

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

10/1984



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 10/1984 ГЕОЛОГИЯ

**Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

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



МОСКВА, «НЕДРА»

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

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ

- Кабанов А. И., Голов А. А., Ефимова Н. А., Самолетов М. В., Ломако П. М. Верхнепермско-триасовые отложения Каспия и их нефтегазоносность . . . 3
- Амурский Г. И., Жабров И. П., Соловьев Н. Н., Хуснутдинов З. Б. Динамика сероводородного заражения Даулетабад-Донмезского газового месторождения . . . 11

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Акылбеков С. А., Вальков В. О., Тюгай О. М., Фролов А. А. Перспективы вольфрамоносности Агадырского рудного района (Центральный Казахстан) . . . 20
- Кекелия С. А., Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З. Геологические и физико-химические условия образования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений . . . 30
- Белгородский Е. А. Стадии образования колчеданного месторождения . . . 36
- Григорьев В. М., Коц Г. А., Малютин Е. И., Чернопятов С. Ф. Геолого-технологическое картирование месторождений твердых полезных ископаемых . . . 43

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Якобсон К. Э. Венд стратотипического региона . . . 45
- Соловьев В. О. Верхний палеозой и возможность выделения планетарных литологических комплексов . . . 51
- Дулуб В. Г., Менкес М. А., Портнягина Л. А., Смирнов С. Е., Романов А. М. К стратиграфии нижнего мела Восточного Крыма . . . 61

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТНИКА

- Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона . . . 67

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

- Султанова М. А. Использование петрохимических данных для решения генетических вопросов (на примере Алмалыкского района) . . . 75

ГЕОХИМИЯ

- Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю., Кониюшок А. А. Физико-химические условия образования месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций . . . 80

ГЕОФИЗИКА

- Аветисов Г. П., Голубков В. С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ — ГСЗ . . . 86

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Фролов Н. М. Гидрогеология и инженерная геология в системе наук о Земле . . . 95
- Мишунов Л. В. О зональности минерального заполнения трещин в надсолевом комплексе Верхнекамского района . . . 107

ХРОНИКА

- Иванов И. Б., Тыминский В. Г. Научные достижения в геологии, квалифицированные в качестве открытий к 100-летию со дня рождения А. Н. ЗАВАРИЦКОГО . . . 109

- Масайтис В. Л., Румянцева Н. А., Москалева В. Н., Никольская И. П. Научное наследие А. Н. Заварицкого в развитии геологических исследований . . . 113

РЕЦЕНЗИИ

- Моисеенко Ф. С. Опыт геонимического изучения территории СССР . . . 118
- Сидоренко Г. А. Структурный типоморфизм минералов — основа поисковой генетической минералогии . . . 121
- Анциферов Е. А. Новый подход к металлогении Азиатского континента . . . 123

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы Е. В. Воробьева, Н. В. Жидкова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.08.84. Подписано в печать 18.09.84. Т-14486.
Формат 70×108/16. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2.
Усл. кр.-отт. 11,72. Уч.-изд. л. 13,9. Тираж 3230 экз.
Заказ № 1186

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



УДК 551.736.3/751.1 : 553.98.04(262.81)

А. И. КАБАНОВ (Мингазпром), А. А. ГОЛОВ, Н. А. ЕФИМОВА,
М. В. САМОЛЕТОВ (ВНИГНИ), П. М. ЛОМАКО (ВНИИЭгазпром)

Верхнепермско-триасовые отложения Каспия
и их нефтегазоносность

Вопросы о палеогеографических условиях осадконакопления и тектонической позиции верхнепермско-триасового комплекса (промежуточный или переходный, тафрогенный, квазикратонный и т. д.) Скифско-Туранской плиты наиболее дискуссионны в современной геологии. Вместе с тем проведение границ молодых платформ как с древними платформами, так и с горноскладчатыми альпийскими сооружениями далеко не всегда однозначно. Особенно это относится к слабоизученным участкам морских акваторий, в частности, к акватории Каспийского моря. Авторами проанализированы условия формирования рассматриваемых отложений на более широкой территории, чем молодая Скифско-Туранская плита в традиционных границах, освещены их структура и перспективы нефтегазоносности.

Верхнепермско-триасовые отложения широко распространены в Каспийском регионе (рис. 1). Наибольшая их мощность (более 5000 м) известна на Горном Мангышлаке. В пределах Восточно-Манычского, Южно-Мангышлакского, Северо-Устьюртского, Южно-Бузачинского прогибов, Прикаспийской впадины и на продолжении этих структур в акваторию Каспийского моря она достигает предположительно 2000—4000 м, а на остальной территории Каспия не превышает 1000—2000 м.

Геологическое развитие Каспийского региона в позднепермско-триасовое время характеризуется накоплением осадков разнообразного литолого-фациального состава (рис. 2) — от типично морских до континентальных (карбонатных, терригенно-карбонатных, терригенных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных). В позднепермскую эпоху на обширной площади Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской плиты формировалась в

основном красноцветная терригенная толща. Почти полное отсутствие в породах органических остатков затрудняет проведение границы между верхней пермью и нижним триасом, а вследствие этого и определение полной мощности верхнепермских отложений.

На Горном Мангышлаке к верхней перми предположительно относятся отпанская свита и, возможно, биркутская, видимая мощность которых превышает 2000 м. Биркутская свита представлена серыми и фиолетово-серыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников и известняков, отпанская — однородными серыми песчаниками, иногда косослоистыми. Выше лежащая долнапинская свита по единичным остаткам остракод и филлопод включается в состав индского яруса нижнего триаса [9]. Образования, предположительно являющиеся аналогами отпанской свиты, вскрыты буровыми скважинами на Южном Мангышлаке, Северном Устьюрте и п-ове Бузачи. Однако мощность их на п-ове Бузачи и Северном Устьюрте, по видимому, значительно меньше, чем на Мангышлаке, и сложены они красноцветными, преимущественно грубообломочными породами. В Восточном Предкавказье к верхней перми отнесена нижняя часть куманской свиты — пестроцветные конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов [6]. Интенсивно заполнялась грубозернистыми образованиями в позднепермскую эпоху и Прикаспийская впадина, служившая в предшествующее кунгурское время областью накопления мощных (3500—4000 м) гидрохимических осадков.

В целом для Каспийского региона источниками сноса в позднепермскую эпоху были кряж Карпинского, Южно-Эмбинское поднятие, Мугоджары и Центральный Кавказ, протягивающие-

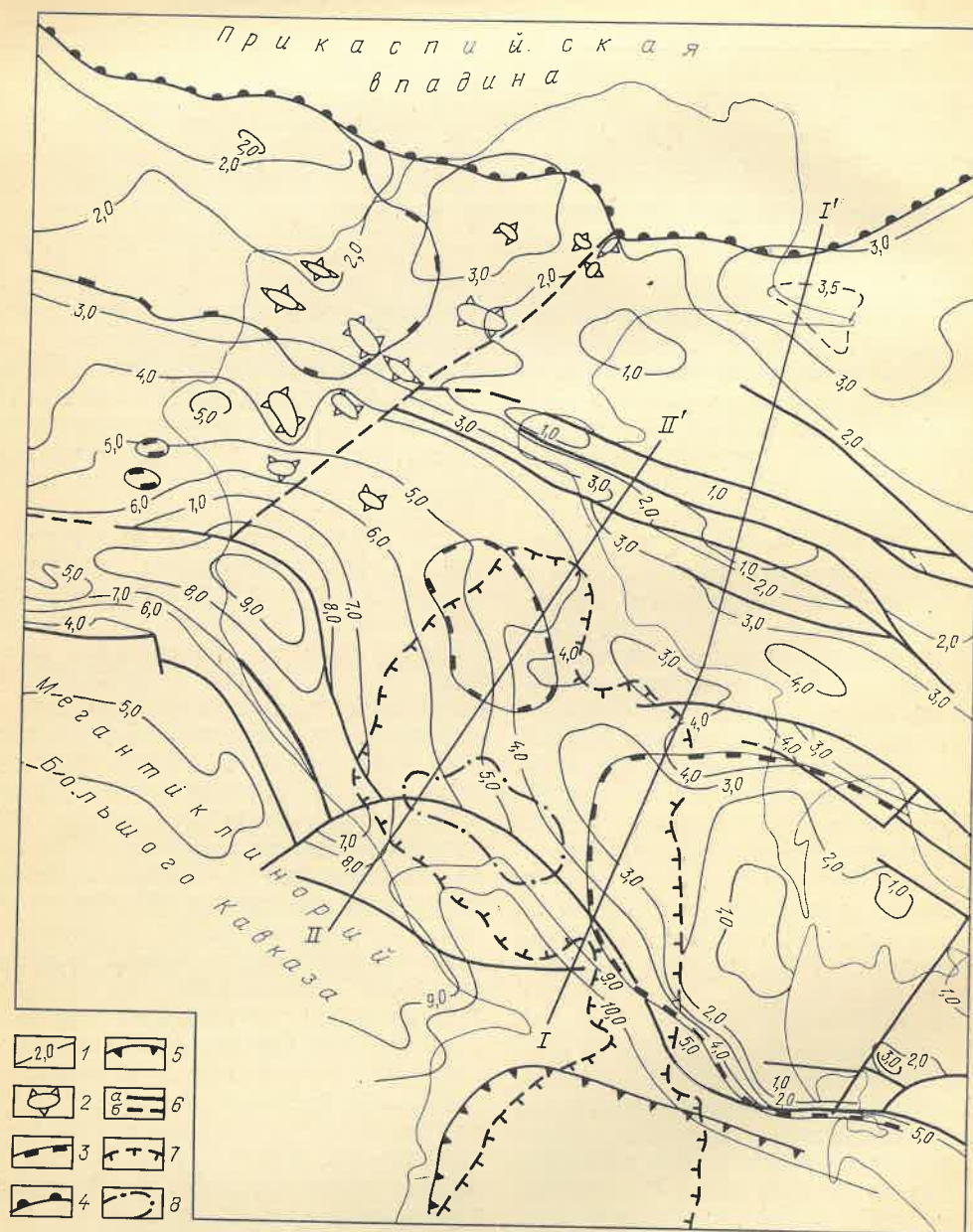


Рис. 1. Структурно-геологическая схема доюрской поверхности

1 — изогипсы, км; 2 — поднятия в море; 3 — область отсутствия верхнепермско-триасовых отложений; 4 — южная граница распространения соляных куполов Прикаспийской впадины; 5 — северная граница суб-

океанической Южно-Каспийской впадины; 6 — региональные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — внешняя граница шельфа; 8 — граница глубоководной котловины; I—I' и II-II' — геолого-геофизические разрезы

ся в виде горных цепей и крупных возвышенностей. Карабогазский, Среднекаспийский, Каракумский и Ставропольский своды образовывали в рельефе приподнятые изометрические массивы [1].

Палеогеографическая обстановка конца перми — начала раннего триаса

на западе Казахстана и в Прикаспии была во многом сходной. Увеличение песчаности отложений в восточном и юго-восточном направлениях подтверждает существование основных областей сноса — Урала, Мугоджар, Кызылкумской возвышенности и Карабогаз-Каракумского плато.

