизованными ультрабазит-базитовых интрузий, весьма вероятно выявление аналогов Кавакты, в первую очередь, в бассейнах рек Сутам и Алгома, а также в верхних течениях рек Алдан и Чульман.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметов Р.Н., Бучко И.В.* Геология и платиноносность Веселкинского массива базитов (юго-восточные отроги хребта Тукурингра) // *Геология и полезные ископаемые Амурской области — проблемы увязки со смежными регионами: Тез. докл. Зеза*, 1992. С. 40—43.
2. *Балыкин П.А., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И.* Минералогия и вопросы генезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // *Вопросы генетической петрологии*. Новосибирск, 1981. С. 194—203.
3. *Габышева Г.А., Габышев В.Д., Габышев А.В.* Раннедокембрийские габброиды Южно-Алданской провинции // *Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири*. Новосибирск, 1990. С. 8—18.
4. *Габышева Г.А.* Никеленосный Бурпалинский расслоенный массив // *Магматические формации складчатых областей Сибири*. Новосибирск, 1981.
5. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др.* Магматические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. — Л.: Недра, 1983.
6. *Магматические формации раннего докембрия территории СССР* / Гл. ред. К.А.Шуркин. — М.: Недра, 1980. Кн. 3.
7. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др.* Магматические формации СССР. — Л.: Недра, 1979. Т.1.
8. *Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. и др.* Хром-никеленосная дунит-троктолит-габбровая формация южного складчатого обрамления Сибирской платформы // *Геология рудных месторождений зоны БАМ*. Новосибирск, 1983. С. 65—84.
9. *Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. и др.* Типы дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области // *Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых*. Новосибирск, 1983. С. 136—143.
10. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
11. *Файзуллин Р.М., Панских Е.А., Тарасенко В.С., Григорьев Г.А.* Комплексные апатитосодержащие месторождения габброидных формаций // *Геология рудных месторождений*. 1990. № 1. С. 49—58.

Алабандин в олово-полисульфидных сереброносных жилах Южного Верхоянья

В.Н.АРХИПОВ (ЦИНГРИ), А.В.КОКИН (ГТП «Аллах-Юнь»), В.В.КРЫЛОВА, В.М.ЯНОВСКИЙ (ЦИНГРИ)

Сульфид марганца — алабандин, относительно редкий минерал. В СНГ и странах ближнего зарубежья он наблюдался в виде единичных очень мелкозернистых включений в различных минеральных типах руд: золото-серебряных, медно-молибденовых, молибден-вольфрамовых, кубанит-талнахитовых, магнетит-людовигитовых, медно-никелевых и касситерит-сульфидных [1, 3, 4, 6]. За рубежом аналогичные по морфологии и размерам выделения алабандина установлены в Боливийских месторождениях и рудах месторождения Сильвертон штата Колорадо [2, 7].

В Южно-Верхоянской металлогенической провинции, включающей Юдомский сегмент олово-серебряного пояса, в последнее время изучается группа серебро-олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений — потенциальных источников получения серебра, олова, свинца, цинка и других металлов. Месторождения жильного типа, связанные с субвулканическими телами гранит-порфиров, липаритов, дацитов, локализуются в терригенных породах верхоянского комплекса и нижнемеловых вулканитах. Жилы сложены кварцем, карбонатом, сульфидами и сульфосолями. Сульфиды — алабандин, пирротин, галенит, сфалерит — составляют от 50 до 90 % объема жил. Иногда скопления крупнокристаллического алабандина образуют самостоятельные мономинеральные линзующиеся жилы мощностью от 2 до 10 см.

Рудопроявление приурочено к региональной зоне разрывов, пересекающих в меридиональном направлении толщу переслаивающихся верхнепермских песчаников и алевролитов, перекрытую вулканитами ранне- и позднемелового возраста (мощность до 700 м). По периферии рудного поля известны субвулканические тела гранит-порфиров и андезитов. Рудные тела локализуются в осадочной и вулканогенной толщах, различающихся по составу и характеру дислоцированности. Алевролиты, алевропесчаники и песчаники (нижний ярус), образующие крупные брахискладки, перекрываются горизонтально залегающими туфоалевропесчаниками, дацитами, липаритами, андезитами, туфоандезитами и игнимбритами вулканогенного комплекса (верхний ярус). Субгоризонтальная граница ярусов подновлена и является важным структурным элементом рудного поля.

Размещение жил, локализованных в нижнем и верхнем ярусах, контролируется системой меридиональных крутопадающих разломов общей протяженностью 8 км. Жилы выполняют разрывы субмеридиональной и оперяющих систем. Главный разлом представлен сбросо-сдвигом (горизонтальная составляющая 50—60 м, вертикальная — 200 м). Тектонитам зоны главного разлома соответствуют милониты, глинки, брекчии, сцементированные сульфидами, содержат будины сульфидных жил и обломки вмещающих пород с гнездами сульфидов послойного и секущего расположения.

Главный разлом сопровождается зоной аргиллизации и гипергенного выщелачивания. Оперяющие разломы преимущественно северо-восточной ориентировки имеют аналогичное внутреннее строение. Морфология жил зависит от строения разрывов, узлов их сопряжения и пересечения. Наблюдаются пучки, цепочки, кулисные серии жил. Жилы и жильные зоны охватывают площадь около 10 км². Околожилные метасоматиты в песчаниках и алевролитах представлены зонами карбонатизации, окварцевания, биотитизации и хлоритизации с вкрапленностью пирита и пирротина. В вулканитах отмечаются околожильная березитизация и площадная пропилитизация. В терригенном ярусе развиты преимущественно кварц-сульфидные и сульфидные жилы, а в вулканитах — карбонат-сульфосолевые.

В кварц-сульфидных жилах преобладает светло-серый криптозернистый метасоматического облика кварц с гнездами и вкрапленностью сульфидов. Рудные минералы (5—30 %) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, пирротинитом, сфалеритом, станнином, касситеритом и самородным висмутом.

Полиметаллические жилы образуют серии линзовидных тел, приуроченных к разломам субмеридиональной и северо-восточной систем. Жилы сопровождаются зонами прожилков и брекчий. Рудные минералы составляют от 80 до 100 % объема жилы и представлены галенитом, сфалеритом, алабандином, джемсонитом, буланжеритом, антимонитом, сульфосолями серебра, франкеитом, цилиндритом, станнином. Нерудные минералы жил — кварц, родохрозит, марганцовистый доломит в виде гнезд, тонких прожилков и просечек — встречаются в массе сульфидов.

Карбонат-сульфосолевые жилы образуют жильные зоны с прожилково-штокверковым внутренним строением и завершают процесс формирования серебро-оловянно-полиметаллической минерализации. Рудные минералы в этих зонах составляют 30—50 % и представлены антимонитом, буланжеритом, джемсонитом, овихитом, блеклыми рудами, мелкозернистым галенитом, светлым сфалеритом, сульфосолями серебра и серебром самородным. Карбонат-сульфосолевые жилы в ряду описанных являются наиболее перспективными на серебро.

Алабандин преобладает в полиметаллических жилах, объединенных в одну стадию минералообразования. Последовательность формирования минеральных ассоциаций этой стадии отражена в табл. 1.

Ранняя кварцевая ассоциация представлена кварц-хлорит-гидрослюдистыми парагенезисами, которые замещаются минералами полиметаллической ассоциации. В составе последней установлены сульфиды свинца, цинка, железа, мышьяка, марганца, меди, сульфоантимониты свинца и серебра, сульфостаннаты, образующие моно- и полиминеральные сульфидные жилы. Эти жилы характеризуются вертикальной фациальной зональностью, которая заключается в локализации существенно алабандиновых и алабандинсодержащих жил на верхних горизонтах с последовательной сменой состава на галенит-сфалеритовый, а ниже — на пирротиновый.

Алабандин образует мономинеральные жилы и прожилки мощностью 0,5—1 м. Он также наблюдался в виде вкрапленности в галенит-сфалеритовых и пирротиновых жилах. Минеральные агрегаты алабандина представлены аллотриоморфными и идиоморфными зернами размером от 1 до 20 мм. Минерал буровато-черный с полуметаллическим блеском; он очень быстро окисляется, покрываясь пленкой иссиние-черного цвета. При более активных процессах окисления поверхность минерала становится землисто-рыхлой густо-черного цвета. Ассоциирует он со сфалеритом, пиритом и пирротином, по алабандину развиваются тонкие просечки родохрозита в ассоциации с тонкозернистым галенитом, сульфосолями серебра и свинца. В отраженном свете алабандин серовато-белый, чуть светлее сфалерита, с близкой к сфалериту отражательной способностью, сопоставимой со справочными данными (табл. 2). Микротвердость колеблется от 159 до 168 кг/мм² при средней 163, нагрузка 20 г, что соответствует значениям, приведенным в минералогических справочниках. Внутренние рефлексы желтовато-бурые и зеленые, наблюдаются только в по-

1. Схема последовательности формирования олово-серебро-полиметаллических руд

Минерал	Гипогенная стадия			Гипергенная стадия	
	Минеральные ассоциации				
	Кварцевая	Полиметаллическая	Карбонат-сульфосолевая	Карбонатная	Сульфатная
Кварц	—	—	—		
Касситерит	—				
Хлорит	—				
Серицит	—				
Пирит	—	—			
Арсенопирит		—			
Пирротин		—			
Станнин		—			
Галенит		—			
Сфалерит		—			
Алабандин		—			
Халькопирит		—			
Антимонит			—		
Буланжерит			—		
Джемсонит			—		
Франкеит			—		
Цилиндрит			—		
Овихит		—			
Геокронит		—			
Миаргирит		—			
Пираргирит		—			
Блеклые руды		—			
Самородное серебро			—		
Самородный висмут	—				
Коронадит?					—
Квенселит?					—
Кальцит		—	—		
Родохрозит		—	—		
Сидерит		—	—		
Смитсонит					—
Церуссит			—		
Госларит					—
Ярозит					—
Олигонит			—	—	
Массикот					—
Глет					—
Англезит					—
Аргиродит			—		
Канфилдит			—		
Кераргирит					—

рошке в иммерсии. Алабандин хорошо растворяется в кислотах с бурным выделением сероводорода. Межплоскостные расстояния на порошкограмме исследуемого образца соответствуют справочным данным. На микроанализаторе «Камебакс» аналитиком М.М.Ботовой в алабандине установлены (в %): марганец 54,03—62,40; железо 3,21—7,18; цинк 0,33—0,50; сера 32,40—37,0; в теоретическом составе алабандина — марганца 63,40; серы 36,86. Изученный алабандин является железистой разновидностью минерала с примесью цинка. Элементы-примеси в нем определены на установке ЛМА-1 Н.Г.Коренновой и приведены в табл. 3.

Таким образом, по геологической пози-

2. Коэффициенты отражения алабандина различных рудопроявлений

Длина волны, мкм	Южное Верхоянье*	Дастокерт [7]
40	27,4	—
42	26,6	26,2
44	25,7	—
46	25,0	24,0
48	24,6	—
50	24,1	23,5
52	23,8	—
54	23,4	24,0
56	23,2	—
58	22,9	22,2
60	22,8	—
62	22,5	22,0
64	22,3	—
66	22,2	21,8
68	22,6	—
70	21,0	21,7

* Замеры произведены Л.И.Бочек на МСФ-10, зонд 3, эталон — кремний.

ции и минеральным парагенезисам руды изученного объекта можно отнести к касситерит-сульфидной формации с тремя минеральными типами, отвечающими описанным жилам: кварцевым, полиметаллическим и карбонат-сульфосолевым персонифицированным соответственно на золото, серебро, олово; свинец, цинк, серебро, олово; серебро, марганец, сурьму.

По геолого-минералогическим параметрам изученное рудопроявление Южного Верхоянья сопоставимо с Боливийскими олово-серебряными месторождениями [2,

3. Элементы-примеси в алабандине, %

Номер образца	Серебро	Медь	Свинец
1	50	0,003	0,03
2	40	0,003	0,03
3	—	0,01	—
4	20	0,003	0,03
5	20	0,012	1
6	—	0,003	—
7	20	0,003	0,01

Примечание. Анализы проведены Н.Г.Коренной на установке ЛМА-1, эталон — порошок на основе закиси железа. Все образцы содержат следы кадмия и цинка (в обр. 5 цинка много); железа во всех образцах 1–2 %.

7], отличаясь присутствием уникальных алабандиновых жил.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Лапутина И.П. Первая находка алабандина в медно-никелевых рудах // Докл. АН СССР. 1971. Т.200. № 5. С. 1185—1187.
2. Данхем К. Железорудные месторождения мира. — М.: Изд-во Иностран. лит., 1955. Т. 2.
3. Курдюкова З.И. Алабандин в сульфидных рудах Тырныауза // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1971. Вып.100. С. 95—96.
4. Минералы / Под ред. Ф.В.Чухрова. — М.: Изд. АН СССР. 1960.
5. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости камня / Под ред. М.С.Безсмертной. — М.: Недра, 1973.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: Изд-во Иностран. лит., 1962.
7. Уиссер Э. Проблемы эндогенных месторождений. — М.: Изд-во Иностран. лит., 1964. Вып. 2.

Принята редколлегией 29 сентября 1993 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.24

© О.А. Шалаевская, М.Л. Верба, Г.Г. Дик, 1994

Глубинное строение земной коры центральной части котловины Макарова в Северном Ледовитом океане

О.А. ШАЛАЕВСКАЯ, М.Л. ВЕРБА (ВНИИОкеанология) Г.Г. ДИК (ПМГРЭ)

Глубоководная часть российского сектора Северного Ледовитого океана (СЛО) исследована дистанционными геофизическими наблюдениями и методом отраженных волн по линиям дрейфа научно-исследовательских станций «Северный полюс» и экспедиции «Север» [3]. Эти региональные данные послужили основой для первых попыток тектонического районирования СЛО и определения мощности осадочных образований в его пределах [1, 5, 6].

В последние годы глубинная структура СЛО изучалась в связи с реализацией программы «Трансарктика». Согласно последней в 1988—1991 гг. Полярной морской геологоразведочной экспедицией «Роскомнедра» был выполнен комплекс геофизических работ в центральной части океана, включавший наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ и детальные аэрогравиметрические и аэромагнитные съемки. Результаты этих исследований позволили впервые выделить в

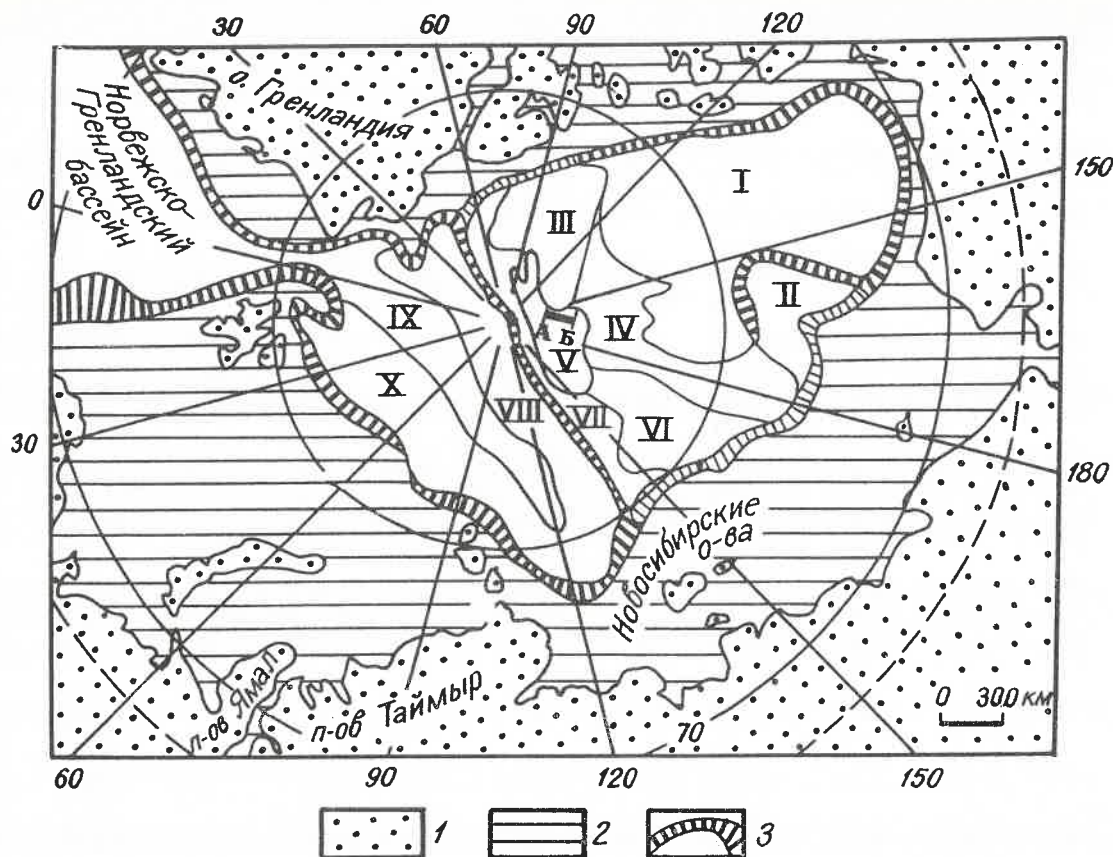


Рис. 1. Основные морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана (ВНИИОкеангеология, 1986):

1 — суша; 2 — подводная окраина; 3 — континентальные и краевые склоны; АБ — профиль МОВ ПМГРЭ (фрагмент дрейфа «СП-28»); I — Канадская батимальная равнина, II — Чукотское плато, III — поднятие Альфа, VI — поднятие Менделеева, V — котловина Макарова, VI — котловина Подводников, VII — порог Ломоносова, VIII — абиссальная равнина Амундсена, IX — срединно-океанический хребт Гаккеля, X — абиссальная равнина Нансена

структуре океана отдельные блоки, отличающиеся мощностью коры и ее слоев, и составить обоснованный глубинный геологический разрез через одну из наиболее сложных по строению областей океана — Трансарктический мост [2, 4]. Область включает поднятия Ломоносова и Менделеева, котловины Подводников и Макарова и примыкающие к ним структуры Канадской Арктики (рис. 1).

Высокая степень неоднородности глубинной структуры этой области океана, выявленная исследованиями по программе «Трансарктика», и исключительная труднодоступность СЛО для изучения побудили нас снова обратиться к данным зондирования МОВ с тем, чтобы попытаться извлечь из них дополнительную информацию, которая бы могла помочь пониманию природы и эволюции коры региона.

Информативность данных МОВ в СЛО ранее ограничивали прослеживанием трех-

четырех отражающих горизонтов в осадочном чехле, нижний из которых был назван акустическим фундаментом A_{ϕ} . Ю.Г. Киселевым и Я.И. Полькиным были построены карты мощности осадочных пород СЛО. Однако впоследствии по магнитным и гравиметрическим данным [2, 3] было установлено, что мощность осадочных пород СЛО, вероятнее всего, на 2—4 км превышает мощность толщи, залегающей выше A_{ϕ} . Естественно возникли вопросы, всегда ли этот акустический фундамент может быть сопоставлен с подошвой осадочного слоя и возможно ли выявить в сейсмозаписи МОВ признаки глубоких отражающих горизонтов осадочной толщи.

Как показали проведенные авторами сейсмофациальный анализ сейсмических данных МОВ и исследование кинематических и динамических характеристик волнового поля, информативность сейсмограммы МОВ может быть значительно увеличена. Выяс-

нилось, что волновой пакет A_{ϕ} даже в пределах одной геологической провинции характеризуется разнообразной конфигурацией осей синфазности, а также различными спектральными особенностями. Удалось даже выделить два наиболее часто встречающиеся типа сейсмической записи (СЗ) волн A_{ϕ} .

Первый тип СЗ волн A_{ϕ} представлен интенсивной хаотической записью с короткими (менее 1 км по длине профиля) интерференционными осями синфазности и временной длительностью около 1—1,5 с. Корреляция волн возможна лишь в пределах одной сейсмограммы, спектр колебаний довольно широкий (15—70 Гц) и отличается флуктуациями амплитуд с соотношением сигнал/фон, равным примерно 4—6.

Второй тип СЗ волн A_{ϕ} отличается регулярными осями синфазности, коррелирующимися на десятки километров, узким спектром колебаний (25—40 Гц) и высоким соотношением сигнал/фон — 12—15.

Характеристики первого типа СЗ волн A_{ϕ} резко отличаются от характеристик горизонтов осадочной толщи и свидетельствуют о крайней неоднородности объекта отражения, что позволяет отнести этот тип записи к кровле консолидированной части земной коры, т.е. фундаменту. Особенности второго типа СЗ A_{ϕ} сопоставимы с характеристиками волнового поля отражающих горизонтов осадочной толщи, и второй тип СЗ A_{ϕ} можно отнести к горизонту в осадках.

Таким образом, в обширных областях глубоководной части Северного Ледовитого океана, где прослежены отражения второго типа, необходимы дополнительные исследования с целью определения полной мощности осадков, чтобы внести коррективы в имеющиеся карты мощности осадков. Это касается в основном котловинных районов, южной части поднятий Ломоносова и Менделеева.

Изучение волновых особенностей «неинформативной» части сейсмограммы МОВ показало, что отсутствие регулярных осей синфазности на временах, соответствующих глубине залегания консолидированной части ЗК, объясняется резким различием и интенсивности, и характера волновых полей, отраженных от границ осадочной толщи и фундамента.

Применение значительного усиления при воспроизведении сейсмограммы позволило выявить область повышенной амплитудной выразительности в ее практически немой части (7—10 с). Выделенные временные интервалы характеризуются хаотически распределенными осями синфазности протяженностью не более 0,5 км, группирую-

щимися во временном интервале длительно-стью 0,2—0,5 с, т.е. эти волновые пакеты сопоставляются с границами, отличающимися большим эффектом рассеяния сейсмической энергии, что наблюдается на «шероховатых» границах, вдоль которых располагаются рассеивающие объекты. В результате происходит резкое уменьшение коэффициента отражения с максимумами рассеяния при нормальном (вертикальном) падении фронта волны на границу. Такие границы обычно обнаруживаются при наблюдениях методом преломленных волн, поскольку при распространении головной волны «шероховатая» границы обладает минимумом рассеяния [7].

Как показали наши исследования, для выделения и прослеживания таких областей повышенной амплитудной выразительности эффективно применение процедуры логарифмирования амплитуд, позволяющей представить значительно различающиеся амплитуды в более компактном виде (изображение сейсмотрассы в виде графика $\ln A(t)$, подчеркнуть слабые сигналы и представить сложный интерференционный волновой пакет в виде развернутого по времени (0,2—0,5 с) амплитудного разрастания, по форме которого оказалось удобно прослеживать и сопоставлять горизонты.

В результате разрабатываемая нами методика динамического анализа позволит выделить и проследить глубокие рассеивающие границы в земной коре по обычной сейсмотрассе МОВ, что значительно повысит глубинность исследования методом МОВ в СЛО. Благоприятной предпосылкой для выделения слабых границ в консолидированной части земной коры СЛО на основе динамического анализа является специфика наблюдений МОВ на льду, обеспечивающих относительно высокое соотношение сигнал/фон. Это достигается тем, что приемная установка находится в состоянии покоя (сейсмоприемники заморожены в лед), а небольшой заряд (3—4 детонатора), взрываемый в упругой среде (вода), не вызывает нарушения льдины и не приводит к возбуждению интенсивных волн-помех в полезном интервале записи в условиях глубокого океана.

Исследования волнового поля показали, что в котловинных участках океана, где отражение от дна регистрируется на временах около 5 с, практически вся запись (до 10 с) свободна от влияния интенсивных волн, кратных поверхности дна, и несет в себе информацию о строении земной коры. Кроме визуально наблюдаемых горизонтов осадочного чехла, включая акустический

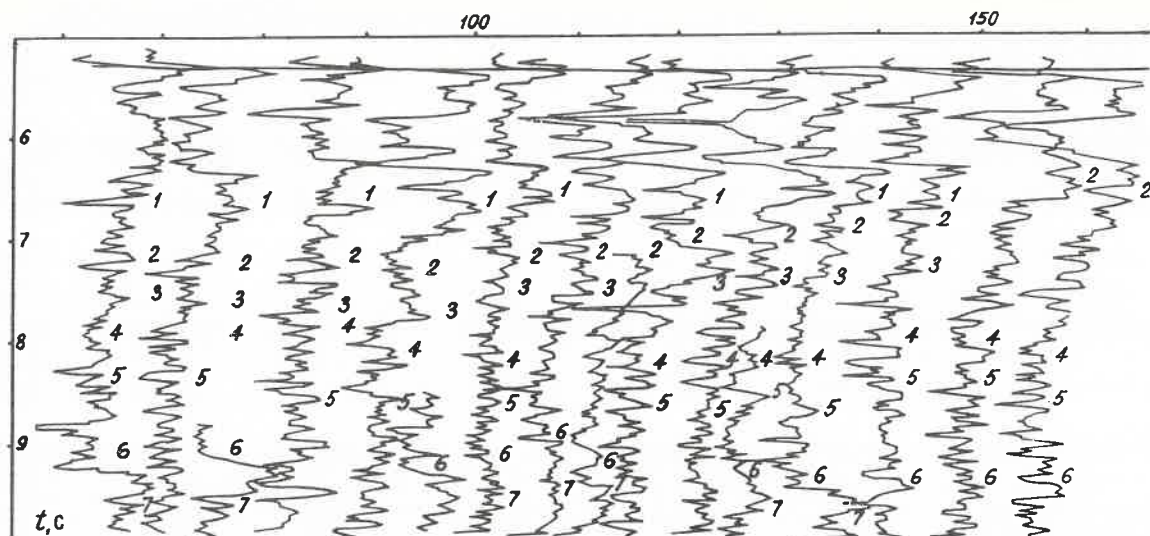


Рис. 2. Сейсmodинамический временной разрез по линии АБ (см. рис. 1.):

цифры — номера отражающих границ

фундамент (1), на временных сейсmodинамических разрезах, составленных из графиков амплитуд $\ln A(t)$ (рис. 2), выделены коррелирующиеся разрастания амплитуд рассеянных волн, относящихся к поверхности консолидированной коры (2—3), поверхности базальтов (4—5) и даже к границе Мохоровичича (6—7).