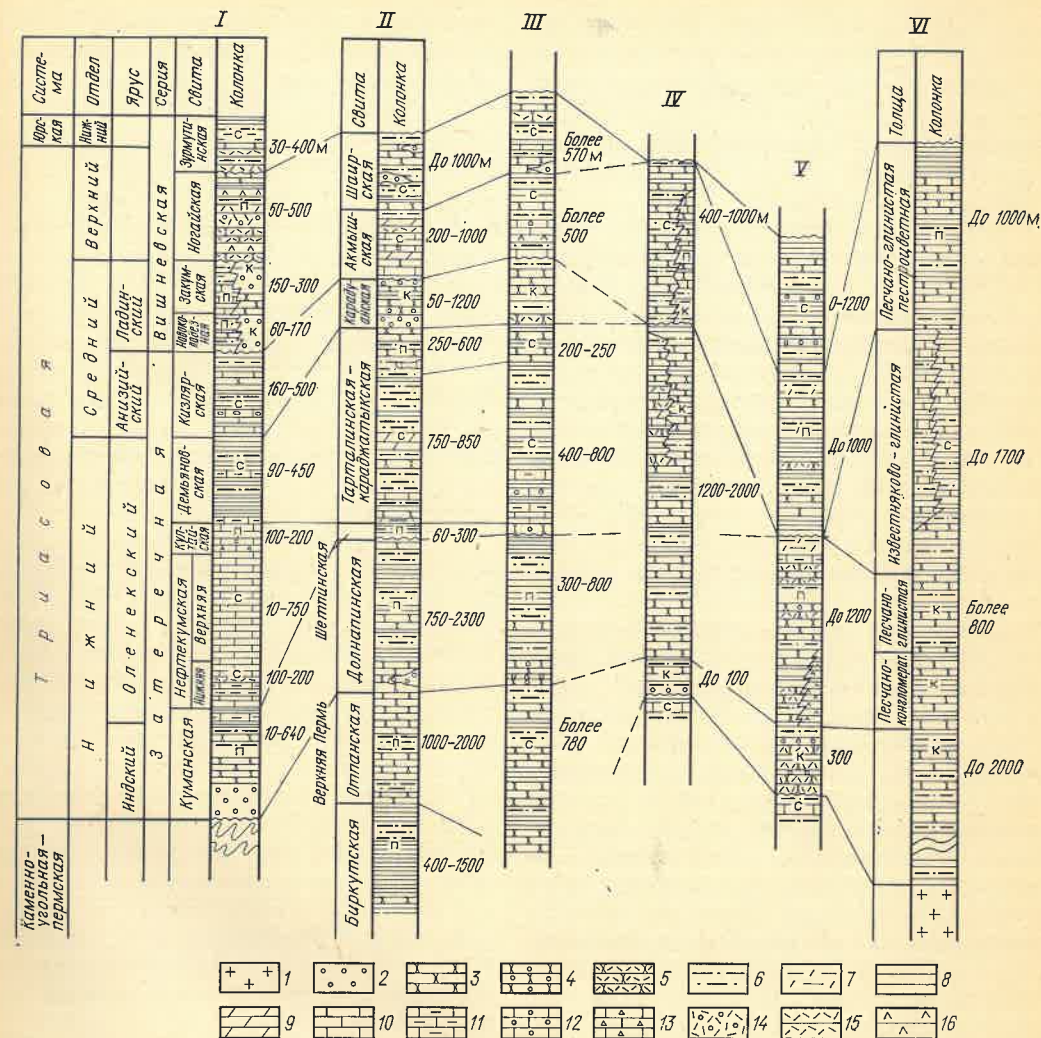


Рис. 2. Схема сопоставления литолого-стратиграфических разрезов верхнепермско-триасовых отложений

I — Восточное Предкавказье; II — Горный Мангышлак; III — Южный Мангышлак; IV — п-ов Бузачи, по О. А. Карцевой, 1976 г.; V — Северный Устюрт, по О. А. Карцевой, 1976 г.; VI — Прикаспийская впадина, междуречье Урала и Эмбы, по В. В. Липа-

товой, 1971 г.; 1 — каменная соль; 2 — конгломераты и гравелиты; 3 — песчанники; 4 — песчанники с галькой; 5 — туфопесчанники; 6 — алевролиты; 7 — туфо-алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — мергели; 10 — известняки; 11 — глинистые известняки; 12 — оолитовые известняки; 13 — известняковые брекчии; 14 — туфобрекчии; 15 — туфы; 16 — лавы; с — сероцветы; к — красноцветы; п — пестроцветы

С началом раннего триаса в Восточном Предкавказье связана морская трансгрессия, обусловившая постепенное установление к концу индского — началу оленёкского веков морского режима осадконакопления. В это время здесь отлагались карбонатно-терригенные осадки верхов куманской свиты. На остальной территории Каспийского региона — в Прикаспийской впадине, на Горном и Южном Мангышлаке, Северном Устюрте — в индском веке продолжалось формирование пе-

строцветных песчано-глинистых отложений.

В оленёкский век произошло резкое расширение площади бассейнов морского осадконакопления. Морские отложения этого времени распространены как в Восточном Предкавказье, так и в Западном Казахстане. Наиболее полные разрезы оленёкского яруса известны в Восточном Предкавказье и на Горном Мангышлаке. На последнем они сложены преимущественно алевролитами и аргиллитами с

прослоями песчаников и известняков, выделенных в шетпинскую, тарталинскую и караджантыкскую свиты. Синхронные им и сходные с ними по литологическому составу породы вскрыты многочисленными скважинами на Южном Мангышлаке.

В Восточном Предкавказье морские оленёкские отложения представлены нефтекумской, култайской и демьяновской свитами. По остаткам аммоноидей култайская свита относится к нижней части оленёкского яруса, а демьяновская — к верхней. Нефтекумская свита не имеет надежной палеонтологической датировки и не всеми исследователями причисляется к оленёкскому ярусу нижнего триаса [6]. Сложена она известняками темноцветными и микрозернистыми (более глубоководные отложения), органогенно-обломочными и водорослевыми (широкие биогермные образования). С нею связаны основные перспективы поисков нефти и газа в триасовых отложениях Восточного Предкавказья [7]. Култайская свита состоит главным образом из микрозернистых и пелитоморфных известняков, иногда известняковых брекчий, демьяновская — в основном из серых аргиллитов с прослоями известняков, глинистых известняков и алевролитов. Резкое увеличение мощности карбонатных образований, отмечаемое по геофизическим данным на отдельных участках северного борта Южно-Мангышлакского прогиба, позволяет предположить развитие здесь рифовых фаций в нижнем триасе.

Уровень с верхнеоленёкскими аммоноидеями — подошва демьяновской свиты Восточного Предкавказья и тарталинской Мангышлака — служит единственным надежным коррелятивным репером для триасовых отложений указанных регионов (см. рис. 2). К северу и северо-востоку он теряется, так как морские оленёкские отложения замещаются осадками лагунного типа. На п-ове Бузачи, Северном Устюрте и в Прикаспийской впадине в это время происходило накопление красноцветных песчано-глинистых отложений, содержащих остатки остракод и харовых водорослей.

В среднетриасовую эпоху площадь бассейнов морского осадконакопления

несколько сократилась. В Восточном Предкавказье в начале среднего триаса, по-видимому, в шельфовой зоне формировались оолитовые и обломочные известняки, чередующиеся с пелитоморфными разностями, мергелями и аргиллитами серого и темно-серого цвета (кизлярская свита). Возраст пород по найденным органическим остаткам устанавливается как анизийский. Во второй половине среднего триаса (ладинский век) продолжалось сокращение размеров морского бассейна. Климат стал более сухим и жарким, накапливались пестроцветные песчано-алевролитоглинистые осадки с редкими прослоями известняков.

В Восточном Предкавказье в среднем триасе формировались новоколодезная и закумская свиты. Новоколодезная свита, сложенная пестроцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков и песчаников, с разрывом перекрывается закумской, состоящей из двух подсвит. Нижняя ее подсвита представлена серыми оолитовыми и песчанистыми известняками с прослоями темно-серых глинистых известняков и аргиллитов, верхняя — пестроцветными аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями известняков и песчаников. Возраст обеих свит по комплексу харофитов и остракод определяется как ладинский.

На Горном Мангышлаке в начале среднего триаса в отдельных сохранившихся водоемах и на аккумулятивных равнинах отлагались красноцветные терригенные осадки (карадуанская свита). В таких же условиях, видимо, происходило образование и карадуанской (нижняя часть темирбабинской) свиты Южно-Мангышлакского прогиба. Среднетриасовый возраст пород установлен по находкам двустворчатых моллюсков и остракод, по составу спорово-пыльцевого комплекса.

В Прикаспийской впадине на междуречье Урала и Эмбы рассматриваемые отложения формировались в прибрежно-морских условиях и представлены карбонатно-терригенными породами [5]. В восточном направлении из разреза среднего триаса постепенно исчезают известняки, но в нем по-

являются пестрые глины и песчаники. Прибрежно-морское осадконакопление сменилось здесь обстановкой прибрежной равнины. В сходных условиях накапливались и пестроцветные глинисто-алевритовые отложения п-ова Бузачи и Северного Устюрта, возраст которых в настоящее время не выяснен. По результатам определений остатков остракод и харовых водорослей они предварительно отнесены к среднему триасу [8]. Источниками обломочного материала служили более древние породы, обнажавшиеся в это время на холмистой возвышенности Бузачинского свода и Южно-Эмбинского поднятия.

К концу среднего триаса площадь морского бассейна еще более сократилась и на значительной территории Каспийского региона накопление осадков осуществлялось в лагунно-континентальных условиях. На Горном Мангышлаке отложения верхов среднего — верхнего триаса выделяются в акмышскую свиту, залегающую с угловым и азимутальным несогласием на отложениях карадуанской свиты. В низах разреза акмышской свиты встречаются известняки с единичными прослоями пепловых туфов, сменяющиеся выше аргиллитами с отдельными прослоями песчаников и известняков, а еще выше — песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов шаирской свиты. Осадконакопление в этот период представляло собой полный трансгрессивно-регрессивный цикл. Аналогии акмышских и шаирских отложений на Южном Мангышлаке выделяются в южножетыбайскую и североракущечную свиты.

Накопление осадочной толщи верхнего триаса в Прикаспийской впадине происходило в условиях аккумулятивной прибрежно-морской равнины. Это пестроцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников. Отмечается увеличение песчаности отложений от 20 % в центральной части впадины до 50 % на юго-востоке, в пределах Нижней Эмбы. Основными источниками обломочного материала служили Урало-Мугоджарские горы и кряж Карпинского. Мощность верхнетриасовых отложений в Прикаспийской впадине колеблется в широких пределах. Максимальные ее значения

установлены в восточной части впадины, в районе Хобдинского гравитационного максимума (1050 м), а также в районе Аралсора (1500 м). На Северном Устюрте (Самско-Бейнеуская впадина) к верхнему (среднему?) триасу и нижней юре отнесена сероцветная аргиллит-алевролитовая толща, состоящая из чередующихся серых аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников [8].

В Восточном Предкавказье в позднепермское время формировалась вулканогенно-осадочная ногайская свита максимальной мощностью в Восточно-Манычском прогибе более 800 м. Она представлена туфами и лавами с прослоями и пачками алевролитов, песчаников и конгломератов. Возраст ее условно рассматривается как карнийско-норийский.

Вышележащая зурмутинская свита, несогласно перекрывающая ногайскую, сложена темными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов в нижней части. В породах часто встречаются углефицированные растительные остатки. Мощность свиты значительно меняется, превышая 400 м в Восточно-Манычском прогибе. Согласно определениям спор и пыльцы, возраст отложений зурмутинской свиты принят как рэтский (лейасовый ?).

Седиментационные бассейны позднепермско-триасового времени в пределах современной Скифско-Туранской плиты занимали своеобразное положение, размещаясь на континентальной окраине океана Тетис. В пределах молодой платформы формировались грабенообразные прогибы, заполнявшиеся грубообломочными континентальными и терригенно-карбонатными морскими осадками с прослоями вулканитов. Возникновение этих прогибов, по-видимому, связано с широко проявленным растяжением земной коры на окраине континента, обусловившим на позднепермско-триасовом этапе активную вулканическую деятельность. Последняя зафиксирована в значительном развитии мощной ногайской вулканогенной свиты в Восточном Предкавказье, наличии прослоев лав в акмышской свите Горного Мангышлака и туфов на Южном Мангы-

шлаке, повсеместном присутствии вулканического материала на Устюрте.