Изучение закономерности затухания графиков амплитуд сейсмической записи МОВ (ЦЛ) — $\ln A(t)$ — в СЛО привело нас к выводу, что кривая затухания амплитуд волнового поля, рассеянного в толще консолидированной части земной коры, в основном объясняется закономерностью изменения геобметрического расхождения R фронта отраженной волны. Исходя из этого вывода, мы разработали способ определения интервальной скорости в толще консолидированной части земной коры по сейсмограммам МОВ (ЦЛ), основанный на сопоставлении кусочно-ломаной линии, аппроксимирующей график $\ln A(t)$, с набором теоретических кривых $\ln(1/R)$.

В качестве примера обработки данных МОВ по новой методике рассмотрим сейсmodинамический временной разрез по участку дрейфа «СП-28» (ПМГРЭ) в центре котловины Макарова (см. рис. 2). При стандартной кинематической обработке и интерпретации использовался только временной интервал 5,2—6,8 с. Выбор участка обусловлен ключевым положением этой структуры и возможностью сопоставления результатов применения новой методики с данными ГСЗ.

Сейсmodинамический разрез составлен из

графиков $\ln A(t)$, причем для наглядности выбраны графики через 10 сейсмограмм. На основании корреляции амплитудных разрастаний во временном интервале от горизонта 1 до конца сейсмограммы выделено четыре волновых пакета. Непосредственно под горизонтом 1 на сейсmodинамическом разрезе прослеживается групповое разрастание амплитуд с двумя экстремумами (2 и 3 на рис. 2) общей временной длительностью 0,3—0,5 с. Характеристики волнового пакета, соответствующего разрастанию 2—3, резко отличны от характеристик волнового поля отраженных волн от границ в осадочной толще как по конфигурации осей синфазности (первый тип СЗ A_{ϕ}), так и по расширенному спектру колебаний в обе стороны от максимума спектра, отвечающего отраженным волнам от границ в осадках. По этим признакам коррелирующийся горизонт 2 можно сопоставить с поверхностью фундамента, а горизонт 3, вероятно, отделяет верхнюю относительно разуплотненную часть фундамента от более плотных нижележащих слоев. Горизонт 2, выделенный в результате динамического анализа в начале профиля, совпадает с горизонтом 1 (первый тип СЗ « A_{ϕ} ») на структуре Пожарского, где он выделяется визуально и его сопоставление с фундаментом не вызывает сомнений [7].

Следующее групповое разрастание амплитуд (4—5) наблюдается на времени $t = 7,5$ с и имеет временную длительность 0,2—0,3 с. Во временном интервале 9—10 с прослеживается групповое разрастание 6—7. Для геологической привязки этих интервалов разреза и определения глубинного

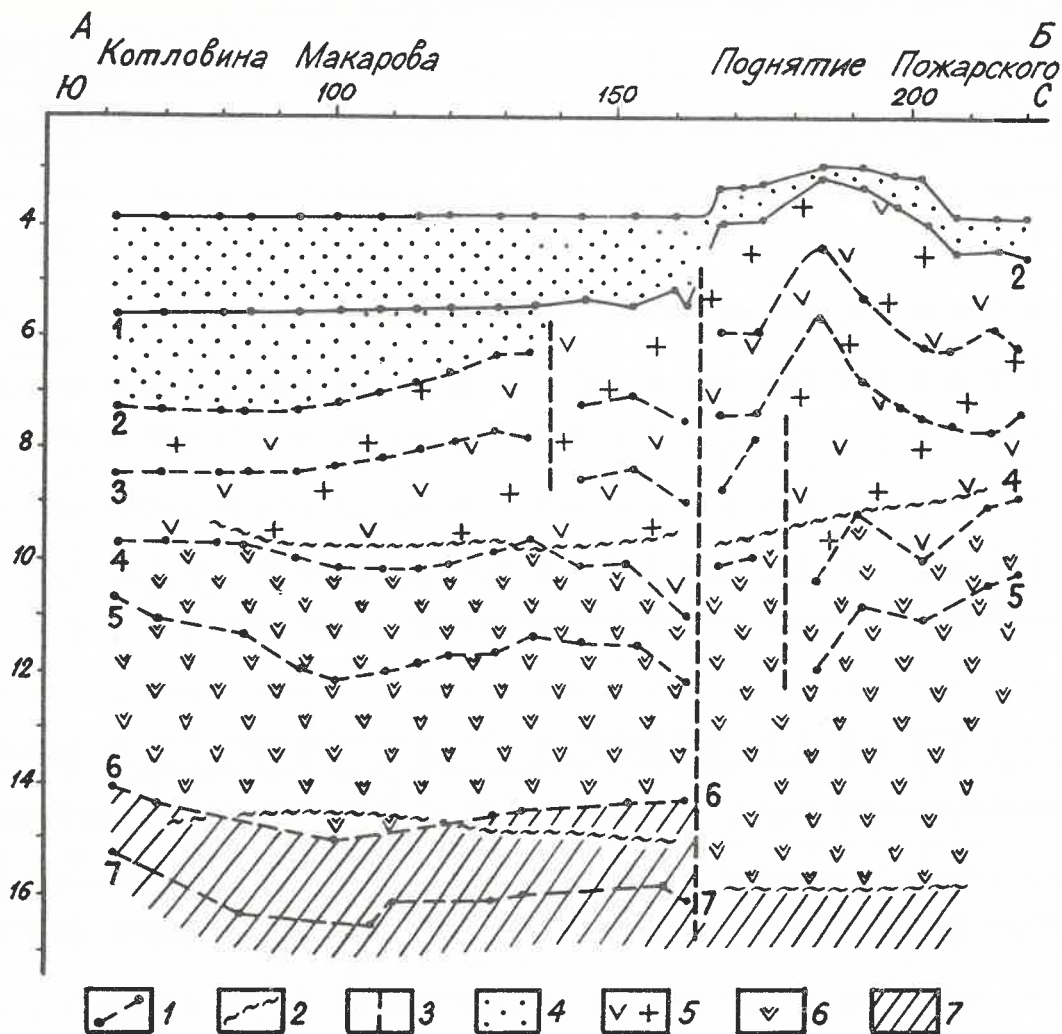


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль по линии АБ (см. рис. 1), построенный по результатам динамической интерпретации данных МОВ:

1 — границы в земной коре, построенные на основе сейсmodинамической обработки данных МОВ (ПМГРЭ) (1 — акустический фундамент, принятый в ПМГРЭ за подошву осадочного чехла, 2 — подошва осадочного чехла, 3 — границы в вулканогенно-осадочных образованиях, 4 — кровля «базальтового» слоя, 5 — граница в «базальтовом» слое, 6 — граница Мохо, 7 — граница в верхней мантии); 2 — границы, построенные по материалам ГСЗ (ПМГРЭ); 3 — разломы; 4 — осадочный слой; 5 — вулканогенно-осадочная (?) толща; 6 — «базальтовый» (?) слой; 7 — верхняя мантия; цифры в рамках — интервальные скорости, км/с

положения соответствующих им границ были рассчитаны скоростные характеристики по программе ЭВМ, алгоритм которой основан на использовании закономерностей графика $\ln A(t)$ сейсмотрассы МОВ (ЦЛ).

На изучаемом участке получены следующие значения скоростей:

Интервал разреза	Интервальная скорость, км/с
1—2	5,5
2—3	6,0
3—4	6,5
4—5	7,0

Временной интервал сейсmodинамического разреза t 7,5—9 с имеет устойчивый

слабоградиентный характер затухания амплитуд, коррелирующийся по латерали, и предположительно относится к волновому полю, рассеянному в толще «базальтового» комплекса пород ($v_{\text{инт}} = 7,0$ км/с). Сопоставление с данными ГСЗ показывает, что горизонт 4 совпадает с кровлей «базальтов», определяемой по данным ГСЗ на этой глубине.

Последняя группа волн, представленная интенсивными амплитудными разрастаниями 6 и 7, по предположению, относится к поверхности мантии. Эта группа волн прослеживается с перерывами, хотя иногда наблюдаются значительные всплески ампли-

туд, превышающие даже интенсивности разрастаний 2—3 и 4—5, что может говорить как о резком изменении акустической жесткости, так и о сложности неоднородной поверхности, приводящей к различным условиям фокусировки рассеянных волн. Общий уровень интенсивности амплитуды группы 6—7 повышается с увеличением частоты.

Глубинное положение горизонта б с учетом вышеприведенных данных о $v_{\text{инт}}$ в разрезе хорошо коррелируется с положением границы М, определенной в этом районе по данным преломленных волн (профиль ГСЗ — ПМГРЭ; Г.Н. Кудрявцев, Ю.Я. Заманский, 1991).

На основе детального анализа динамических характеристик волнового поля МОВ(ЦЛ) можно сделать заключение, что в земной коре котловины Макарова выделяются три комплекса пород, значительно различающиеся по свойствам, переход между которыми определяется, по крайней мере, двумя рассеивающими упругие волны областями: 2—3 и 4—5.

Удовлетворительное совпадение данных МОВ и ГСЗ по рассматриваемому участку дрейфа «СП-28» позволяет использовать новые подходы к обработке и интерпретации сейсмограмм МОВ(ЦЛ) для построения глубинного разреза земной коры в центре котловины Макарова (рис. 3).

По сравнению с разрезом, полученным в ПМГРЭ при стандартной обработке данных МОВ, нами были дополнительно выявлены и прослежены следующие горизонты: кровля фундамента, поверхность «базальтового» слоя, поверхность Мохоровичича. Кровля фундамента установлена на 1—1,5 км глубже границы 1, принимавшейся ранее за подошву осадочного чехла. Следовательно, мощность осадков в этом районе СЛО оценивается в 3 км, что в два раза больше, чем по данным предшествующих исследований. Впервые по данным МОВ(ЦЛ) оценены скоростные свойства основных слоев консолидированной коры. При этом можно полагать, что в отношении скоростной дифференциации разреза (интервал 1—4) новая методика обеспечивает более детальное расчленение разреза, чем по данным ГСЗ.

В итоге можно сделать следующие выводы.

Данные МОВ, как выяснилось при внимательном анализе, обнаружили значительно большую информативность, чем предполагалось предшествующими исследователями. Сопоставление результатов этого анализа с данными глубинного сейсмического зондирования показало вполне удовлетворительную сходимость положения границ раздела в коре, выявленных обоими способами.

Амплитудно-спектральный анализ данных МОВ позволил на примере котловины

Макарова получить и некоторые дополнительные сведения о глубинном строении океанической коры. Так, достаточно уверенно можно говорить, что подошва осадочного чехла котловины располагается на 1,5—2 км ниже поверхности акустического фундамента, что хорошо совпадает с результатами обработки гравиметрических и магнитометрических материалов. Кроме того, удалось показать, что строение кристаллических пород коры (второго океанического слоя) не столь однородно, как предполагалось ранее. В ее разрезе были выделены три слоя, средний из которых ($v_{\text{инт}} = 6,5$ км/с) является как бы промежуточным по скоростным свойствам между собственно «базальтовым» слоем ($v_{\text{инт}} = 7,0$ км/с) и так называемыми вулканогенно-осадочными образованиями ($v_{\text{инт}} = 6,0$ км/с). Вывод о более дробной расслоенности океанической коры хорошо согласуется с данными по другим океаническим бассейнам, строение которых изучено достаточно детально. Для них характерно наличие в разрезе коры нескольких слоев, различающихся по скоростным параметрам и, возможно, по вещественному составу, причем в ряду этих океанических структур можно видеть усложнение строения коры с увеличением ее возраста. Не затрагивая более подробно этого вопроса, заслуживающего отдельного рассмотрения, отметим лишь, что получение новых данных о горизонтальной расслоенности коры в котловине Макарова открывает возможность более надежно определить ее место среди разновозрастных и гетерогенных образований Северного Ледовитого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический нефтегазоносный супербассейн И.С. Грамберг, Ю.Н. Кулаков, Ю.Е. Погребницкий и др. // Труды XI Всемирного конгресса по нефти. Англия, Лондон, 1983. С. 7—21.
2. Верба В.В., Волк В.Э., Губернов А.П. Комплексная геофизическая модель земной коры Арктического бассейна / Теория и практика региональных геофизических исследований Мирового океана и Антарктиды. Л., 1989. С. 25—32.
3. Грамберг И.С., Киселев Ю.Г., Коновалов В.В. Сейсмические исследования с дрейфующих станций «Северный Полюс» / Сов. геология. 1991. № 3. С. 54—45.
4. Грамберг И.С., Волк В.Э., Верба В.В., Губернов А.П. Глубинное строение земной коры Северного Ледовитого океана / Сов. геология. 1992. № 6. С. 47—55.
5. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным / Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л., 1980. С. 178—193.
6. Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. — М.: Недра, 1986.
7. Метод преломленных волн / А.М. Епинатьева, Г.М. Голошубин и др. — М.: Недра, 1990.

Экологически опасные концентрации элементов-примесей в углях

Л.Я. КИЗИЛЬШТЕЙН (НИИФОХ)

Значительная часть содержащихся в углях элементов-примесей (ЭП) при сжигании поступает в атмосферу в составе аэрозолей и газообразных продуктов дымовых уносов. В той и другой форме они способны оказывать неблагоприятные воздействия на живые организмы биосферы, в т.ч. на человека.

Несмотря на то, что ЭП по смыслу понятия являются лишь незначительной частью массы ОВ, между ними, в свою очередь, имеются очень большие различия по концентрации (от единиц до $10^{-4}\%$), т.е. не менее чем на 4 порядка. Представляя все группы Периодической системы, эти элементы чрезвычайно разнообразны по химическим свойствам.

Экологически опасные ЭП в углях. Имеющиеся данные [4, 17] свидетельствуют о том, что доля энергетики в антропогенной эмиссии ЭП в атмосферу весьма значительна, например (в % суммарного поступления): Co — 98, Cr — 15, Cu — 32, Ni — 77, Sb — 80, Se — 50, V — 85, Zn — 10, Cd — 9, As — 6, Hg — 20.

В последние годы возрастающее внимание привлекают чрезвычайно опасные канцерогенные вещества, содержащие ЭП, в числе которых имеются и такие, которые, несомненно, находятся в дымовых выбросах ТЭС: сульфаты кадмия, соединения хрома, никеля. Загрязнителями являются и многие другие ЭП: Li, Be, B, F, Cl, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, As, Se, Zn, Cd, Sb, Hg, Tl, Pb, Bi [3].

Действие ЭП и их соединений может многократно усиливаться при совместном воздействии на элементы биосферы (синергизм). В качестве примера синэргического эффекта приводятся бериллий и фториды. Наличие последних ускоряет патологические процессы в легких, инициируемые бериллием [3]. Доказанным синергизмом обладают сера и твердые частицы пыли — традиционные компоненты загрязнения атмосферы.

Современные крупные ТЭС, действующие практически непрерывно в течение десятков лет, даже при низких (околофоновых) концентрациях в углях токсичных элементов становятся источником негативного воздействия на биосферу не только на при-

легающих, но и удаленных территориях. Известно, например, что при выбросе соединений ртути из высоких дымовых труб ее концентрация в приземном слое воздуха вследствие рассеяния обычно не превышает допустимых норм. Однако в результате постепенного накопления в почвенном слое и химических превращений токсичность и потенциальная опасность этого элемента систематически возрастают даже на больших расстояниях от источника. Установлено к тому же, что более опасно длительное воздействие малых концентраций загрязнителей, чем кратковременное высоких [3].

В соответствии с действующими нормативными документами [2] по результатам геологоразведочных работ должны быть получены данные о распределении в угольных пластах токсичных ЭП, необходимые для планирования мероприятий по охране природной среды при добыче, переработке и использовании углей. Предусмотрено выявление в угольных пластах зон с содержанием ЭП, превышающим уровень так называемых предположительно опасных концентраций. Кроме того, ЭП должны оцениваться в качестве «ценных», являющихся специальным объектом комплексного использования отходов добычи, обогащения и переработки углей.

Оценка ЭП в качестве «ценных» и «токсичных» представляет собой задачи разного уровня сложности. Если «ценность», т.е. пригодность в настоящее время или в обозримой перспективе для промышленного использования, может быть в принципе определена на основе технико-экономических расчетов, то оценка «токсичности» требует учета ряда факторов, плохо изученных или вовсе неизвестных.

Степень неблагоприятного воздействия ЭП, токсичность которых установлена санитарно-гигиеническими наблюдениями, зависит от их концентрации в углях, химической формы связи с составными компонентами угольного вещества, характера соединений, образующихся в высокотемпературной среде сжигания топлива, формы поступления в природную среду, степени аккумуля-

ляции в почвах и живых организмах, движения по трофическим цепям и т.д.

Обратим внимание на первые два компонента приведенного перечня. Оба они относятся к разделу угольной геологии, который выделен под названием «Геохимия элементов-примесей в углях». Соответствующим вопросам посвящена обширная литература. В природоохранном аспекте результатов выделим следующее: концентрации ЭП в углях разных бассейнов и месторождений различны и, кроме того, изменяются на площади распространения угольных пластов; в углях разных бассейнов и месторождений ЭП по-разному распределены между органическими и минеральными компонентами угольного вещества.

Второе положение особенно важно, поскольку от распределения ЭП между компонентами зависит, останутся они в составе зол и шлаков при сжигании углей или будут выброшены в атмосферу в газовой и аэрозольной фазах продуктов сгорания. Ранее [10] отмечалось, что ЭП, содержащиеся в органических компонентах углей, а также в разлагающихся при высоких температурах сульфидах и карбонатах, в значительной части (возможно, полностью) переходят в газовую и аэрозольную фазы (далее в тексте в целях сокращения просто «газовую»), в то время как находящиеся в составе глинистых минералов в основном остаются в золе и шлаке. Совершенно очевидно, что именно та часть ЭП, которая оказывается в газовой фазе, негативно воздействует на атмосферный воздух с вытекающими отсюда экологическими последствиями.

Учитывая сказанное, можно сделать принципиально важное заключение: опасные концентрации ЭП должны определяться для каждого бассейна и месторождения индивидуально.

Поскольку негативное экологическое воздействие возникает вследствие формирования выброса ЭП в газовой фазе, понятно, что опасные концентрации должны прямо зависеть от того, какая часть ЭП переходит в последнюю при сжигании углей. Кроме геохимических особенностей распределения ЭП в углях, которые рассматривались в работах [12, 13], на выход ЭП в газовую фазу существенное влияние условия сжигания углей (особенно температура) и эффективность систем очистки дымовых газов (золоулавливание). Следует отметить, что большинство ЭП находится в газовой фазе дымовых выбросов не в истинно газообразном состоянии, а в составе твердых частиц (в золе). Это объясняется тем, что температура газообразного состояния ЭП значи-

тельно выше температур газового тракта ТЭС, вследствие чего еще до выброса в атмосферу ЭП оказываются в силикатном расплаве минерального вещества или в конденсационной пленке на поверхности твердых частиц. Подробно эти вопросы рассмотрены в работе [9]. Лишь немногие ЭП, вероятно, F, Cl, Br, I, Re, Hg, поступают в атмосферу в форме газообразных соединений.

На современных крупных ТЭС очистка продуктов сгорания производится чаще всего системой электрофильтров, которые в нормальном режиме работы способны обеспечить осаждение 99—99,5 % твердых частиц (золы-уноса). Эффективность золоулавливания определяется физико-химическими свойствами золы и газов, в частности, плотностью твердых частиц, их дисперсным составом и электрическим сопротивлением. Твердые частицы, прошедшие через золоуловительные системы («проскок»), в среднем значительно мельче, чем зола в целом. Специальными наблюдениями установлено, что концентрация ЭП в частицах золы возрастает с уменьшением их размеров. Для свинца, например, приводятся следующие данные (класс крупности частиц золы, мкм — содержание свинца, г/т): 40—90; 30—40 — 330; 20—30 — 430; 15—20 — 520; 10—15 — 630; 5—10 — 820; 5 — 980 [20].

Из сказанного ясно, что определить реальный выход ЭП в газовую фазу на основе лишь геохимической информации едва ли возможно. Указанная трудность может быть преодолена одним из двух способов.

Первый используется в том случае, когда опасные концентрации определяются для углей бассейнов, месторождений или углепромышленных районов, освоенных угольной промышленностью и поставляющих топливо на известные ТЭС. Принимая, что в пределах единого фашиального типа угленакпления распределение ЭП между компонентами угольного вещества в общем должно быть однотипным, можно оценить газовую фазу на основании балансовых расчетов применительно к конкретному типу угольных ТЭС. Для этого необходима следующая исходная информация: масса ЭП в сжигаемом за единицу времени угле $ЭП_y$; масса ЭП в образовавшихся при сжигании этого угля золе-уносе $ЭП_z$ и шлаке $ЭП_{ш}$. Выход ЭП в газовую фазу $ЭП_{гф}$ (в %) определяется по формуле:

$$ЭП_{гф} = \frac{ЭП_y - (ЭП_z + ЭП_{ш})}{ЭП_y} 100. \quad (1)$$

Учитывая возможность варьирования

указанных показателей, необходимо оперировать с их статистическими оценками, опирающимися на неоднократное опробование технологической линии подготовки топлива и продуктов сжигания. Обратим внимание на то, что выход ЭП в газовую фазу (в % или долях единицы) зависит не от их концентраций в угле, а только от особенностей геохимии ЭП в углях: главным образом от распределения между органическими и минеральными носителями и поведения последних в процессах высокотемпературного сгорания. Огромная, накопленная за многие годы информация о геохимии и геологии ЭП в углях приобретает в этой связи новое, весьма актуальное значение.

Второй способ оценки газовой фазы должен использоваться тогда, когда опасные концентрации ЭП определяются в углях не освоенных горной промышленностью и энергетикой районов. В этом случае могут быть использованы лабораторные стендовые установки, вполне адекватно моделирующие условия распределения ЭП между продуктами сжигания на промышленных котлоагрегатах. Их достоинство, с точки зрения особенностей геологоразведочного производства, заключается в том, что проведение испытаний требует сравнительно небольшой массы материала — десятки килограммов. Опыт использования подобных установок не только для решения рассматриваемых проблем, но и оценки возможных направлений утилизации золошлаковых отходов сжигания по материалам геологоразведочных исследований изложен в работах [11,15].

Полученная тем или иным способом информация о выходе ЭП в газовую фазу является ключевой для определения опасных концентраций ЭП в углях.

Определение опасных концентраций ЭП в углях. Распространение дымовых выбросов ТЭС в атмосфере происходит вследствие движения воздушных масс, которые сложным образом взаимодействуют между собой и с поверхностью Земли. В результате ветровых потоков и вертикального подъема воздуха из-за температурного градиента по высоте возникает направленное движение загрязнителя, осложненное наличием беспорядочных завихрений, обуславливающих турбулентное движение масс. Исходя из предположения о перемещении загрязнителей по законам турбулентной диффузии, в Главной геофизической обсерватории Госкомгидромета РФ под руководством М.Е. Берлянда разработана математическая модель рассеивания газообразных и аэрозольных примесей в атмосферном воздухе [1, 2],

которая положена в основу общегосударственного нормативного документа — ОНД-86 [16]. Указанный документ является обязательным при расчете концентраций вредных веществ, а также нормировании их выбросов в атмосферу при строительстве, реконструкции и проектировании предприятий.