О процессах растяжения, в результате которых возникли грабенообразные прогибы, свидетельствует и их внутреннее строение. В центральной части некоторых прогибов распространены более молодые средне- и верхнетриасовые образования, а по бортам — нижнетриасовые и верхнепермские. Так, скв. 7 Плавненская, пробуренная в центральной части Восточно-Маньчжурского прогиба, вскрыла 1150 м средне-верхнетриасовых и 350 м нижнетриасовых отложений. Верхнепермские породы здесь не встречены, а нижнетриасовые залегают на гранитах позднепалеозойского возраста. На южном же борту Восточно-Маньчжурского прогиба мощность верхнепермских отложений достигает 500 м.

Формирование позднепермско-триасовых грабенов привело в целом к опусканию Скифско-Туранской плиты. Этому в значительной мере способствовало расширение Черноморского и Южно-Каспийского грабенов-рифтов, представляющих собой в палеогеографическом отношении на позднепермско-триасовом этапе развития окраинные моря океана Тетис [3]. Заложение упомянутых субокеанических впадин и начало воздымания складчатых сооружений Кавказа и Понта на герцинском этапе развития начались, по видимому, немного раньше — в позднепалеозое. На это отчасти указывает развитие мощных толщ континентальных красноцветных отложений нижнепермского возраста на Центрально-Кавказе и в Северо-Западной Анатолии, сформировавшихся за счет размыва участков суши, обрамлявших окраинные моря.

Последующая раннемезозойская геологическая история развития западной и восточной частей Скифско-Туранской плиты была различной. На западе верхнепермско-триасовые отложения в большей мере подвергались процессам складчатости и метаморфизма (Добруджинский, Таврический, Азовский, Каневско-Березанский грабены), чем на востоке, в пределах Туранской плиты (район Горного Мангышлака).

Прикаспийская впадина и Северо-Устюртский прогиб на позднепермско-

триасовом этапе развития представляли собой единый внутренний морской бассейн средиземноморского типа, интенсивно заполнявшийся терригенно-карбонатными осадками. Соединение между собой этих двух крупных областей седиментации происходило скорее всего через Самско-Бейнеускую область прогибания и Северо-Каспийскую зону погружений. Связь Прикаспийско-Устюртского внутреннего моря с Тетисом осуществлялась по системе грабенообразных прогибов Скифско-Туранской плиты и соединяющих их проливов.

Структура верхнепермско-триасового комплекса на востоке Скифской и в западной части Туранской плит разрывно-блоковая [2]. Внутреннее строение комплекса геофизическими методами изучено слабо (рис. 3). Спорадически прослеживающиеся в этих отложениях отражающие площадки характеризуют их структуру лишь в пределах отдельных площадей. Локальным поднятиям в верхнепермско-триасовых породах соответствуют в аномальном гравитационном поле максимумы силы тяжести.

Волновая картина в доюрских отложениях Южного Мангышлака исключительно сложная. В пределах Жетыбай-Узенской ступени, Песчаномыско-Ракушечной зоны поднятий к кровле карбонатной пачки оленёкского яруса приурочен отражающий горизонт V_2 , ниже которого на некоторых площадях в верхнепермско-триасовом разрезе фиксируется еще ряд отражающих горизонтов. Отражения от них, как правило, дают низкочастотную динамически хорошо выраженную двухфазовую запись, отличающуюся малой протяженностью. К поверхности красноцветной толщи нижнего триаса Южного Мангышлака приурочен преломляющий горизонт T_2 . На Северном Устюрте четких отражающих и преломляющих границ в верхнепермско-триасовых образованиях не выявлено. Здесь, так же как и на Южном Мангышлаке, в верхней части красноцветных пород нижнего триаса прослеживается преломляющий горизонт T_2 , но уверенно — лишь в бортовых зонах Северо-Устюртского прогиба, где довольно четко выражен и V отражающий горизонт. На площадях

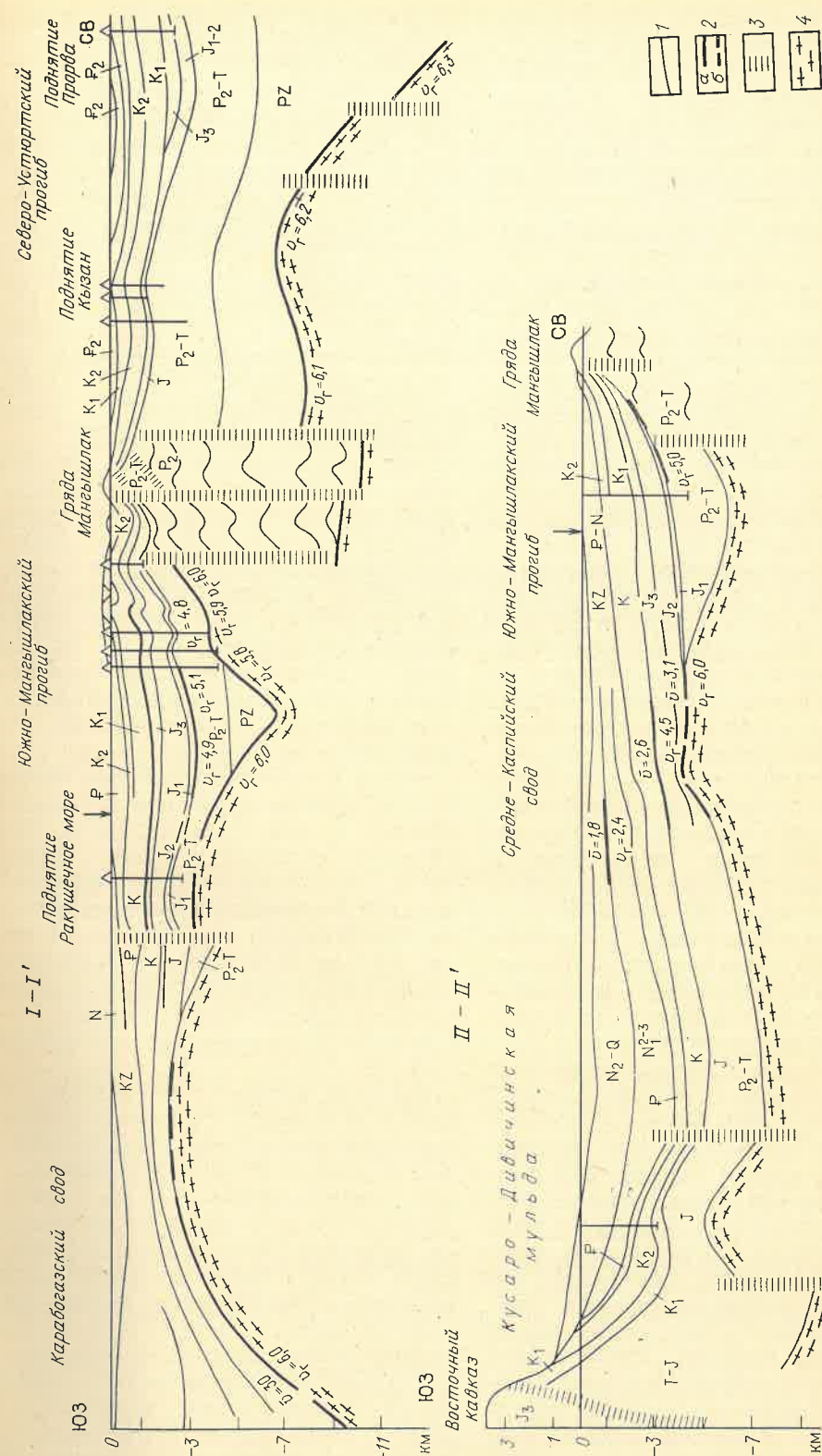


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы через акваторию Каспийского моря. Границы: 1 — стратиграфические, 2 — отражающие (а — достоверные, б — предполагаемые); 3 — тектонические нарушения; 4 — фундамент; v_1 и v_2 — скорости волн соответственно средняя и граничная

развития рэт-лейасовой толщи фиксируется отражающий горизонт Va (район Самско-Бейнеуской впадины).

Представление о строении триасовых отложений Восточного Предкавказья дает отражающий горизонт Т, приуроченный к карбонатной толще нижнего триаса. Наиболее уверенно этот горизонт прослеживается в Восточно-Маньчском прогибе и на восточном продолжении Прикумской зоны поднятий. Верхнепермско-триасовые отложения в Восточном Предкавказье выполняют относительно узкие (20—40 км) грабенообразные прогибы. Мощность триасовых отложений в самом протяженном и глубоко погруженном Восточно-Маньчском грабене достигает 2500 м [10], а в пределах горстов, разделяющих грабен, она резко уменьшается.

Необходимо отметить, что центральная часть Восточно-Маньчского прогиба сложена в основном образованиями верхнего триаса. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения, по имеющимся данным, здесь либо отсутствуют, либо их мощность составляет лишь первые сотни метров. Сравнительно небольшие и узкие грабенообразные прогибы, выполненные преимущественно красноцветными верхнепермскими осадками, установлены в восточной части кряжа Карпинского.

На восточном побережье Каспия верхнепермско-триасовые отложения залегают практически плащеобразно. В Прикаспийской впадине их региональный структурный план осложнен солянокупольной тектоникой.

На территории Северо-Каспийского и Среднекаспийского нефтегазоносных бассейнов указанные отложения регионально нефтегазоносны. В Прикаспийской впадине выявлено 16 нефтяных и газовых месторождений, на Южном Мангышлаке 5, в Восточном Предкавказье на 13 площадях получены притоки нефти. Доказанная региональная нефтегазоносность, результаты геохимических исследований органического вещества, физико-химических свойств нефтей, данные о современных глубинах залегания позволяют считать отложения верхней перми и триаса всего Каспийского региона одним из самостоятельных нефтегазоносных комплексов, в котором про-

явлены все процессы, связанные с прогрессивным онтогенезом углеводородов.

Коллекторы в отложениях верхней перми и триаса представлены в основном двумя типами — трещинно-кавернозным (карбонатные) и трещинно-поровым (карбонатно-терригенные). В Восточном Предкавказье основные притоки нефти и газоконденсата связаны с обоими типами коллекторов нижнего и среднего триаса, на Южном Мангышлаке и в Прикаспийской впадине — с трещинно-поровыми коллекторами соответственно оленёкских — среднетриасовых и нижневерхнетриасовых образований.

Наиболее перспективны в отношении нефтегазоносности по отложениям триасового возраста на западе Каспия Восточно-Маньчский прогиб, Прикумская зона поднятий и ее продолжение в акватории Каспийского моря, в районе о-ва Тюлений (Прикумско-Тюленевский вал), а на востоке Каспия — Жетыбай-Узенская ступень и Песчаномыско-Ракушечная зона поднятий. В Прикумской зоне поднятий и на ее продолжении в акватории Каспия заслуживают внимания преимущественно рифогенные образования нефтекумской свиты. Развитие рифогенных построек предполагается по геофизическим данным и в нижнетриасовых отложениях Южного Мангышлака. В центральных частях Среднекаспийского и Карабогазского сводов породы триаса отсутствуют, а на западных склонах этих структур их присутствие предполагается.