Максимальная приземная концентрация вредного вещества c_m (в мг/м³) при выбросе газовой смеси из одиночного точечного источника с круглым устьем (при наличии нескольких близкорасположенных источников их можно объединить в один с эквивалентной мощностью выброса или использовать специальную методику расчета) достигается при неблагоприятных метеорологических условиях на расстоянии x_m от источника и определяется по формуле [16]:

$$c_m = \frac{AMFm\eta}{H^2\sqrt{V_1\Delta T}}, \quad (2)$$

где A — коэффициент, зависящий от температуры стратификации атмосферы; F — коэффициент, учитывающий скорость оседания вредных веществ в атмосфере; m, n — коэффициенты, учитывающие условия выхода газовой смеси из устья источника выброса; H — высота источника выброса над уровнем Земли, м; V_1 — расход газовой смеси, м³/с; η — коэффициент, учитывающий влияние рельефа местности; ΔT — разность температур выбрасываемой газовой смеси и окружающего атмосферного воздуха, °C.

Значения коэффициентов в уравнении (2), методика расчетов, необходимые пояснения и примеры приведены в работе [16]. Там же приведена методика определения концентраций загрязнителя в приземном слое воздуха на различном расстоянии от источника при разных метеорологических, в т. ч. положение пункта x_m с максимальной концентрацией.

Уравнение (2) позволяет оценить массу вредного вещества, выбрасываемого в атмосферу, при условии, что эта масса не должна создавать в приземном слое воздуха концентраций, превышающих ПДК_{сс} (предельно допустимый выброс). Поскольку масса выброса зависит от концентрации загрязнителей (ЭП) в сжигаемом угле, открывается возможность оценки верхнего предела концентраций ЭП в углях, превышение которого создает экологически опасное загрязнение атмосферного воздуха.

С целью определения опасных концентраций уравнение (2) должно быть решено относительно M при условии, что $c_m = \text{ПДК}_{\text{сс}}$ для данного ЭП. Зная извлечение

элемента в газовую фазу и массу сжигаемого в единицу времени угля, можно установить критическую концентрацию ЭП в углях, превышение которой приведет к превышению ПДК. Нетрудно видеть, что эти концентрации и являются «опасными».

В соответствии с уравнением (2) масштабы выброса загрязняющих веществ зависят от технологии сжигания углей (технологических параметров ТЭС): высоты дымовых труб, их числа, скорости выхода газа из устья дымовых труб, температуры газов. Все эти факторы рассмотрены в работе [16]. В аспекте настоящей работы важно отметить, что опасность ЭП должна оцениваться применительно к конкретным электро-(тепло)источникам или к некоторым типовым (действующим или проектируемым в данном регионе), или к тем, которые имеют наихудшие, с позиций экологии, технические параметры.

Применение описанной методики иллюстрируется на примере углей Восточного Донбасса и Новочеркасской ГРЭС мощностью 2400 МВт, являющейся основным энергоисточником Ростовской области РФ. Единство палеогеографических и геохимических условий угле-(торфо)накопления позволяет распространить полученные оценки опасных концентраций ЭП на Донецкий бассейн в целом, тем более что большинство крупных ТЭС, сжигающих угли Донбасса, имеют системы сжигания и очистки дымовых выбросов, аналогичные используемым на Новочеркасской ГРЭС.

Опасные концентрации ЭП в углях Восточного Донбасса. Оценены опасные концентрации в углях четырех элементов, для которых по предварительным данным можно было предполагать превышение средних концентраций над опасными. Такими элементами являются бериллий, марганец, селен и торий. Включение в этот перечень тория мотивируется тем, что его природный изотоп ^{232}Th может создавать многократное превышение допустимых концентраций в воздухе района угольной ТЭС, если его оценивать с точки зрения радиационных норм.

Оценка опасных концентраций производилась на основании информации о выходе ЭП в газовую фазу, ПДК_{ср} [5, 6] и допустимых концентраций радионуклидов в атмосферном воздухе для лиц категории Б (ДК_Б) [19]. Газовая фаза, в свою очередь, определяется по балансовым расчетам (1) применительно к технологии сжигания углей на Новочеркасской ГРЭС, необходимые для расчета параметры которой приведены в работе [14].

Выбор ассоциации изучаемых элементов диктовался, кроме того, их геохимическими особенностями. Они представляют собой основные группы элементов по особенностям миграции в земной коре [18]: Be, Th — литофильные катионо- и анионогенные с постоянной валентностью, Se — халькофильный, Mn — сидерофильный. В соответствии с геохимическими и миграционными свойствами эти ЭП связаны в составе углей с разными носителями: Be, Th — преимущественно с глинистым веществом, Se, Mn — с глинистым веществом и сульфидами. Это, как указывалось выше, влияет на выход ЭП в газовую фазу при сжигании.

Оценка средних концентраций ЭП проводилась на основании определений нейтронно-активационным (Mn, Se, Th) и эмиссионным спектральным (Be) методами. Число определений составило: Be — около 600; Mn, Se, Th — около 2300 каждого. Расчет средних концентраций ЭП в углях Восточного Донбасса производился путем «взвешивания» на запасы углей промышленных категорий (A + B + C₁) на полях действующих шахт, резервных и геологоразведочных участков. Полученные таким образом средние концентрации ЭП составляют (в г/т): Be — 2,5; Mn — 88,9; Se — 6,8; Th — 11,7.

Сравнение с глобальными оценками (для каменных углей) [21] показывает, что в углях Восточного Донбасса концентрации марганца, селена, тория значительно более высокие, а бериллия приблизительно равны средним оценкам. Это свидетельствует о повышенной экологической опасности углей бассейна, используемых в энергетике.

Расчетные значения опасных концентраций изученных ЭП (таблица) значительно ниже приведенных в действующих нормативных документах [8]. Достаточно сравнить (первая цифра — данные автора, вторая — из работы [8], г/т): Be 0,8 — 50; Se 1,9 — 50; Mn 37,3 — 1000; Th 373,7 — нет данных. Таким образом, степень опасности изученных ЭП, по крайней мере применительно к Восточному Донбассу, сильно занижена.

Особого внимания среди изученных ЭП заслуживает Th. Опасные концентрации этого элемента в углях значительно выше средних, что создает иллюзию неактуальности его экологических оценок. Подобное заключение исходит из ПДК Th как химического токсиканта [14]. Однако известно, что изотоп ^{232}Th относится к числу распространенных естественных радионуклидов и в качестве такового должен оцениваться и с точки зрения его радиационного воздействия [19]. Специально выполненные иссле-

Экологически опасные концентрации элементов-примесей в углях Восточного Донбасса применительно к условиям сжигания на Новочеркасской ГРЭС

Элемент	Средняя концентрация в угле, г/т	Коэффициент извлечения в газовую фазу	ПДК _{св.} , 10 ⁻⁴ мг/м ³	Опасная концентрация, г/т
Be	2,5	0,64	0,1	0,8
Mn	88,9	0,78	6	37,3
Se	6,8	1,0	0,4	1,9
Th	11,7	0,39	30	373,3

П р и м е ч а н и е. Максимальная концентрация элементов-примесей при опасной скорости ветра 5,6 м/с достигается на расстоянии 3,5 км от ГРЭС.

дования показали, что опасные активности ²³²Th в углях составляют 0,14 Бк/кг, чему соответствует концентрация элементов в угле 0,03 г/т. Таким образом, как фактор радиационного воздействия средние концентрации Th в углях значительно превышают допустимые.

Автор пользуется случаем обратить внимание на необходимость более обстоятельного изучения закономерностей распределения и концентрации тория в углях бассейна.

Мероприятия по охране природной среды в районах строящихся и реконструируемых ТЭС могут быть более эффективными, если информация о возможном уровне загрязнения атмосферного воздуха токсичными продуктами сжигания топлива будет поступать в распоряжение проектных организаций вместе с другими материалами геологоразведочных работ, характеризующими качество топлива. Возможные в этом случае прогнозные оценки загрязнения атмосферы при сжигании топлива позволяют при проектировании новых и реконструкции действующих ТЭС принять оптимальные технико-экономические решения в целях сохранения экологического равновесия на прилегающих территориях. Опыт современной теплоэнергетики показывает, что такие решения могут реализоваться в выборе: оптимальных смесей топлива разного состава; режима сжигания топлива; эффективных систем улавливания токсичных компонентов; оптимальной высоты дымовых труб; наиболее благоприятных пунктов размещения ТЭС. Кроме того, улучшение экологической ситуации в районах массового сжигания топлива может быть достигнуто за счет освоения новых технологий сжигания. В частности, как показывает опыт промышленно развитых стран, уменьшение вредных выбросов ТЭС достигается сжиганием углей в кипящем слое с карбонатными присадками (котлы с циркулирующим кипящим слоем — ЦКС). Технология ЦКС позволяет суще-

ственно снизить выбросы оксидов азота и серы, вследствие чего эта система сжигания рассматривается как наиболее перспективная для мощных энергоблоков угольных ТЭС будущего. Автором с сотрудниками на основании стендовых испытаний установлено, что технология ЦКС эффективна и по отношению ко многим ЭП [11]. Например, выход в газовую фазу исследуемых в настоящей статье ЭП составил (в долях единицы) для Be — 0,47, Se — 0,63, Mn — 0,34, Th — 0,33, что значительно ниже соответствующих показателей для ТЭС с пылеугольной системой сжигания (см. таблицу).

Если принять все параметры, входящие в формулу (2) такими же, как для Новочеркасской ГРЭС, то опасные концентрации перечисленных ЭП будут равны (в г/т угля) для Be — 1,0, Se — 3,0, Mn — 83,7, Th — 441,2, т.е. допустимый («неопасный») уровень концентрации этих ЭП в углях по сравнению с условиями традиционного пылеугольного сжигания возрастает в 1,25, 1,58, 2,24, 1,18 раза соответственно.

Конечной целью и результатом прогнозной оценки уровня загрязнения атмосферного воздуха выбросами предприятий (в нашем случае — угольных ТЭС) является расчет социального и экономического ущерба, наносимого населению, сельскохозяйственным угодьям и промышленным предприятиям. Нормативные документы, принятые в системе Минтопэнерго РФ, регламентируют методику подобных расчетов [7]. Последняя может быть использована и в случае прогнозных оценок выбросов проектируемых или реконструируемых энергетических объектов на основе подходов, развиваемых в настоящей статье.

В лаборатории геологии угля геофака РГУ создано программно-математическое обеспечение на базе персонального компьютера прогноза по данным геологической разведки уровня загрязнения атмосферного воздуха в районе угольных ТЭС, возникающего вследствие выброса в составе дымовых уносов оксидов серы, азота, твердых частиц и ЭП; оценки опасных концентраций ЭП в углях, поступающих на ГРЭС, а также оценки экономического ущерба, наносимого природной среде. Программа обеспечивает возможность построения с выводом на дисплей или принтер прогнозных карт полей концентрации загрязнителя в атмосфере при средних и опасных скоростях ветра. В интересах отрасли программа может быть тиражирована и использована по заказам заинтересованных геологических организаций.

В заключение сделаем следующие выводы.

1. Описанные методы оценки экологиче-

ски опасных концентраций ЭП в углях приводят к численным оценкам, значительно отличающимся от нормативных, используемых в настоящее время при проведении геологоразведочных работ на уголь [8].

2. Определены средние концентрации изученных ЭП в углях Восточного Донбасса, которые составляют (в г/т): Be — 2,5; Mn — 88,9; Se — 6,8; Th — 11,7.

3. По результатам работы опасные концентрации элементов-примесей в углях Восточного Донбасса оцениваются (в г/т): Be — 0,8; Se — 1,9; Mn — 37,3; Th — 373,3.

4. Средние концентрации Be, Mn, Se в углях Восточного Донбасса превышают опасные.

5. В ассоциации изученных ЭП необходимо обратить особое внимание на Th. Этот элемент, являющийся естественным радионуклидом, должен рассматриваться с точки зрения его радиационного воздействия. При таком подходе средние концентрации Th в углях Восточного Донбасса значительно превышает опасные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.
2. Берлянд М.Е., Телихович Е.Л., Демьянович В.К. Некоторые актуальные вопросы исследования атмосферной диффузии //Тр. Гос. геофиз. обсерватории. 1965. Вып. 172. С. 3—22.
3. Бертинайдер Б., Курфюрст И. Охрана воздушного бассейна от загрязнений. Технология и контроль. — Л.: Химия, 1989.
4. Бурцева Л.В., Лапенко Л.А., Кононов Э.Я., Юшкан Е.И. и др. Фоновое содержание свинца, ртути, мышьяка, кадмия в природных средах (по мировым данным) //Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Л., 1991. Вып. 7. С. 23—56.
5. Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов I—IV групп / Под ред. В.А. Филова. — Л.: Химия, 1988.
6. Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов V—VII групп / Под ред. В.А. Филова. — Л.: Химия, 1989.
7. Временная типовая методика определения экономической эффективности осуществления природоохранных мероприятий и оценка экономического ущерба, причиняемого народному хозяйству загрязнением окружающей среды. — М.: СПО «Союзтехэнерго», 1983.
8. Инструкция по изучению токсичных компонентов при разведке угольных и сланцевых месторождений. — М.: ГКЗ при Совете Министров СССР, 1982.
9. Кизильштейн Л.Я. Концентрация элементов-примесей на поверхности твердых частиц дымовых уносов угольных ТЭС //Химия твердого топлива. 1993. № 6. С. 91—96.
10. Кизильштейн Л.Я., Левченко С.В., Перетяцько А.Г. Формирование газовой фазы элементов-примесей при сжигании углей на ТЭС //Химия твердого топлива. 1990. № 6. С. 136—139.
11. Кизильштейн Л.Я., Перетяцько А.Г. Элементы-примеси в продуктах сжигания донецкого АШ в котлах ЦКС (по результатам стендовых испытаний) //Химия твердого топлива. 1992. № 6. С. 82—86.
12. Кизильштейн Л.Я., Перетяцько А.Г., Гофен Г.И. Палеогеографические закономерности распределения элементов—примесей в угольных пластах // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 3. С. 129—134.
13. Кизильштейн Л.Я., Перетяцько А.Г., Гофен Г.И. Новые данные о распределении элементов-примесей между компонентами угольного вещества //Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 32—35.
14. Кизильштейн Л.Я., Перетяцько А.Г., Гофен Г.И. Элементы-примеси в углях, продуктах сжигания, растениях, почвах и атмосфере района тепловой электростанции //Изв. Северо-Кавказского центра высшей школы. Естеств. науки. 1990. № 2. С. 42—52.
15. Кизильштейн Л.Я., Перетяцько А.Г., Чистилина Г.А. Савенко И.Д. Испытания углей на лабораторных огневых стендах для выбора направления комплексного использования продуктов сжигания и экологических прогнозов по материалам геологоразведочных работ //Химия твердого топлива. 1994. № 2. С. 18—26.
16. Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий (ОНД-86, Госкомгидромет). — Л.: Госкомгидромет, 1987.
17. Перельман А.И. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1979.
18. Радиоактивные вещества / Под ред. В.А. Филова. — Л.: Химия, 1990.
19. Ровинский Ф.Я., Петрухин В.А., Виженский В.А. и др. Фоновое содержание микроэлементов в природных средах (по мировым данным) //Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Л., 1987. Вып. 4. С. 3—30.
20. Энергетика и окружающая среда. — М.: Энергия, 1979.
21. Юдович Я.Э., Кертис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. — Л.: Наука, 1985.

Принята редколлегией 25 апреля 1994 г.

Типы нефтометаллогенических провинций и закономерности распределения металлов в нефтях, природных битумах и горючих газах

Д.И. ГОРЖЕВСКИЙ, М.К. КАЛИНКО, Д.И. ПАВЛОВ (ЦИНГРИ)

Наличие в составе нефтей и природных битумов многих металлов и их соединений известно еще с прошлого столетия. В последние десятилетия аналогичные соединения были обнаружены в природных газах, точнее газоконденсатах, которые, как правило, содержатся в газовых месторождениях. Ввиду сравнительно низких концентраций и относительно небольших количеств добываемых нефти и природного газа, обнаруженные рудные элементы, за исключением редких случаев, не привлекали внимание, и эта информация использовалась для решения многих вопросов как всей нефтегазовой геологии, так и геологии отдельных месторождений нефти и газа.

Однако в настоящее время вследствие изменившихся условий, на которых мы остановимся дальше, содержащиеся в нефтях, природных битумах и горючих газах рудные элементы могут представлять практический интерес. Более того, во многих случаях использование рудных элементов из нафтидов может определять рентабельность разработки отдельных месторождений, а возрастающие требования к экологической чистоте среды обитания требуют деметаллизации сырья и продуктов его переработки.

По указанным причинам во многих случаях нефть, природные битумы и горючие газы могут рассматриваться не только как энергоносители и сырье для нефтехимической и других видов промышленности, но и как рудное сырье для извлечения многих металлов и их соединений.

К настоящему времени в нефтях, природных битумах и газах определены соединения: Br, V, Ga, I, Cd, Co, Cu, As, Re, Hg, Pb, Zn, Cr и др. Этой проблеме в отечественной литературе посвящены работы А.А. Гуляевой, С.М. Катченкова, С.А. Пунановой, Н.С. Бескровного, И.С. Гольдберга, В.И. Петренко, И.С. Старобинца и др., а за рубежом Т. Вена, В. Вольджовича, В. Хайдена и т.д.

Содержания перечисленных элементов в нефтях разных нефтегазоносных провинций (НГП) резко различаются, хотя аналитические данные нельзя признать всегда доста-

точно надежными для окончательных выводов из-за использования при анализах методов, не позволяющих получать информацию с необходимой точностью.

В тяжелых высокоциклических сернистых нефтях часто отмечаются высокие содержания V, Ga, Ni, Re, а иногда и Mo. Содержание V в таких нефтях часто колеблется в пределах 0,2—1,4 %, а Ni — 0,05—0,2 %. При переработке подобных нефтей V и Ni накапливаются в золе, достигая содержаний в 20 % и более, для V 10 %, иногда для Ni более [2].

В легких высококипящих нефтях содержания V и Ni резко уменьшаются, а повышаются концентрации Pb, Zn, Cd, I и Br. В отдельных НГП в золе данных нефтей содержания Pb составляют 2—6 %, а Zn — 1—2 %.

В горючих газах (а точнее в газоконденсатах) нередко содержатся в значительных количествах Br, I, Zn, Cu, Hg (до 10 мг/м³) и др. [5, 7].

Приведенные содержания металлов в нефтях и особенно в золе нефтей и битумах вполне сопоставимы, а иногда превышают содержания этих полезных ископаемых в месторождениях их руд. Как известно, V добывается при его содержании в руде 0,1—1 %, Ni — 0,5—1,5 %, Pb — 1—8 %, Zn — 1—10 %, Hg — 0,2—1 % и т.д.

По составу и концентрации металлов НГП могут быть в грубом приближении разделены на три типа [2].

Первый тип можно назвать ванадиевым. Для него характерно обогащение асфальтосмолистых фракций нефтей V, Ni, Co, Ga, Mo, Ga, Re, а иногда и Au. Эти нефти богаты асфальтенами и асфальтевыми кислотами, с которыми тесно связаны многие перечисленные элементы, концентрирующиеся в нефтях в виде металлоорганических соединений. Характерной особенностью металлогенической специализации таких нефтей являются более высокие содержания V по сравнению с Ni. В качестве примеров подобных НГП можно привести Волго-Уральскую, Лено-Анабарскую, Печорскую и др.

Второй тип НГП по преобладанию со-

держаний Ni над V можно назвать никелевым. По комплексу элементов и по типу нефтей он близок к первому типу. Здесь также присутствуют повышенные концентрации Ni, в меньшей степени V, Mo, Se, но часто и Zp. Любопытно отметить, что максимально повышенные содержания Ni характерны для морских месторождений. Так, содержания Ni в золе нефтей морских месторождений Сахалина достигают 14 %. В золе нефтей месторождений, расположенных на юге Апшеронского полуострова (Азербайджан), содержания Ni, как правило, составляют первые десятые доли процента, а в золе нефтей морских месторождений западной части Каспийского моря достигают 5—10 %. В качестве примеров провинций второго типа можно привести Северо-Кавказскую, а за рубежом — Лос-Анжелес и Сахаро-Ливийскую.

Третий нефтеметаллогенический тип НГП характеризуется нефтями с незначительным содержанием асфальтенов и крайне малым количеством смол и серы; в углеводородном составе бензиновых фракций доминируют метановые углеводороды нормального строения, с малым количеством ароматических углеводородов. Зола этих нефтей бедна V 0,005 % и Ni 0,05—0,07 % и обогащена Cu, Zr и особенно Pb до 5—6 %, а также Вг и I. В качестве примеров этого типа провинций можно привести нефтегазные области (НГО) Иркутского амфитеатра, рифейские нефти верховьев р. Мая [3], нефти Ферганской впадины.

Причины накопления тех или иных металлов в нефтях и битумах обсуждались неоднократно. А.А. Гуляева и Е.С. Иткина [3] обратили внимание на унаследованность повышенных концентраций свинца в нефтях Иркутского амфитеатра от высокого кларка этого элемента в глинистых породах продуктивных отложений. С.А. Пуланова [6] отметила, что одной из причин изменений концентраций микроэлементов в нефтях является скопление их в нефтеобразующих организмах. Однако исключение составляет ванадий, содержание которого в организмах недостаточно для обеспечения его высоких концентраций в нефтях. Она обратила внимание на то, что нефти с повышенными концентрациями микроэлементов локализуются в центральных частях платформ (Восточно-Европейская и Западно-Сибирская), в то время как нефти окраинных впадин платформ (Днепровско-Донецкая и Припятская впадины, Нижнее Поволжье) обладают пониженными концентрациями микроэлементов.

Л.Д. Меликадзе, К.Г. Грдардзишвили и

Дж. Зульфуроги [4] отметили, что микроэлементы в нефтях Грузии наиболее тесно ассоциируют с ароматическими соединениями нефтей, а наличие микроэлементов в разных фракциях нефти позволяет говорить, что они находятся в нефти в виде металлоорганических комплексов.

И.С. Гольдберг [2] показал, что микроэлементный состав многих типов нефтей и битумов близок к микроэлементному составу горючих сланцев и доманикитов различных бассейнов мира, и, следовательно, во многом определяется типом нефтепроизводительных толщ. Однако он отметил, что кроме этого концентрации микроэлементов определяются также: 1) градациями катагенеза, на которых происходит эмиграция нефти; 2) составом исходных битумоидов и нефтей; 3) особенностями связей органического вещества с минеральными компонентами нефтематеринских пород, влияющими на мобилизацию рудного вещества как в самих породах, так и в генерируемых ими нефтях; 4) возможностью обогащения нефтей микроэлементами в обширных зонах водной инфльтрации.

Из упомянутых металлов в некоторых зарубежных странах из нефтей добывают ванадий, а из газов — ртуть.

Следует отметить, что приведенную информацию о содержании металлов в нефтях, природных битумах и горючих газах, нельзя считать достаточно надежной, поскольку она получена при анализах отдельных проб. Не исключено, что в действительности амплитуды колебаний гораздо шире, чем это следует из приведенных цифр. Возможно также, что в нефтях, природных битумах и газах некоторых месторождений содержание отдельных компонентов может быть выше.

Вполне очевидно, что целесообразность извлечения металлов из указанных органических полезных ископаемых должна диктоваться, во-первых, технико-экономическими факторами, во-вторых, необходимостью экологической защиты.

Технико-экономические факторы зависят от концентрации металлов, суммарного количества добываемого сырья и, конечно, затрат, требуемых на извлечение.

Несмотря на дополнительные затраты ясно, что с точки зрения экологической защиты необходимо извлекать из природных газов ртуть, а из нефтей свинец, кадмий и другие металлы.

Поскольку нефть, газ и природные битумы — не только источник энергетического и химического сырья, то необходимо при составлении технико-экономического обос-

нования рассчитывать и возможность извлечения из них металлов. В данных условиях нельзя исключить того, что в настоящее время разработка нерентабельных месторождений тяжелых нефтей и природных битумов с учетом добываемых металлов может оказаться рентабельной.

Возвращаясь к содержаниям металлов следует отметить, что их концентрации в нефтях, а следовательно, в золе, битумах и газах резко варьируют в зависимости от указанных причин, и в настоящее время данные опробования нефтей на металлы недостаточны для каких-либо конкретных предложений. При переработке нефтей только часть упомянутых элементов концентрируется в золе, а другая попадает в легкие фракции и улетает с газовой составляющей, содержание в которой металлов еще менее изучено, чем в нефтях.

При анализе проб серьезное внимание следует уделить также определению содержания редких элементов, таких как Re, Se, Ge, Ca, Gd и др. На основе уже проведенных аналитических исследований можно предполагать, что Re накапливается в золе тяжелых нефтей, где его содержится 0,001 %; Se и Ge иногда концентрируются в природных битумах, в которых содержится до 0,1—0,2 % (Южно-Прикаспийская НГО). Галлий встречается в золе при сжигании мазута, полученного из высокосернистых нефтей. Здесь его концентрация иногда достигает 0,03 %, и в этом случае он может быть серьезным источником получения этого металла [1]. Кадмий концентрируется главным образом в нефтях с малым содержанием смол, серы и асфальтенов, бедных ванадием и никелем. С такими нефтями связаны также Вг и I, высокие концентрации которых характерны для золы нефтей, а также для газов, возникающих при переработке нефтепродуктов.