Большой интерес с точки зрения газонефтеносности триасовых отложений представляет северный мелководный шельф Каспия и прилегающие к нему районы суши. Весьма важным результатом поисковых работ является открытие Бугринского, Шаджинского, Халганского газовых и Касаткинского газонефтяного месторождений, получение притоков газа на Пустынной и Воропаевской площадях.

Опоискование терригенных образований баскунчакской, ветлужской и других серий возможно продуктивных горизонтов в надсолевых отложениях необходимо осуществлять с учетом того, что строение ловушек и состав га-

за в них весьма разнообразны даже на близкорасположенных месторождениях. По данным Л. Г. Кирюхина и др. [4], в газе Шаджинского месторождения сероводород не содержится, а на Бугринском — его концентрация достигает 2,5—5 %. Аномально высокое содержание сероводорода в газах Бугринского месторождения упомянутые авторы объясняют «смещением» газов различного генезиса — бессероводородных из надсолевых отложений и сероводородсодержащих — из подсолевых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бененсон В. А. Палеогеография пермских и триасовых отложений запада Туранской плиты. — В кн.: Триасовые отложения Северного Кавказа и Закаспия. М., 1975, с. 55—73.
2. Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М., Недра, 1979.
3. Кабанов А. И. Позднепермско-триасовая история геологического развития Черноморско-Каспийского региона. — В кн.: Геология океанов и морей. [Тезисы докл. 6-й Всесоюз. школы морской геологии]. Т. 1. М., 1984, с. 192—194.
4. Кирюхин Л. Г., Немченко Н. Н. Особенности строения и размещения залежей углеводородов в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1979, № 8, с. 13—19.
5. Липатова В. В. Проект унифицированной схемы и корреляция триасовых отложений Прикаспийской впадины. — В кн.: Стратиграфия и корреляция мезозойских отложений Прикаспийской впадины и некоторые черты ее развития в мезозойское время. М., 1971, с. 6—79. (Тр. ВНИГНИ, вып. 109).
6. Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Под ред. М. Д. Кипарисовой. Л., ВСЕГЕИ, 1973.
7. О новом направлении поисково-разведочных работ на нефть и газ в Восточном Предкавказье в связи с поисками рифов в триасовых отложениях/А. С. Горкушин, Н. Ф. Фролов В. В. Стасенков и др. — Геология нефти и газа, 1974, № 7, с. 11—17.
8. Пестроцветные доюрские образования Северного Устюрта и полуострова Бузачи/А. А. Карцева, Л. Г. Кирюхин, Г. Д. Ефремова, Л. С. Позимова. — Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1976, т. 1, вып. 2, с. 52—56.
9. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л., ВСЕГЕИ, 1971.
10. Тектоника Восточного Предкавказья/А. И. Летавин, Ю. А. Романов, Л. М. Савельева, Т. Ф. Шумова. М., Наука, 1975.

УДК 550.42 : 546.221 : 553.981.2(575.4)

Г. И. АМУРСКИЙ (ВНИИгаз), И. П. ЖАБРЕВ (Мингазпром),
Н. Н. СОЛОВЬЕВ (ВНИИгаз), З. Б. ХУСНУТДИНОВ (ВПО «Туркменгазпром»)

Динамика сероводородного заражения Даулетабад-Донмезского газового месторождения

Специфичность распространения сероводорода, находящегося во вторичном залегании, а также геологически недавнее (почти современное) время образования делают Даулетабад-Донмезскую зону газонакопления прекрасным объектом для изучения геологических явлений и процессов, определяющих условия и темпы формирования газовых месторождений и их естественной сероочистки. На ее примере можно, в частности, оценить масштаб и интенсивность вертикальных (межрезервуарных) перетоков газа, масштаб природной очистки сероводородсодержащего газа в терригенном коллекторе. Аномальные физико-химические свойства и особенности онтогенеза сероводорода позволяют с достаточной достоверностью перейти от общей качественной характеристики к

количественной оценке этих процессов. Ввиду недостатков исходной информации — ограниченности результатов опробования, скудности сведений о ряде параметров продуктивного пласта, особенно подстилающих отложений, несовершенства методов отбора и анализа проб — первый опыт такого анализа следует рассматривать в качестве принципиальной модели.

Условия пластовой очистки сероводородсодержащих газов. За два последних десятилетия получены обширные аналитический, экспериментальный лабораторный, опытно-промышленный материалы, а также данные о естественных и техногенных перетоках, характеризующие условия очистки сероводородсодержащего газа от сероводорода в терригенных породах [1, 3, 4, 5, 6, 7, 10]. Накопление и довольно

длительная сохранность сероводорода, обладающего аномально-высокой способностью к рассеиванию, теоретически возможны в коллекторах любого типа при условии удаления из их состава химических соединений, способных активно с ним взаимодействовать.

Так, в красноцветных песчаниках шатлыкского продуктивного горизонта глинистый и карбонатно-глинистый цемент содержит гидроокислы железа, которые иногда образуют коллоидные микролинзы и микропрослой толщиной до 1 мм [8]. Однако представляют интерес пленочные агрегаты, покрывающие в виде «рубашки» толщиной 0,005—0,004 мм поверхность порового пространства, так как именно они могут наиболее активно взаимодействовать с сероводородом.

В целях установления масштабов и направлений миграции газа при формировании сероводородсодержащей части Даулетабад-Донмезского месторождения использован способ [2], заключающийся в выявлении зон и участков вторичной (эпигенетической) сульфидизации терригенного коллектора, которые трассируют пути поступления и места взаимодействия сероводорода с окислами металлов. Налеты и включения пирита обнаружены в керне ряда скважин (скважины 23, 37, 43, 48 и др.) в зоне распространения сероводорода.

Эксперименты на образцах красноцветных песчаников продуктивного горизонта Шатлыкского месторождения показали, что газ, содержащий 2,43 % H_2S , целиком очищался от него за 50—70 ч [5]. При аналогичных опытах, проводившихся ранее во ВНИИ-газе с песчаниками того же горизонта, полной очистки газа (3 % H_2S) не получено, хотя по истечении нескольких суток концентрация H_2S снижалась до сотых долей процента. С 1979 г. на Южно-Мубарекском месторождении производится опытно-промышленная закачка малосернистого газа (0,25 % H_2S) в выработанные пласты (XII + XIII). В добываемом здесь газе сероводород пока не обнаружен [3].

Приведенные данные находятся в соответствии с крупными природными явлениями, происходящими при вертикальной миграции сероводородсодержащего газа. Так, на Памукском ме-

сторождении при аварийных перетоках газа (0,14 % H_2S) из подсолевой карбонатной толщи в меловых терригенных отложениях сформировались небольшие вторичные скопления газа, в которых сероводород не был установлен [10]. То же отмечалось и на Уртабулакском месторождении, где исходный газ содержал около 5 % H_2S . В том и другом случаях сероводород в газе вторичных скоплений меловых отложений определялся спустя несколько лет после их образования.

На месторождениях Учкыр и Гургурли присутствие сероводорода в эксплуатируемых залежах бессернистого газа XIV горизонта в надсолевых терригенных отложениях также обусловлено поступлением сероводородсодержащих флюидов из подсолевого комплекса. Гидравлическая связь между над- и подсолевыми горизонтами возникла в результате искусственно вызванного увеличения перепада пластовых давлений, так как залежи сероводородсодержащего газа не разрабатывались. Здесь произошло смешение бессернистого и сероводородсодержащего газов, приведшее к снижению концентрации сероводорода, и химическое связывание последнего, что подтвердилось в процессе ремонтных работ в скважинах, вскрывших юрские отложения. В случае изоляции над- и подсолевого горизонтов, т. е. там, где прорыв сероводородсодержащего газа осуществлялся вдоль стволов скважин, сероводород в газе эксплуатируемого XIV горизонта отсутствовал. Эти данные показывают, что темпы привноса сероводорода в надсолевые терригенные пласты превышали скорость извлечения его окислами железа.

На Алатском месторождении небольшая газовая залежь в надсолевых неокомских отложениях сформировалась за счет естественной вертикальной миграции по зонам разломов. Здесь в отличие от Учкырского и Гургурлинского месторождений сероводородсодержащий газ поступал* (как на Памукском и Уртабулакском) в первоначально водонасыщенный пласт. В свободном газе подсолевых карбонатов количество H_2S достигает 3,8 %, в

* Не исключено, что сероводородсодержащий газ проникал и вдоль стволов скважин.

газе надсолевого продуктивного горизонта колеблется от следов до 0,14 %, т. е. снизилось более чем в 20 раз.

При крупномасштабных перетоках сероводородсодержащего газа, особенно с высокой концентрацией H_2S , в терригенных пластах возможно уничтожение всех активных по отношению к нему минеральных составляющих природного резервуара. В таких условиях поступление сероводорода будет сопровождаться постепенным повышением его концентрации во вторичной залежи. Так можно охарактеризовать, например, геохимическую обстановку образования Карабильского газового месторождения, где в составе свободного газа неокомских терригенных отложений концентрация H_2S достигает 0,96 % [4]. Таким образом, в зависимости от конкретной геолого-геохимической ситуации и масштабов перетоков сероводородсодержащего газа в чуждой ему среде терригенных пород может происходить как полная, так и частичная потеря сероводорода, но даже в последнем случае сохранившееся количество его ничтожно мало по сравнению с исходным, т. е. масштаб сероочистки может изменяться в широких пределах.

Количественная оценка масштабов перетоков. Изложенные данные о масштабах, продолжительности и условиях естественной пластовой сероочистки позволяют рассматривать сероводород в качестве природного индикатора процессов миграции пластовых флюидов, в частности, смеси природных газов, а следовательно, и формирования газовых месторождений. При расчете авторы исходили из следующих предпосылок: образование залежи газа в готеривских отложениях осуществлялось за счет двух источников — предкопетдагского, откуда по надсолевым отложениям поступал бессернистый газ, и южно-даулетабадского, где в зоне скрытой разгрузки происходил вертикальный переток сероводородсодержащего газа; состав исходного природного газа над- и подсолевых отложений существенно различался по концентрации кислых (H_2S и CO_2) компонентов; CO_2 по сравнению с H_2S химически более стойкий и его потери в терригенных породах готерива оцениваются с большей точностью.

В общем случае кратность естественной сероочистки при вертикальном перетоке определяется по формуле:

$$n = \frac{K_B}{K_\Phi} r, \quad (1)$$

где K_B и K_Φ — средняя концентрация H_2S соответственно во внедряющемся исходном газе и фактически установленная в газе готеривской залежи, %; r — коэффициент, учитывающий снижение концентрации H_2S при смешении бессернистого и сероводородсодержащего газов, равный

$$r = \frac{V_B}{V_B + V_6}, \quad (2)$$

где V_B — объем внедрившегося сероводородсодержащего газа; V_6 — объем бессернистого газа, смешавшегося с сероводородсодержащим газом.

В зависимости от последовательности заполнения ловушки бессернистым и сероводородсодержащими газами V_6 газа, поступившего в зону сероводородного заражения, мог изменяться от близкого к нулю (при опережающем поступлении сероводородсодержащего газа) до $V_6 \gg V_B$ (при опережающем поступлении бессернистого газа). Поэтому фактический объем (V_Φ) газа в зоне распространения сероводорода, равный $V_B + V_6$, при $V_6 \rightarrow 0$ будет соизмерим с V_B .

Подставляя выражение (2) в формулу (1), получим:

$$n = \frac{V_B K_B}{(V_B + V_6) K_\Phi}, \quad (3)$$

где $V_B + V_6 = V_\Phi$ и K_Φ известны по материалам поисково-разведочных работ; K_B прогнозируется исходя из выявленных региональных закономерностей; V_B (или V_6) требует оценки.

Значение V_B с достаточной для поставленной задачи точностью может определяться по изменению концентрации CO_2 , так как по сравнению с H_2S потери CO_2 при перетоке газа из карбонатных в терригенные отложения менее существенны.