Большинство перечисленных элементов токсичны и, попадая в атмосферу, гидросферу и на поверхность земли оказывают негативное влияние на растительные и живые организмы, и особенно на людей. Так, в газообразных отходах, образующихся при переработке и сжигании природного газа, нефти и нефтепродуктов содержатся соединения As, Hg, Pb, Zn, Cd и др., которые загрязняют воздушный бассейн. Зола, образующаяся при сжигании мазутов и более тяжелых компонентов нефтепереработки, содержит высокие концентрации V, Ni, Cd, Zn, Co, Mo, Cr и др., вследствие чего она высокотоксична и требует принятия мер для предотвращения рассеивания золы и ее захоронения. Между тем, асфальты, изготов-

ливаемые из остатков переработки, золы содержат примеси высокотоксичных металлов — Cd, Pb, Zn, Cr и др., которые при определенных условиях могут являться источником загрязнения окружающей среды.

Многие из перечисленных элементов относятся к первому классу продуктов экологической опасности. Их повышенные концентрации в воздухе и воде приводят к интоксикации нервной системы, кишечным нарушениям, почечным и раковым болезням. Предельно допустимые концентрации (ПДК) в природной воде Pb составляют 0,1 мг/л, а Cd и Se 0,01 мг/л. Еще более строгие ПДК существуют для питьевой воды, где ПДК Pb не должно превышать 0,003 мг/л, а Cd — 0,0001 мг/л. В поливных водах допустимое содержание металлов, мг/л: Pb — 5; As — 0,1; Se — 0,02; Cd — 0,01 и т.д. [8].

При росте объемов использования природного газа и переработки нефти следует ожидать усиления негативного влияния перечисленных элементов на окружающую среду и человека. Кроме того, необходимо учесть, что часть металла, оставшаяся в нефтепродуктах, приводит к быстрому износу двигателей, моторов, разъедает лопасти турбин самолетов и кораблей. Все это требует очищения (деметаллизации) газов и нефтепродуктов, что во многом уже осуществляется в передовых капиталистических странах.

Организация такой очистки может дать двойной эффект — экологический и технико-экономический. Экологический заключается в очистке нефти и продуктов ее переработки от вредных примесей, технико-экономический в том, что повышается комплексность использования такого массового минерального сырья, каким являются нефть и природный газ.

Проведение указанных мероприятий не только не потребует финансовых затрат, а наоборот, может принести значительную прибыль.

Несложные расчеты показывают, что извлечение металлов только из 10 % добываемых в России нефти и газа, при содержании металлов в указанных концентрациях, позволили бы в значительной мере удовлетворить потребности РФ в таких металлах, как V, Ni, Re, Ga, Hg и др.

При этом следует учесть, что большая часть металлов будет извлекаться на нефтеперегонных заводах и не потребует создания специальных транспортных артерий, строительства и эксплуатации горных выработок и обогатительных фабрик, необходимых для

добычи металлов обычным традиционным способом.

Однако для решения практических и экологических задач требуется предварительная организация систематического опробирования нефтей и их золы, газов и природных битумов, а также продуктов переработки нефти.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.Ф. Перспективные типы галлийсодержащих месторождений // Литология и пол. ископ. 1993. № 1. С. 35—48.
2. Гольдберг И.С. Нафтометаллогенические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах // Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 2—7.
3. Гуляева А.А., Иткина Е.С. Микроэлементы в нефти и породах нижнего кембрия и венда Иркутского амфитеатра / Малые и рассеянные элементы в осадочных породах и нефтях. — М.: Наука, 1970. С. 55—67.
4. Меликадзе Л.Д., Годардзишвили К.Г., Зульфуроглы Дж.К. К изучению микроэлементов нефти Грузии. — Тбилиси: Мацнисреба, 1976.
5. Петренко В.И., Петренко Н.В. Ресурсы нетрадиционных полезных ископаемых газовых и газоконденсатных месторождений // Сов. геология. 1992. № 6. С. 18—22.
6. Пуланова С.А. Микроэлементы нефтей, их использование при геохимических исследованиях и изучение процессов миграции. — М.: Недра, 1974.
7. Старобинец И.С., Курганская Э.В. Микроэлементы в газоконденсатах и их геохимическое значение (на примере конденсатных месторождений Средней Азии) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 2. С. 454—457.
8. Экологический словарь Конкорд ЛТД. — М.: Экспром, 1993.

Хроника

© Н.А.Савостьянов, 1994

О XIV Мировом нефтяном конгрессе

Н.А.САВОСТЬЯНОВ (ГП «Роснефть»)

Мировые нефтяные конгрессы проводятся с 1933 г. с периодичностью один раз в три года (ранее периодичность была четыре года) и являются международным форумом нефтяников, объединяющим представителей 42 стран — производителей и потребителей нефти и нефтепродуктов.

XIV Мировой нефтяной конгресс проходил с 29 мая по 1 июня 1994 г. в г. Ставангер, Норвегия.

В работе конгресса приняли участие около 2500 человек из 45 стран. Наибольшее число делегатов было от страны-организатора Норвегии — более 350, затем из России — 198 человек. Весьма представительные делегации прибыли на Конгресс из США, Франции, Великобритании.

Выбор страны Конгресса — Норвегия — не случаен. Сегодня это основной производитель нефти и газа в Западной Европе и одна из ведущих нефтяных стран мира. В 1994 г. исполнилось 25 лет норвежской нефтегазовой отрасли. Первые открытия месторождений нефти на континентальном шельфе Норвегии в Северном море были сделаны в 1969 г. За прошедшие годы здесь открыты и освоены уникальные нефтегазовые место-

рождения, а добыча нефти в 1993 г. достигла более 100 млн т.

Открытие Конгресса было торжественным и ярким. Оно проходило в Центре проведения конференций и выставок г. Ставангера — «Сиддис» и началось фанфарами в честь прибытия на Конгресс Короля Норвегии Харальда, выступившего с приветственным словом. Дальнейшие приветствия Президента МНК доктора К.Мея и председателя Норвежского оргкомитета г-на Норвика перемежались выступлениями молодежного симфонического оркестра и очаровательной певицы Сесиль, запомнившейся многим по ее участию в открытии XVII зимних Олимпийских игр в Лиллехаммере.

Первый день работы Конгресса начался содержательным и блестящим докладом премьер-министра Норвегии г-жи Гро Харлем Брунтланд, являющейся также председателем Всемирной комиссии ООН по охране окружающей среды. Она отметила большой прогресс, достигнутый нефтяной промышленностью страны в освоении новых ресурсов на больших морских глубинах, акцентировав внимание присутствующих на необходимости обеспечить баланс между

увеличением объемов производства нефти и газа и требованиями по активной защите окружающей среды.

В пленарном докладе президент корпорации «Коноко» (США) г-н К.Никандрос рассказал о положении в нефтяной промышленности США, отметив продолжительный ее спад и перевод капитальных вложений американских компаний в разведку и разработку месторождений за пределами США. Однако в газовой промышленности США в связи с ростом рынка природного газа наблюдается повышение активности в разведке и разработке. Он также высказал опасения за будущее нефтеперерабатывающей промышленности страны, вызванные ужесточением законов по охране окружающей среды ии неясностью в отношении уровня спроса.

Очень большой интерес у делегатов Конгресса вызвал доклад Александра Евгеньевича Путилова — президента ГП «Роснефть». Это был откровенный, яркий рассказ о кризисной ситуации, в которой находится российская нефтяная промышленность. Были вскрыты причины кризиса и высказаны соображения по выходу из него. Особое внимание уделено проблемам управления отраслью в период перехода к рыночной экономике. В докладе были изложены также перспективы иностранных инвестиций в российскую нефть.

Генеральный секретарь ОПЕК доктор Суброто (Индонезия) в выступлении на пленарном заседании Конгресса обрисовал возможности стран-членов ОПЕК по удовлетворению мирового спроса на нефть, заметив, в частности, что государства Персидского залива — члены ОПЕК могут в течение 15—20 лет удвоить и даже утроить нынешний уровень добычи нефти для полного удовлетворения потребностей мира.

Всего на Конгрессе было заслушано 11 пленарных, 6 обзорно-прогнозных, 87 докладов на тематических симпозиумах и 74 стендовых.

Россия была представлена, кроме пленарного, еще шестью докладами на симпозиумах, тремя стендовыми и одним обзорно-прогнозным, который сделал директор ИГИРГИ профессор Н.А.Крылов на тему «Россия: запасы нефти и нефтяное законодательство».

Из тематики докладов Конгресса можно было сделать вывод, что мировая нефтяная общественность обеспокоена сегодня снижением объемов разведки и ввода новых месторождений. Это вызвано низким уровнем цен на нефть и соответствующим сокраще-

нием инвестиций в нефтяную промышленность.

Многие доклады были посвящены новым технологиям, обеспечивающим существенное сокращение затрат как на проведение разведочных и буровых работ, так и на добычу нефти. Например, на симпозиуме «Новые технологии в бурении» основные сообщения были сделаны по проблемам бурения горизонтальных скважин, а также разведочных скважин малого диаметра. На симпозиуме по детальным разведочным работам отмечалось, что широкое внедрение метода пространственной сейсморазведки позволило существенно уменьшить объемы дорогостоящего разведочного бурения, особенно на море.

Значительное место в тематике Конгресса было отведено охране окружающей среды. Разнообразие и глубина докладов, содержащих конкретные решения экологических проблем в нефтяной отрасли, подтвердили мнение о большом внимании со стороны нефтяников мира к этим вопросам. К сожалению, российские нефтяники в таком насущном и важном деле серьезно отстают.

Важную роль в работе Конгресса играют деловые встречи, личные контакты между представителями различных стран и компаний. Имели такие встречи и российские нефтяники. К сожалению, серьезной помехой в этом остается наше незнание английского языка, давно уже ставшего основным средством общения между специалистами стран мира. Большинство членов российской делегации на Конгрессе английским языком не владеет, что снизило роль их пребывания на пленарных заседаниях и симпозиумах.

Во время Конгресса проходили заседания его руководящих органов: Постоянного Совета и Исполнительного комитета. Постоянный Совет МНК решил принять в члены Мировых нефтяных конгрессов Чешскую Республику, Словению, Кувейт и Кубу. Состоялось избрание президента и вице-президента Конгресса. Новым президентом МНК стал г-н Ван дер Меер (Нидерланды), первым вице-президентом г-да К.Бикелли (Аргентина), Ван Тау (Китай), Е.Ререн (Норвегия). Казначеем МНК избрали Н.Уайта (Великобритания). Состоялись выборы в Комитет по научным программам. Председателем Комитета стал г-н Эйдт (США), членом Комитета от России избрали профессора В.М.Добрынина (ГАНГ им. И.М.Губкина).

Результаты выборов были обнародованы на церемонии закрытия Конгресса, во время которой с кратким словом выступил президент МНК г-н Ван дер Меер.

После Конгресса состоялись деловые туры по Норвегии. Часть российских делегатов посетила нефтяные платформы в Северном море. Эти посещения были весьма впечатляющими.

Мне довелось побывать на месторождении Экофиск — одном из наиболее крупных в норвежском секторе. Увиденное потрясло грандиозностью замысла и исполнения, продуманностью технологических решений, огромным вниманием и заботой к людям,

работающим в тяжелых условиях постоянно штормящего моря. Для описания технических решений, примененных при строительстве морских оснований и в организации добычи нефти на месторождении Экофиск, требуется отдельная статья, поэтому ограничусь лишь словами восхищения от этого творения человеческого разума.

Следующий XV Мировой нефтяной конгресс состоится в октябре 1997 г. в столице Китая — г. Пекине.

Памяти Алексея Александровича Беуса

13 мая 1994 г. ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, профессор Алексей Александрович Беус — крупный специалист в области геохимии месторождений редких элементов и выдающийся организатор геохимических исследований.

А.А.Беус родился 23 февраля 1923 г. в г. Куйбышеве. В 1940 г. поступил на геологический факультет МГУ и окончил его в 1945 г. С 1941 по 1943 гг. служил в Краснопресненском истребительном батальоне. После окончания университета работал начальником партии треста «Союзредмет разведка» (1945—1948 гг.), затем старшим научным сотрудником института «Гиредмет» (1948—1951 гг.). С 1952 по 1957 гг. А.А.Беус — ученый секретарь, старший научный сотрудник Лаборатории минералогии и геохимии редких элементов (ЛАМГРЭ), а с 1957 по 1963 гг. — заведующий отделом геохимии ИМГРЭ. В 1958 г. он защитил докторскую диссертацию на тему «Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений». С 1963 по 1965 гг. А.А.Беус — начальник центральной лаборатории прикладной геохимии Госгеолкома и профессор кафедры месторождений полезных ископаемых Всесоюзного заочного политехнического института (ВЗПИ). В 1966—1971, а затем в 1975—1980 гг. он работал в секретариате ООН в Нью-Йорке в качестве специального технического советника по геологопоисковым работам. Обладая высокой квалификацией, большой эрудицией и личным обаянием, А.А.Беус пользовался большим авторитетом и уважением в секретариате ООН.