Уравнение материального баланса по CO_2 имеет вид:

$$\frac{V_\Phi C_\Phi}{100} = \Delta \frac{V_B C_B}{100} + \frac{(V_\Phi - V_B) C_\Pi}{100},$$

откуда

$$V_b = V_\phi \frac{C_\phi - C_n}{C_b - C_n}, \quad (4)$$

где Δ — коэффициент, учитывающий снижение концентрации CO_2 во внедряющемся сероводородсодержащем газе за счет химического связывания в терригенных породах; C_ϕ — средняя фактическая концентрация в зоне сероводородного заражения; C_b — средняя концентрация во внедрившемся газе; C_n — средняя начальная концентрация в бессернистом газе.

Выражение (4) можно использовать для оценки межпластовых перетоков на любых взаимодействующих залежах, газ которых первоначально различался по концентрации CO_2 . Однако именно Даулетабад-Донмезское месторождение — наиболее интересный объект для его апробации. Поскольку разведка месторождения не завершена и достоверная раздельная оценка запасов сероводородсодержащего и бессернистого газов не производилась, авторами для расчетов приняты следующие значения объемов газа: суммарный объем 1500 усл. ед., объем сероводородсодержащего — 900 усл. ед., что примерно отражает их фактическое соотношение. Оценка значений других входящих в выражение (4) показателей осуществлялась либо по фактическим замерам, либо исходя из установленных региональных закономерностей их изменения.

В свободном газе шатлыкского горизонта концентрация CO_2 колеблется в довольно узких пределах и почти закономерно возрастает от 0,2—0,8 на месторождениях Учаджинской зоны до 1—1,5 % на месторождениях Шатлык, Моллакер и Теджен. На Даулетабад-Донмезском месторождении разброс значений CO_2 увеличивается (0,5—3,8 %), но в целом концентрация его убывает в направлении к Предкопетагскому прогибу. Наиболее высокая доля CO_2 в зоне распространения сероводорода — около 2 % в среднем.

В Среднеазиатском регионе, как и в других регионах крупномасштабного сероводородного накопления, концентрации CO_2 и H_2S в природном газе сероводородсодержащих комплексов, как правило, или близки, или содержание CO_2 оказывается более высо-

ким (нередко на 1—2 порядка). Следовательно, $C_\phi = \Delta C_b$. Если $C_b = 6,5$ %, а $\Delta = 0,4$, то $C_\phi = 2,6$ %, что солевой карбонатной толще юры Даулетабад-Донмезского месторождения отсутствуют. Известно, однако, что в Ходжагугердакском месторождении содержания CO_2 и H_2S достигают соответственно 7,2 и 3,3 %, на Етымтавнемском 6,9 и 6,4 %, на Джаркудукском 8 и 7 %, на Хангиренском 6 и 4 %.

Принимая во внимание общность тектонического положения и приуроченности к единой литолого-фацциальной зоне, можно предположить, что свободный газ в зоне скрытой разгрузки на Даулетабад-Донмезском месторождении имел сходное соотношение концентраций кислых компонентов. Это тем более вероятно, что сопоставимые соотношения концентрации CO_2 и H_2S прогнозируются по результатам бурения на Яшларской площади и для свободного газа подсолевой карбонатной толщи, распространенной севернее Сандыкачинской зоны прогибов. Поэтому содержание указанных компонентов во внедряющемся газе на Даулетабад-Донмезском месторождении оценено соответственно в 6—7,3—4 %.

Таким образом, авторами приняты следующие концентрации CO_2 (в %) входящие в уравнение (4): $C_\phi = 2,6$ %, $C_b = 6,5$ %, $C_n = 1$ %. Значение Δ определено с учетом результатов лабораторных опытно-промышленных экспериментов по нагнетанию природного газа и сульфатно-карбонатных отложений верхней юры Амударьинской синеклизы в надсолевые терригенные породы (в лабораторных условиях насыщались красноцветные песчаники шатлыкского горизонта). По данным Б. Х. Гринмана и др. [9], содержание CO_2 в исходном газе во всех экспериментах снижалось в довольно узких пределах, на 42—74 %, в среднем примерно на 60 %. Поэтому Δ может быть принята равной $(100 - 60)/100 = 0,4$.

По выражению (4) и приведенным значениям C_ϕ , C_n , C_b можно оценить наиболее вероятные соотношения V_b и V_ϕ .

1. Пусть $V_\phi \rightarrow 0$, тогда $V_b = V_\phi$, а

$$\frac{C_\phi - C_n}{\Delta C_b - C_n} = 1.$$

2. Предположим $V_\phi \gg V_b$, т. е. до внедрения сероводородсодержащего газа ловушка уже содержала бессернистый газ. Тогда $\Delta \rightarrow 1$, так как взаимодействующие породы уже взаимодействовали с CO_2 , содержащимся в бессернистом газе. В этом случае

$$V_b = 900 \frac{2 - 1}{6,5 - 1} \approx 160 \text{ усл. ед.}$$

Полученное значение можно принять за нижний предел объема внедрившегося сероводородсодержащего газа.

3. Допустим $V_\phi \approx V_b$, тогда

$$V_b = 900 \frac{2 - 1}{(0,4 \cdot 6,5) - 1} \approx 560 \text{ усл. ед.}$$

Эту величину можно считать верхним пределом объема внедрившегося газа.

Поскольку на первом этапе формирования месторождения наиболее вероятным было опережающее поступление бессернистого газа, а резкое возрастание концентрации H_2S в юго-восточной части зоны заражения свидетельствует о продолжающемся его внедрении, мы полагаем, что оптимальный объем внедрившегося сероводородсодержащего газа около 400 усл. ед. При этом не учитывался объем сероводородсодержащего газа, разгрузившегося в законтурные воды продуктивного горизонта, так как по нашей оценке его количество находится в пределах точности.

Средняя концентрация H_2S (K_ϕ) в зоне распространения сероводородсодержащего газа, входящая в выражение (3), рассчитывалась по формуле

$$K_\phi = \frac{\sum V_i^{\text{H}_2\text{S}}}{\sum V_i^\phi} 100,$$

где $V_i^{\text{H}_2\text{S}}$ и V_i^ϕ — элементарные объемы сероводорода и сероводородсодержащего газа в контурах изоконцентраций H_2S 0,0001—0,0009, ..., 0,1—0,9 %. В интервале 0,1—0,9 %, на который приходится более 96 % запасов сероводорода, для повышения точности V_i , в свою очередь, определялся

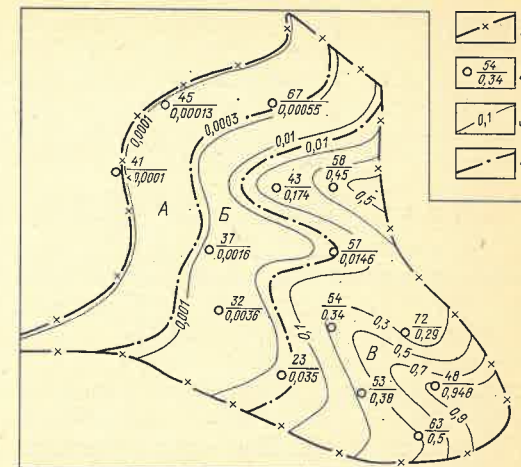


Рис. 1. Схема изменения концентрации сероводорода в свободном газе Даулетабад-Донмезского месторождения

1 — внешний контур зоны распространения сероводородсодержащего газа; 2 — скважины (числитель — номер, знаменатель — содержание H_2S , %); 3 — линии равных концентраций H_2S в свободном газе, %; 4 — линии равных парциальных давлений H_2S , МПа; подзоны с различной агрессивностью сероводородсодержащего газа: А — низкой, Б — высокой, В — очень высокой

суммированием их частных значений с шагом концентраций H_2S в 0,2 % (рис. 1).

Подставив полученные данные в формулу (3), имеем следующую осредненную кратность очистки газа от H_2S в продуктивных терригенных породах:

$$n = \frac{400 \cdot 3,5}{900 \cdot 0,15} \approx 10 \text{ раз.}$$

Это означает, что более чем десятикратный объем современных ресурсов сероводорода, содержащегося в залежи, оказался рассеянным в виде сульфидов металлов в продуктивных отложениях готеривского яруса. Не исключено, что на отдельных участках зоны перетока пиритизация порового пространства пород шатлыкского горизонта могла достичь масштабов, способных привести к практически полной потере ими коллекторских свойств.

Оценка интенсивности межпластовых перетоков сероводородсодержащего газа. Попытки количественной оценки вертикальной миграции природного газа предпринимались неоднократно. В большинстве случаев они сводились к анализу современных расходов его в действующих источниках, где путями разгрузки служили либо разрывы

ные нарушения, либо жерла грязевых вулканов. В таких геологических условиях факт вертикальной миграции газообразных флюидов не требует специальных доказательств и обусловливается перепадом давлений между дневной поверхностью и уровнем нахождения разрушающейся залежи газа. Например, В. А. Соколов [11] оценивал интенсивность расформирования залежи газа, расчлененной разрывным нарушением протяженностью 1 км, шириной проницаемой зоны 1 мм и проницаемостью 3 мкм² при перепаде давлений 10 МПа, величиной 140 тыс. м³ в год. При таком расходе всего лишь за 1 млн. лет может быть полностью дегазирована залежь с начальными запасами газа более 100 млрд. м³.

С другой стороны, искусственно вызванные перетоки газа при взаимодействии залежей многопластовых месторождений по заколонному пространству скважин, изучавшиеся А. П. Агишевым, Ю. П. Каратаевым, Е. И. Петренко, Н. С. Ратушняком и др., исчисляются десятками, нередко даже сотнями миллионов кубических метров в год. В некоторых случаях за период эксплуатации месторождений могут формироваться новые вторичные залежи газа промышленного значения.

Проблема же количественной оценки скрытых естественных межпластовых перетоков газа (и нефти) во времени в мировой геологической литературе практически не нашла отражения. Сложившаяся ситуация обусловлена прежде всего тем, что среди множества месторождений газа почти нет таких, где уверенно устанавливаются источник газа и его положение для отдельных залежей. При анализе условий формирования даже многопластовых месторождений с помощью геолого-геохимических методов обычно не удается однозначно доказать факт проявления вертикальной миграции газа. Это возможно лишь на месторождениях, где одна из залежей ассоциирует с региональным сероводородсодержащим комплексом, а в расположенных выше по разрезу комплексах или встречается явно миграционный сероводород, или обнаружены четкие «следы» его бывшего внедрения [4].

Решение данного вопроса применительно к конкретной ситуации — проектированию разработки Даулетабад-Донмезского месторождения — приобретает важное практическое значение, так как установленные геологические условия образования и залегания залежей позволяют допустить, что существует современная подпитка их сероводородсодержащим газом и что распределение концентрации H₂S и его объем во времени имеют непостоянный характер. При низких темпах внедрения сероводорода изменением этих показателей, по-видимому, можно пренебречь. Однако в процессе разработки месторождения, сопровождающейся увеличением перепада давлений газа между неокимским и юрским комплексами, скорость сероводородного заражения может измениться, что вызовет необходимость количественной оценки этого явления.

Тектоническое развитие современного Восточного Копетдага, предгорного прогиба и резонансных структур обрамления, по данным ряда исследователей, в том числе и авторов статьи, происходило неравномерно: этапы относительного покоя и седиментации чередовались с этапами сжатия — растяжения, сопровождавшимися горообразованием, резкими изменениями амплитуд погружения и воздымания компенсационных и резонансных антиклинальных структур. При этом очень важно признать, что импульсы тектонической активизации по абсолютной продолжительности были значительно меньшими и кратковременными по сравнению с периодами относительно-го тектонического покоя.

Временные соотношения абсолютной продолжительности каждого из режимов развития можно определить путем анализа особенностей геологического строения и становления региона — они фиксируются поверхностями несогласий в разрезе неоген-четвертичных отложений платформенной территории, уровнями поверхностями и в целом спецификой формирования рельефа Бадхыза. В дельте р. Теджен (северо-западная часть месторождения) особое внимание надо уделить эстуарным отложениям акчагыльской и бакинской трансгрессий, анализу поэтапного переуглубления долины и

формирования субаэральной дельты на завершающих стадиях в позднем плейстоцене и голоцене.

В пределах рассматриваемой территории основные этапы новейшей тектонической активизации соответствуют в общем этапам регрессий Палеокаспия. Поэтому можно полагать, что по абсолютной продолжительности этапы активизации и относительного тектонического покоя находятся в соотношении от 1:10 до 1:7. Резкая трансформация скоростей прогибания по линии Теджен—Даулетабад произошла в позднем плиоцене (рис. 2). Структуры южной части территории в средне-позднеплейстоценовое время были приподняты на 300—400 м вследствие резонансных воздыманий фланговой зоны сжатия Восточнокопетдагской флексуры (пояса активных надвиго-сдвиговых деформаций). Этим объясняется и продолжающаяся до настоящего времени структурная дифференциация (и трещинообразование) продуктивного горизонта.

Следовательно, начало активного формирования Даулетабад-Донмезского месторождения можно отнести к интервалу времени поздний плиоцен—средний плейстоцен. Так как соотношение продолжительности этапов активизации (трещинообразования, обуславливающего резкое возрастание интенсивности межпластовых перетоков) и относительного тектонического покоя (когда межпластовые перетоки практически прекращались) в среднем равно 1:8, абсолютная продолжительность скрытой разгрузки определяется интервалом 100 (верхний предел) — 400 (нижний предел) тыс. лет. С учетом принятого объема внедрившегося в продуктивную толщу сероводородсодержащего газа, а также потерь, связанных с растворением в приконтурных пластовых водах и потерь при миграции, его средний расход составляет 500 тыс. — 2 млн. м³ в год.

Указанные пределы величины скрытой разгрузки удовлетворительно коррелируются с оценкой масштаба дегазации в зонах пьезоминимумов Амударьинского бассейна. Например, десятки газифицирующих источников трансформируют Питиякскую зону дегазации, где сохранились лишь непромышлен-

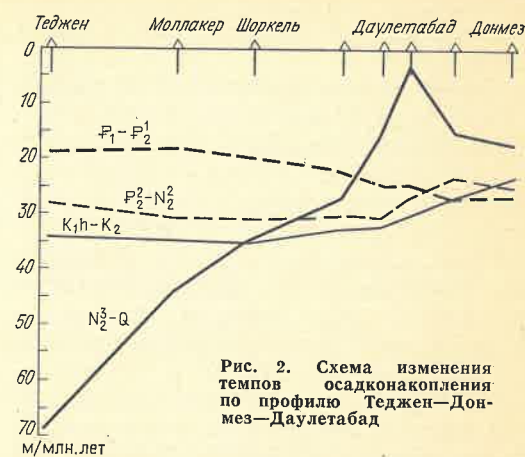


Рис. 2. Схема изменения темпов осадконакопления по профилю Теджен—Донмез—Даулетабад

ные остаточные скопления нефти на структурах Кошабулак и Султансанджар. Максимальный дебит углеводородного газа (99 % метана) в наиболее крупном источнике равен 60—80 м³/сут, или 22—30 тыс. м³ в год. Современная суммарная разгрузка газа в атмосферу оценивается здесь ориентировочно более 100 тыс. м³ в год. Фильтрация газа осуществляется по многочисленным дизъюнктивным нарушениям. Различные по величине газопроявления в поисковых, структурных и картировочных скважинах фиксировались по всему вскрытому разрезу осадочного чехла от глубины 2100 м до дневной поверхности. Очевидно, что во время существования этих месторождений (т. е. до их расформирования) расход газа на поверхности достигал больших значений.

Учитывая, что газ в этой зоне не мог аккумулироваться до рубежа палеоген—неоген, когда оформились ловушки, и что активное расформирование месторождений происходило дискретно, ориентировочные потери газа можно оценить не менее 300 млрд. м³ *. Такой порядок концентрации газа в пределах Султансанджарского вала площадью около 2,5 тыс. км² представляется вполне реальным, так как объем газа расформировавшихся Кошабулакского и Султансанджарского месторождений оказывается сопоставимым с таковым на близлежащих

* Близкие значения приводит С. М. Апрезов (1947 г.) для зон дегазации в Дагестане.

месторождениях Ачак, Наип, Гугуртли.

Еще большим масштабом разгрузки газа характеризуется Гаурдакское серное месторождение, сформировавшееся, согласно данным ряда исследователей, в результате длительной и интенсивной разгрузки высокосернистого газа, суммарный объем которого, по подсчетам А. В. Данова, превысил 3 трлн. м³ [4]. Здесь, в отличие от Питнякского пьезоминимума, продуктивный горизонт в среднем плейстоцене (?) оказался выведенным на поверхность в сильно эродированном при горообразовании своде Гаурдакской структуры. Таким образом, при максимально благоприятной для разгрузки газа геологической ситуации ее темпы могли составлять примерно 10 млн. м³ в год.

Приведенные расчетные данные, на наш взгляд, ограничивают интервал наиболее вероятной интенсивности разгрузки природного газа в зависимости от различных природных условий. Поэтому выполненную оценку расхода сероводородсодержащего газа на Даулетабад-Донмезском месторождении можно считать вполне вероятной.

Изложенные представления о формировании и динамике сероводородного заражения Даулетабад-Донмезского газового месторождения позволяют с достаточной степенью обоснованности описать модель геологической основы его разработки, учитывающую аномальные признаки*. К таким характерным признакам пластовой системы месторождения, от которых зависит выбор наиболее эффективного способа разработки, относятся:

1) неустойчивое (квазиравновесное) состояние южной и юго-восточной границ раздела газ—вода северного газового поля;

2) сосуществование в границах залежи северного поля бессернистого и сероводородсодержащего газов;

3) приуроченность бессернистого газа к северо-западной тыловой части

северного поля, сопряженной с глубоководным Предкопетдагским узлом газовыделения, а сероводородсодержащего — к юго-восточной головной части, ассоциирующей с зоной гидравлического взаимодействия юрского и неокомского комплексов;

4) разделение зон распространения бессернистого и высокосернистого газа буферной полосой спорадического накопления сероводорода в исчезающе малых концентрациях;

5) закономерное увеличение концентрации H₂S в пластовом газе в юго-восточном направлении по мере увеличения плотности систем мезотрещиноватости;

6) динамичный характер газокистостного блокирования газовой залежи, препятствующего ее дальнейшему перемещению по восстанию шатлыкского горизонта, т. е. в юго-восточном направлении и за пределами поля газоносности;

7) вторичное минералообразование в продуктивном пласте в ареале межпластовых перетоков сероводородсодержащего газа, приводящее к частичной, а местами, возможно, и к полной потере фильтрационно-емкостных свойств слагающих его пород;

8) продолжающаяся разгрузка юрских флюидов, в том числе сероводородсодержащих, в шатлыкский горизонт, темпы которой при снижении пластового давления могут возрасти;

9) предрасположенность залежи к избирательному обводнению в процессе разработки из-за «нетрадиционных» источников — межпластового внедрения юрских вод вдоль систем мезотрещиноватости и пластовой воды, подпирающей сверху залежь северного поля (т. е. находящейся гипсометрически выше газа);

10) расчленение зоны распространения сероводородсодержащего газа на три подзоны с различными парциальными давлениями сероводорода (А — до 0,0003, Б — 0,0003—0,01 и В — более 0,01 МПа), характеризующиеся разными требованиями к выбору противокоррозионной защиты подземного оборудования (см. рис. 1).

Анализ онтогенеза сероводорода в пластовой системе Даулетабад-Донмезского месторождения позволил определить особенности и направление

миграции природного газа, балансовые потери сероводорода при миграции и на этой основе более уверенно прогнозировать характер его распределения в продуктивном пласте. Общая площадь зоны сероводородного заражения превышает 1500 км²; площади подзон с концентрацией H₂S (%) 0,0001—0,0009, 0,001—0,009, 0,01—0,09 и 0,1—0,9 соотносятся приблизительно как 4:3:2:5. Средняя концентрация H₂S в зоне его распространения составляет около 0,15 %.

Наличие H₂S (и CO₂) в пластовом газе месторождения и использование его как индикатора межпластовых перетоков позволили дать количественную оценку последних. В целом же за время формирования месторождения в пределы ловушки шатлыкского продуктивного горизонта внедрился объем сероводородсодержащего газа, равный примерно одной четверти емкости ловушки. Кратность его естественной очистки от сероводорода в среднем достигла 10. Средний расход сероводородсодержащего газа в процессе его естественной разгрузки в продуктивный горизонт составил около 1 млн. м³ в год, а средняя скорость миграции по вертикали — около 0,02 м/год.

Проведенный анализ геологической обстановки крупномасштабного газонакопления в пределах Даулетабад-Донмезской площади представляет собой первый опыт количественного выражения условий скрытых межпластовых перетоков газа при формировании месторождений. Предлагаемый способ решения этой задачи на примере конкретной природной модели может быть использован в качестве методической основы изучения особенностей перераспределения и локализации газа в масштабе одного или группы смежных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амурский Г. И., Соловьев Н. Н. Основные факторы, лимитирующие промышленное накопление сероводорода в природных газах. — В кн.: Геология природного газа. Полезные компоненты природных газов — условия формирования и ресурсы. М., изд. ВНИИГаз, 1979, с. 72—78.
2. А. с. 915053 (СССР). Способ выявления зон распространения залежей сероводородсодержащих и бессернистых газов/Г. И. Амурский, Н. Н. Соловьев, Л. В. Кузнецова. Заявл. 26.08.80, № 2977308/18—25; Оpubл. в Б. И., 1982, № 11.
3. Анализ состояния опытно-промышленного эксперимента по пластовой очистке малосернистого газа от сероводорода/В. А. Коновалов, В. В. Мамонтов, Г. Д. Хван и др. — Экспресс-информация. ВНИИЭгазпром. Сер. Геология, бурение и разработка газовых месторождений, 1981, № 9, с. 3—5.
4. Геологические предпосылки перспектив газоносности Восточной Туркмении/Г. И. Амурский, И. П. Жабров, В. С. Гончаров и др. М., Недра, 1976.
5. Гринман Б. Х., Корсаков С. П., Орловский М. Ю. Механизм взаимодействия сероводородсодержащих природных газов с терригенными породами. — Реф. сб. ВНИИЭгазпрома. Сер. Подготовка и переработка газа и газового конденсата, 1980, вып. 4, с. 8—13.
6. Естественная очистка сероводородсодержащих газов/Г. И. Амурский, В. С. Гончаров, В. Е. Орел, Н. Н. Соловьев. — Газовая промышленность, 1973, № 8, с. 18—20.
7. Козловцева З. И. Удельная поверхность пород-коллекторов газа и нефти различных месторождений Советского Союза. — Геология нефти и газа, 1975, № 11, с. 50—54.
8. Мавыев Н. Ч., Шаповалов В. К., Атамурдов О. А. Литология, эпигенез и коллекторские свойства мезозоя юга Мургабской впадины. Ашхабад, 1981.
9. Очистка природного газа от двуокиси углерода в пластовых условиях/Б. Х. Гринман, Э. И. Атаулин, М. Ю. Орловский, П. Е. Ячук. — Экспресс-информация. ВНИИЭгазпром. Сер. Геология, бурение и разработка газовых месторождений, 1982, № 8, с. 8—12.
10. Сириджинов Д., Далимов Х. А. Об очистке газов Памукского месторождения от сероводорода в природных условиях. — Докл. АН УзССР, 1974, № 10, с. 47—48.
11. Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М., Гостоптехиздат, 1948.