С 1980 г. А.А.Беус руководил лабораторией геохимии института литосферы РАН. В 1980—1990 гг. он активно участвовал в

организации и проведении совещаний по международной программе «Литосфера». Научная деятельность А.А.Беуса в основном была связана с изучением геохимии и геологии рудных месторождений, а также геохимии горных пород. Им написано свыше 260 статей и десять монографий.

Большое место в исследованиях А.А.Беуса занимали альбитизированные и грейзенизированные граниты, которые впервые выделены им как перспективный промышленный тип месторождений тантала и других редких элементов. Исследования в Забайкалье, Казахстане и на Горном Алтае полностью подтвердили теоретические построения. В 1958—1960 гг. под руководством и при участии А.А.Беуса в Восточном Забайкалье были открыты два крупных промышленных месторождения тантала, за что ему были вручены два диплома и нагрудные знаки «Первооткрыватель месторождения».

На примере выявленного нового типа месторождений тантала в лепидолит-микроклин-альбитовых гранитах (апогранитах) была подтверждена вероятная роль комплексобразования для разделения тантала и ниобия на поздних стадиях формирования микроклин-альбитовых гранитов в результате различной подвижности и устойчивости в растворах их ацидокомплексов. Результаты этих исследований были признаны Президиумом АН СССР научным открытием, которое было зарегистрировано Государственным комитетом СССР по делам изобретений и открытий в 1985 г. А.А.Беус — один из авторов данного открытия: «Явления геохимической дифференциации и концентрации редких элементов-аналогов и алюминия». Алексей Александрович оставил большое научное наследство, отличаю-

щееся сочетанием глубоких теоретических исследований с работами, имеющими четкую практическую направленность.

Одна из таких работ — книга «Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)», вышедшая в 1962 г. В ней впервые было показано, что определенные типы метасоматически измененных гранитов (апогранитов) могут рассматриваться как руды, содержащие большие запасы редких литофильных элементов. Вышедшая в 1975 г. книга А.А.Беуса, написанная совместно с С.В.Григоряном, «Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых» получила широкую известность среди отечественных геологов. В 1977 г. она была переиздана в США, где также имела многочисленные отзывы, высоко оценивающие эту работу.

Особое место в научных симпатиях А.А.Беуса занимала геохимия пород — как отдельных или петрохимических типов, так и отдельных регионов, континентов и литосферы в целом. Итогом таких исследований явилась книга «Геохимия литосферы» (два издания — 1976, 1981). В ней широко применены методы математической статистики при оценке средних содержаний элементов в породах не только различного состава, но и различного их структурного положения.

Эта книга, по словам самого автора, — «первый этап в создании математически обоснованной модели литосферы».

А.А.Беус как сотрудник журнала «International Geological Review» (IGR) очень много сделал для пропаганды отечественных научных исследований в зарубежной прессе. Значительное число публикаций журнала «Отечественная геология» появились в англоязычных версиях благодаря поддержке Алексея Александровича.

В течение 10 лет А.А.Беус, работая в ООН, руководил геохимическими исследованиями в развивающихся странах, где благодаря его высокому профессионализму возникли национальные геохимические школы. Известным итогом этого периода деятельности А.А.Беуса является последняя опубликованная им книга «Путешествия в тропики за самоцветами». В увлекательной форме в ней рассказывается о самоцветах Индии Шри-Ланки, Колумбии и Суринама, Бразилии и Бирмы. Еще много работ могло бы быть написано таким вдумчивым и наблюдательным исследователем, каким был А.А.Беус, но смерть прервала его творческий путь. Оставленное им научное наследие будет служить молодым геологам примером глубокой преданности науке и своей специальности.

Редколлегия

*Ученые Советы ВИМСа, ИМГРЭ, ЦНИГРИ
Н.А.Богданов, В.В.Ляхович, Э.К.Буренков,
А.А.Кременецкий*

Памяти Михаила Кузьмича Калинко

Геологическая наука понесла тяжелую утрату. На 80-ом году жизни внезапно скончался один из крупнейших специалистов в области нефтегазовой геологии и геохимии — доктор геолого-минералогических наук, профессор Михаил Кузьмич Калинко.

М. К. Калинко родился 22 февраля 1913 г. в г. Ставрополе. С 1931 по 1933 гг. он учился на рабфаке, по окончании которого поступил на геологоразведочный факультет Азербайджанского индустриального института. Трудовую деятельность в АзНИИ он начал еще во время учебы в институте. С 1939 по 1943 гг. М. К. Калинко работал геологом в Усть-Енисейской нефтяной экспедиции, а затем до 1952 г. — главным геологом в Нордвикской нефтеразведочной экспедиции.

В 1948 г. в Баку М. К. Калинко защитил кандидатскую диссертацию, в 1959 г. — докторскую, а в 1967 г. ему было присвоено звание профессора.

Большой вклад М. К. Калинко внес в исследования геологии Арктики. Основным направлением его деятельности стали исследования в области коллекторов нефти и газа и геохимии.

Круг интересов М. К. Калинко, эрудированного в разных областях геологической науки, очень широк. Его работы посвящены фундаментальным проблемам нефтегазовой геологии и геохимии, нефтегазоносности акваторий мира, Севера СССР, Северо-Американского континента, Болгарии, ГДР, Польши. Он внес большой вклад в теорию образования нафтидов, методику поисков

нефтяных и газовых месторождений. Михаил Кузьмич был новатором, и его оригинальные разработки по коллекторам, классификации ресурсов и запасов углеводородов и другие привлекали интерес не только отечественных, но и зарубежных исследователей. Им опубликовано более 200 работ, в том числе 12 монографий. М. К. Калинин был редактором и соредактором переведенных с английского языка монографий крупных зарубежных исследователей.

М. К. Калинин — образец беззаветного служения любимой науке. Его талант, огромная эрудиция в различных областях геологических знаний, исключительная работоспособность, оптимизм и личное обаяние всегда были примером для окружающих.

М. К. Калинин был человеком интеллигентным, доброжелательным, всегда готовым поддержать молодежь. Свои знания, опыт и душевную доброту он безвозмездно отдавал тем, кто в них нуждался. М. К. Калинин воспитал не одно поколение геологов-нефтяников, им подготовлено 30 кандидатов наук. Михаил Кузьмич консультировал многих докторантов ВНИГНИ и других

организаций. Он являлся бессменным председателем первичной организации НТО нефтяной и газовой промышленности, председателем Межведомственного совета по лабораторным методам исследований, применяемым в нефтегазовой геологии. М. К. Калинин был инициатором и организатором создания многих научных сборников, пропагандирующих передовой опыт, передовые идеи. Михаил Кузьмич был активным лектором общества «Знание».

До последних дней жизнь М. К. Калинин была наполнена неутомимой работой, направленной на развитие отечественной нефтегазовой геологии и геохимии, подготовку высококвалифицированных научных кадров.

М. К. Калинин награжден медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне», орденом «Знак почета», значком «Почетному полярнику», удостоен звания «Почетный разведчик недр».

Светлая память о М. К. Калинин, замечательном ученом, отзывчивом, доброжелательном и обаятельном человеке, навсегда сохранится в сердцах его сотрудников, учеников, друзей и всех знавших его.

*Редколлегия
Друзья и коллеги из
ВНИГНИ*

Памяти Дмитрия Алексеевича Родионова

2 октября 1994 г. скоропостижно скончался один из основоположников математической геологии, заведующий лабораторией ВИЭМС, член-корреспондент Академии Естественных Наук Российской Федерации, доктор геолого-минералогических наук, профессор Дмитрий Алексеевич Родионов.

Д. А. Родионов родился 9 октября 1931 г. в Саратовской области. Дмитрий Алексеевич окончил геологический факультет Саратовского Государственного университета, затем работал геологом Згидской геологоразведочной партии треста «Севкавцветметразведка» в г. Орджоникидзе.

Дмитрий Алексеевич 14 лет возглавлял отдел математических методов в геологии Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). В этот период ярко раскрылся его талант как крупного ученого в области применения математических методов и компьютерных технологий в геологии.

С 1969 по 1981 гг. он был заведующим отделом и заместителем директора Всесоюзного научно-исследовательского института экономики минерального сырья и геологоразведочных работ (ВИЭМС). Много сил и энергии отдал он созданию компьютерных технологий комплексной обработки геолого-экономической информации и становлению отраслевой системы информационного обеспечения геологического изучения недр.

Д. А. Родионов 11 лет успешно заведовал лабораторией математических методов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ).

С 1992 г. до самой кончины Д. А. Родионов вновь возглавлял математические исследования во Всесоюзном научно-иссле-

дованном институте экономики минерального сырья и недропользования (ВИЭМС).

Д. А. Родионов был членом Ученых Советов институтов геологической отрасли, членом редакционных коллегий ряда геологических журналов, в том числе журнала «Отечественная геология».

Исследования Д. А. Родионова в области математической геологии получили мировое признание. Он был вице-президентом КОГЕОДАТА — Международной комиссии по сбору, хранению, обработке геологической информации на ЭВМ, членом Стратиграфического Комитета по обработке количественных данных, основателем Международной ассоциации математической геологии. Последняя инициатива Дмитрия Алексеевича — создание Регионального Евро-Азиатского центра математической геологии — не была реализована и должна быть возложена на его учеников и соратников.

Д. А. Родионов создал научную школу в области статистического моделирования геологических процессов. Им воспитана плеяда учеников, многие из которых стали докторами и кандидатами наук.

Дмитрием Алексеевичем написано семь монографий на русском языке и одна на английском. Им опубликовано свыше 150 научных статей и докладов. Работы Д. А. Родионова раскрывают фундаментальные аспекты математической геологии. Особенно велик вклад Дмитрия Алексеевича в создание и развитие многомерных статистических методов решения геологических проблем.

Светлая память о выдающемся ученом-геологе, добром, отзывчивом человеке Д. А. Родионове навсегда останется в сердцах всех, кто знал его и работал с ним.

*Редколлегия,
Ученые советы ВИЭМС,
ИМГРЭ, ИГЕМ, ЦНИГРИ*

CONTENTS

ENERGY RESOURCES

- Kalinko M. K.**
Influence of oil/gas accumulation on tectonics of oil and gas fields 3

METALS AND NON-METALS

- Sedenko S. V., Sedenko E. G.**
Low-temperature limonite-quartz-kalispas metasomatites — a new type of gold mineralisation of Aldanski shield's western part 11
- Babkina T. G.**
On geophysical evidence of bedrock gold mineralisation of Verkhne Indigirski region 18
- Kalinin I. V., Kalinin V. M.**
Geoindication model of Bazovskoye gold ore field **Korobitsyn A. V.**
Formation-mineragenic method of gold mineralisation prospects' numerical evaluation 22
- Protopopov G. H.**
First discoveries of high-grade gold in Shamanikh-Stolbovskoi gold-alluvial region of Russia's north-east **Gabyshova G. A.**
Crystalline fundamental rocks in kimberlite pipes xenoliths of Western-Yakutian diamondiferous province 32

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Tarabukin V. P.**
Biostratigraphy of Ordovician deposits of Selennyakhski ridge according to conodonts (North-Eastern Asia) 39

MINERALOGY, LITHOLOGY, PETROGRAPHY

- Kislyi A. V., Utrobin D. V.**
Geological structure and minerageny of Kavaktinski gabbro-norite massif of Southern Yakutia 47
- Arkhipov V. N., Kokin A. V., Krylova V. V., Yanovski V. M.**
Alabandine in tin-polysulfide argentiferous reefs of Southern Verkhoyane 55

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Shalayevskaya O. A., Verba M. L., Dick G. G.**
Deep structure of Earth's crust of the central part of Makarov depression, Arctic ocean 57

GEOECOLOGY

- Kizilshtein L. Ya.**
Environmentally hazardous concentrations of impure elements in coals 63

BRIEF INFORMATION

- Gorzhevski D. I., Kalinko M. K., Pavlov D. I.**
Types of naphtha-metallogenic provinces and metal distribution regularities in oils, native bitumens and combustible gases 69

NEWS IN BRIEF

- Savostyanov N. A.**
About XIV World Petroleum Congress 73
- Memorial to A. A. Beus 74
- Memorial to M. K. Kalinko 75
- Memorial to D. A. Rodionov