* Авторы не ставили цель охарактеризовать стандартные параметры месторождения (объем газонасыщенных пород, эффективная газонасыщенная мощность, газонасыщенность, коллекторские свойства продуктивных пород и др.).



УДК 553.463(574.3)

С. А. АКЫЛБЕКОВ (ПГО «Центрказгеология»), В. О. ВАЛЬКОВ (ВИМС),
О. М. ТЮГАЙ (ПГО «Центрказгеология»), А. А. ФРОЛОВ (ВИМС)

Перспективы вольфрамоносности Агадырского рудного района (Центральный Казахстан)

Территория Агадырского рудного района охватывает область сочленения трех крупнейших структур Центрального Казахстана: Сарысуйского синклинория, Жаман-Сарысуйского антиклинория и Успенского грабен-синклинория (рис. 1), характеризующихся существенно эвгеосинклинальным набором формаций с относительно небольшими участками орогенного комплекса и комплекса наложенных прогибов. Успенская зона наиболее мобильна; по зональной плотности, вычисленной по многомерным параметрам [1], она сравнима с Пшекиш-Тырнаузской шовной зоной, Иртышской зоной смятия, Чингизским и Талассо-Ферганским разломами, а Сарысуйский синклинорий и Жаман-Сарысуйский антиклинорий близки к геосинклинальным зонам Большого Кавказа.

Основные черты геологического строения. По геологическим и геофизическим данным в районе выделяется около 300 разрывных нарушений, до третьего порядка включительно. Протяжение их различно с преобладанием северо-восточной и северо-западной систем (от 35 до 65° и от 305 до 340° соответственно). Средняя плотность разрывов различается незначительно (рис. 2, а), тогда как среди протяженных разломов, прослеженных на расстояние 20—50 км и более, преимущественно развиты северо-восточные (азимут 60—65°) (рис. 2, б, в). Наиболее интенсивно они проявлены вблизи Успенской зоны смятия, где затухают все нарушения северо-западного и близких к нему простираний. Южнее, в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория, доминируют по мощности, а возможно, и по глубине проникновения нарушения северо-западной ориентировки, которые секут тектонические разрывы других направлений. В целом план геологического строения Агадырского рудного

района определяется сочетанием линейных и кольцевых структур при преимущественном развитии последних к северу и югу от Успенской шовной зоны.

Сарысуйский синклинорий, расположенный к северу от Успенской зоны, по характеру и интенсивности геофизических полей характеризуется незначительной мощностью песчано-сланцевых отложений нижнего силура. В его пределах отмечается ряд крупных структур второго порядка. Одной из них является Бугалинская синклиналь, вытянутая в северо-восточном направлении. Центральную ее часть составляют субвулканические образования, сменяющиеся к периферии вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями керегетасской свиты карбона, гранитами и гранодиоритами калдырминского, топарского и просторненского комплексов, прорванными пермскими гипабиссальными интрузиями лейкократовых гранитов. В ее внешней зоне проявлены полукольцевые структуры, представленные дайковыми образованиями гранит-гранодиоритовой формации.

По данным литохимической съемки, центральная часть структуры перспективна на поиски месторождений полезных ископаемых. Повышенной металлоносностью характеризуются только периферийные части, где оруденелые зоны и геохимические аномалии связаны с позднепалеозойскими интрузивными массивами кислого состава.

Успенский грабен-синклинорий на севере стыкуется со складчатыми структурами Сарысуйского синклинория по Акшокиному разлому, прослеженному вдоль южного контакта гранитов калдырминского комплекса; от примыкающего с юга Жаман-Сарысуйского антиклинория он отделен Южно-Успенским разломом. Внутри

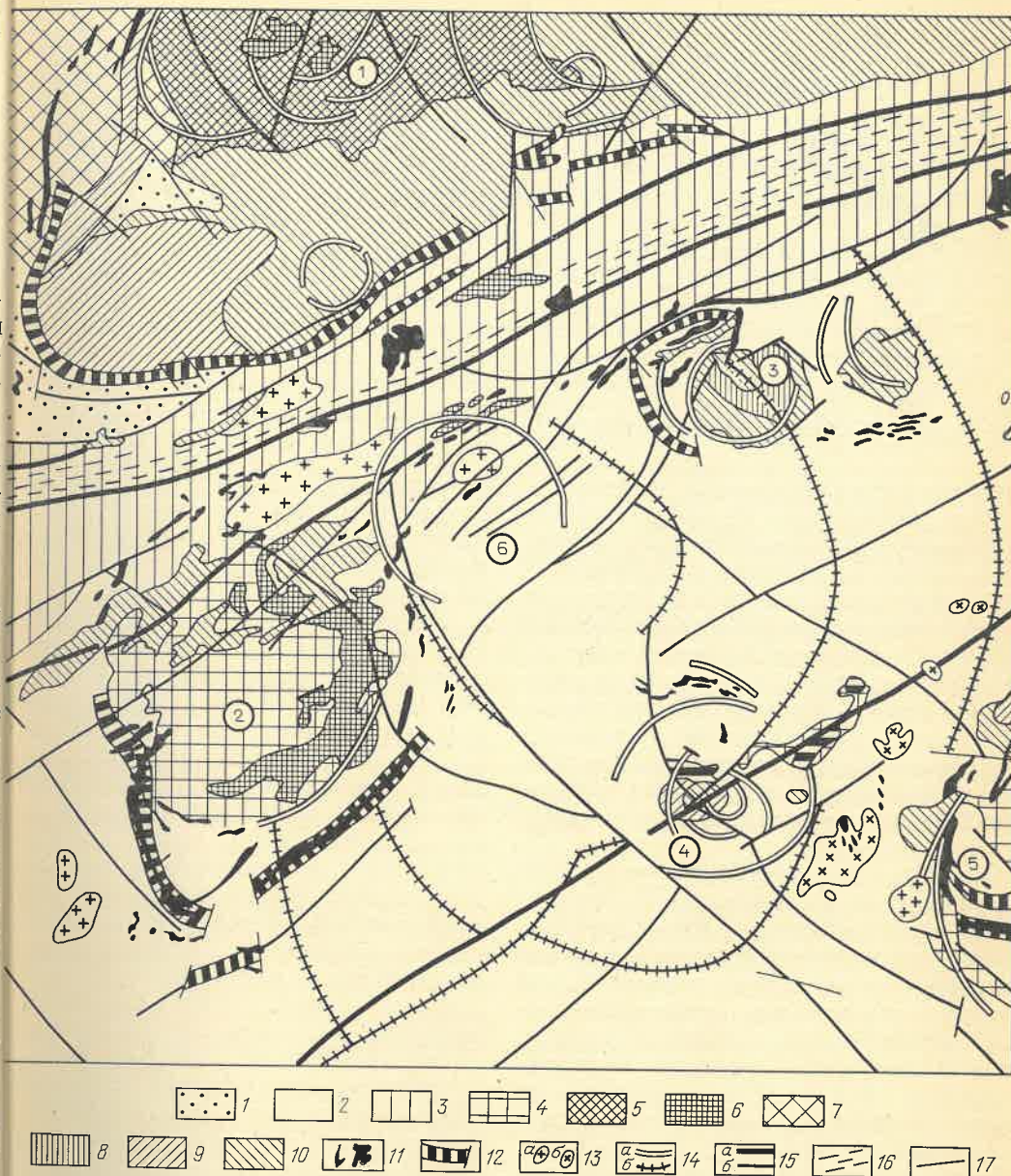


рис. 1. Структурная схема северной части Агадырского рудного района

1 — песчано-сланцевая формация S_{1-2} Сарысуйского синклинория; 2 — флишевая формация S_2 Жаман-Сарысуйского антиклинория; 3 — вулканогенно-терригенная и вулканогенно-кремнистая формация D_{2-3} Успенского синклинория; 4 — вулканогенно-терригенная и песчано-алевролитовая формация D_{3f} ; 5 — вулканогенно-терригенная формация S_{2-3} ; 6 — субвулканические липаритовые порфиры D_3-C_3 ; 7 — интрузии плагиоклазовых гранитов D_3 ; 8 — меланокраповые биотитовые граниты, гранодиориты C_1 ; 9 — гранодиориты топарского комплекса S_2-C_3 ; 10 — порфиридные граниты калдырминского комплекса; 11 — малые тела и интрузии аляскитовых гранитов P ; 12 — кольцевые интрузии гранитов, гранодиоритов и граносиенитов; 13 — скрытые апикальные

выступы гранитов акчатауского (а) и топарского (б) комплексов, по геофизическим данным; 14 — кольцевые разломы (а — по геолого-геофизическим данным, б — по геоморфологическим признакам); 15 — главные разрывные нарушения (а — первого порядка, корово-мантийные и чехольно-коровые, выделенные по данным сейсморазведки, космодатаснимков, гравиразведки, геологических наблюдений; б — второго порядка, в пределах складчатых структур, выделенные по геологическим и гравимангнитным данным); 16 — наиболее подвижная часть Успенской зоны, по данным гравиразведки; 17 — непротяженные разломы (третьего порядка); кольцевые вулканоплутонические структуры (цифры в кружках): 1 — Бугалинская, 2 — Жаксы-Тагалинская, 3 — Баймурунская, 4 — Шетшокинская, 5 — Байназарская, 6 — Большая кольцевая

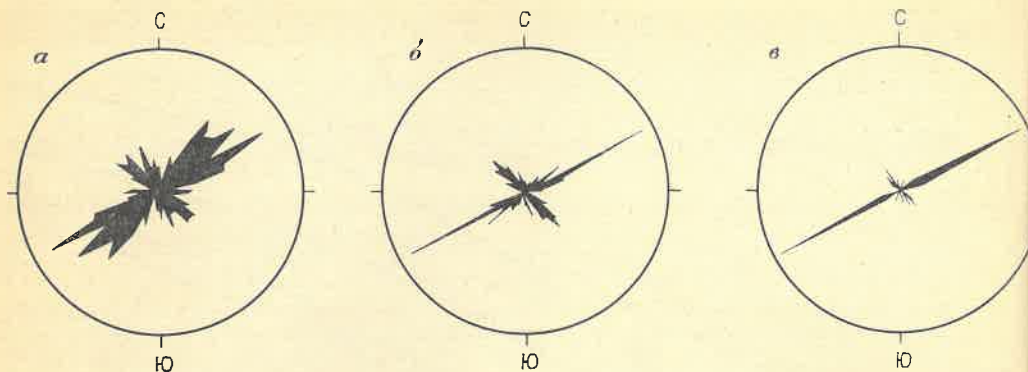


Рис. 2. Розы-диаграммы тектонических нарушений

протяженностью более 8 (а), 20 (б) и 50 км (в)

прогиба развиты сильно пережатые, часто опрокинутые складки высоких порядков. По гравиразведочным данным, глинисто-кремнисто-карбонатные отложения, слагающие эти структуры, имеют мощность 1000—1200 м, иногда 1600 м. Такой же мощностью характеризуются спилиты и кератофиры нижнего фанерозоя, а также вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения франского яруса, залегающие на крыльях Успенского синклинория и несогласно перекрывающие породы древнего фундамента.

Северная граница Успенской зоны довольно четко выделяется отрицательными магнитными аномалиями и зоной градиентов магнитного поля, а южная — по затуханию отрицательной магнитной аномалии, соответствующему контакту вулканогенно-осадочной толщи девонского возраста с терригенными отложениями лудловского яруса позднего силура. Ширина синклинория составляет от 10 до 15 км. По характеру магнитных полей его южный контакт погружается под более древние отложения силура. Общее падение северного контакта Успенской зоны, по геологическим и геофизическим данным, также южное. Успенский прогиб выделяется отрицательной аномалией силы тяжести.

По результатам глубинного сейсмического зондирования, проведенного по Шерубай-Нуринскому профилю, и данным гравиметрической съемки Успенская зона разломов является корово-мантийной. В ее пределах двумя разломами отмечается узкий линейно-вытянутый гравиминимум, который,

по-видимому, соответствует зоне наибольшей просадки Успенского прогиба и представляет наиболее ослабленное место, благоприятное для проникновения магматических расплавов.

Разрывные нарушения глубинно заложения зачастую сопровождаются серией субпараллельных разрывов сбросо-сдвигового характера, падающих к юго-востоку под углом 70—80°. Зоны расщепления и милонитизации, окварцевания, гематитизации кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми прожилками типа линейных штокверков. Ослабленные зоны, зоны гидротермальной переработки и метаморфического преобразования отмечаются локальными отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью от —100 до —1000 нТл. Положительными магнитными аномалиями интенсивностью 50—150 нТл выделяются также интрузивно-надинтрузивные зоны Акмаинского, Мурзатайского, Акбулакского скрытых гранитных массивов. На фоне этих аномалий локальными аномалиями более высоких порядков выявляются скарнированные карбонатные породы вблизи контактов с интрузивными телами.

Жаман-Сарысуевский антиклинорий сложен терригенными отложениями лудловского яруса, характеризующимися спокойным магнитным полем отрицательного знака. Исключение составляет узколокальные аномалии, представляющие узколокальные аномалии протяженностью 1,0—3,5 км и интенсивностью до 150 нТл, которые фиксируют зоны тектонических нарушений — залеченные дайкообразными телами пород среднего состава, и магнитные

аномалии, связанных с ороговикованными породами надинтрузивных зон гранитных массивов.

Простирающиеся осей глубинных складчатых структур антиклинория на юге между Карасазским и Байназарским разломами северо-западное, между Акматау-Мурзашокинским и Шетшокинским — меридиональное, а на севере за Шетшокинским разломом — северо-восточное. Таким образом, антиклинорий имеет в плане форму дуги, выгнутой на запад. Силурийские толщ сматы в систему линейных крутых складок. Отложения среднего — верхнего девона и нижнего карбона сохранились в наложенных впадинах [2].

Породы, слагающие антиклинорий, порваны гранитоидами топарского, алдырминского и акматауского комплексов. Основную роль в их размещении играют системы разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки. Некоторые гранитные массивы не вскрыты современным эрозийным срезом.

Наиболее крупная синклинальная структура — Жаксы-Тагалинская, расположенная на стыке с Успенским синклинорием. Она представляет собой вулканоплутоническую кольцевую систему, сложенную вулканогенно-осадочными породами франского яруса, средне-позднекаменноугольными вулканогенными липаритовыми порфирами, позднекаменноугольными гранитами и комплексом кольцевых даек гранит-порфиров, прорывающим все отложения.

Вблизи зоны сочленения с Успенским синклинорием расположены Баймурунская и Аюлинская плутоно-купольные структуры, выделенные локальными отрицательными аномалиями силы тяжести. По результатам количественных расчетов эти массивы на глубине 500 м объединяются [2] и образуют крупное тело размером 10×8 км, вытянутое в широтном направлении, с падением всякого и левого склона до глубины 6 км. Магниторазведкой установлено, что Баймурунская и Жаксы-Тагалинская вулканоплутонические структуры, опоясывается комплексом даек среднего состава

(или малыми интрузивными телами), расположенными полукольцом с радиусом 5,5 км относительно центра выхода массива на дневную поверхность. Интенсивность магнитных аномалий от 50 до 250 нТл, ширина от 400 до 800 м, общая протяженность 20—25 км.

Положение Орташокинской и Шетшокинской синклинали определяется Космурун-Шетшокинским глубинным разломом. Они сложены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами липаритовых порфиров, т. е. практически немагнитными отложениями. Вместе с тем Орташокинская синклиналь находится в пределах положительного магнитного поля, являющегося краевым эффектом надинтрузивной зоны Байназарского гранитного купола. По данным магниторазведки, скрытый Шетшокинский гранодиоритовый массив имеет овальную форму с простиранием длинной оси в широтном направлении, размеры его в плане по изолинии 25 нТл составляют 5×4 км.

Литохимической съемкой в пределах рассматриваемой площади выявлены ореолы рассеяния меди, свинца, цинка, молибдена, висмута, олова.

В 20 км юго-восточнее Шетшокинской структуры находится Байназарская синклиналь (кальдера), расположенная в надкупольной зоне гранитного массива. Байназарский плутон и его надинтрузивная зона выделены общим повышенным магнитным полем, сам же плутон отмечается гравиметрическим минимумом, а его апикальные выступы — локальными аномалиями Δg. Положительными магнитными аномалиями интенсивностью более 500 нТл зафиксирован пермский интрузивно-вулканогенный комплекс Байназарского кольца.

Жаксы-Тагалинская, Баймурунская, Шетшокинская, Байназарская вулканоплутонические и плутоно-купольные кольцевые структуры располагаются по периферии крупных полукольцевых разрывных нарушений, в целом образующих Большую кольцевую структуру. Она является отражением скрытого гранитного массива. По данным количественных расчетов гравиметрического минимума, кровля последнего образует два купола. Первый из них, рас-

положенный на глубине 500—600 м, вытянут в северо-восточном направлении на расстояние более 10 км. Падение массива на северо-западе более крутое и обратное по сравнению с юго-восточным контактом. Второй купол изометричной формы предполагается непосредственно под рудопроявлением на глубине 1250 м. Морфология подошвы массива в общем сходна с морфологией кровли. Наибольшая мощность гранитов (2500 м) соответствует области отрицательного поля силы тяжести. По геолого-геофизическим данным, область оптимального проявления интрузивного магматизма локализована вдоль глубинного тектонического шва, разграничивающего Успенский синклиниорий и Жаман-Сарысуйский антиклинорий, к которому приурочена зона пониженного поля Δg . Место активного внедрения и генерации магматической массы, очевидно, связано с эпицентральной частью гравиминимума.

Большая кольцевая структура по периферии осложнена кольцевыми дислокациями подчиненного ранга. Повышенной рудоносностью в ее пределах характеризуются очаговые структуры, приуроченные к концентрическим дайковым поясам и периферийным частям кольцевых структур, в особенности в зоне сочленения с региональными разломами глубинного заложения.

Тектоно-магматическая история развития района. Первые разрывные нарушения в пределах Успенского синклинория имеют планетарное происхождение; их заложение, так же как и последующих тектонических разрывов меньшего ранга, связано с формированием Тектурмасского офиолитового пояса. Дальнейшее развитие района с образованием кордильер продолжается прогрессивно вследствие активизации магматической деятельности. Начинают обособляться прогибы, а в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория — возрождаются геосинклинальные поднятия. Начало образования прогибов, очевидно, относится к позднесилурийскому времени в связи с воздействием интенсивных тектонических движений.

По данным многих исследователей, движения были дифференцированными,

но основные подвижки происходят в период происходят интенсивные по зоне растяжения между Сарысуйскими вулканитами андезитового, андской и Жаман-Сарысуйской глыбамезит-дацитового и липарит-дацитового. Подвижки имели левостороннего состава. Продолжается воздымание гоый характер [6]. Сарысуйское по Сарысуйского блока, который значительное перемещалось на запад, а Жаман-Сарысуйское — на восток. Участки антиклинорий. Со стадией тектоно-магматической контролирующие подобные места, активизации связано образование являются в узких зонах отрицательных складок в отложениях девона — карбона, обновление глубинных и других

В девонское время в южной части разломов Успенского прогиба, усиление Тектурмасского антиклинория — Сарысуйского боковых давлений, начавшееся в сарысуйского синклинория происходят в конце верхнего девона — начале карбонского. В результате продолжающегося инверсионные движения, бона. В результате продолжающегося инверсионными, очевидно, связано внедрения масс пород по разломам на инверсионных батолитовых интрузивного пояса в тылу Жаман-Сарысуйского гранит-гранодиоритовой формации. Позже в орогенное движение втонически ослабленные участки, куда привлекается северная часть Жаман-Сарысуйского антиклинория. В результате интрузивных движений. Они образовали гранитоидный пояс этого Успенского прогиба оказывает, параллельный Успенскому прогибу в «тисках», происходит его дал [6]. Наибольший стресс Успенская зона — более узким, ограниченным с северного времени в связи с внедрением и юга крупными разрывными нарушениями. В последующий период врезавшего часть северного крыла Успенского синклинория, а также граница прогиба, в результате чего гранитоидов в пограничной зоне Жаман-Сарысуйского антиклинория с Успенским разломам в средне-верхнедевонском синклинорием. Смещение интрузивного проявился экстрозивно-эксплуативной деятельности от Жаман-Сарысуйского интрузивный кислый вулканизм, завершившийся деятельностью к Бугалинской интрузивный излияниями лав среднего и позднего состава в пределах узких в массиве горных пород с юго-востока на канонических поясов островодужного северо-запад. Последняя фаза надвига сопровождалась горизонтальной компонентой смещения — правосторонним сдвигом [6].

В пермское время в условиях относительного растяжения внедряются алмазные субщелочные граниты актауского комплекса. Возникают также разломы северо-западного простирания, к местам пересечения которых с северо-восточными и были приурочены интрузии позднегерцинских гранитоидов [3]. Очевидно, в этот период Жаман-Сарысуйский антиклинорий вдоль системы разломов северо-западного простирания был разбит на отдельные фрагменты, а в результате все усиливающегося давления с юго-востока на северо-запад были реактивизированы надвиги (взбросы) блоков Жаман-Сарысуйского антиклинория на породы Успенского синклинория.

С середины карбона район был связан вовлечен в сферу активной тектоно-магматической деятельности, с которой, очевидно, связаны процессы метаморфизма и внутрикорового магматического разложения, приведшие к увеличению мощности земной коры и, как следствие, к ее деструкции. В районе современной Бугалинской синклинали

В позднепермское время продолжают тектонические подвижки, подновляются глубинные разломы, по ним внедряются малые интрузивные тела и дайковый комплекс, что, как полагают многие исследователи [8], является следствием вскрытия этими глубинными разломами законсервированных донных частей разноуровневых очагов предшествующего магматизма. Формирование дизъюнктивных нарушений в районе не прекращается до мезозойского времени; только с позднего триаса наступают спокойные платформенные условия.

Таким образом, Успенская зона образовалась в результате постоянного давления со стороны Жаман-Сарысуйского антиклинория на более устойчивые области — Тектурмасский антиклинорий и прогрессивно воздымавшийся Сарысуйский синклиниорий. При одностороннем стрессе крупноамплитудных надвиговых и взбросо-надвиговых движений (с амплитудой 7—8 км) значительно сократилась площадь Успенского прогиба, слагающие его породы смялись в изоклинальные складки, переориентировались перпендикулярно к направлению давления и были зажаты между разрывными нарушениями, вследствие чего Успенский прогиб приобрел форму грабен-синклинальной структуры, ограниченной взбросами. Центральная часть прогиба осложнялась горст-антиклинальными поднятиями при внедрении по глубинным зонам разломов гипабиссальных гранитоидов герцинского тектоно-магматического цикла, с последней фазой которых (в частности, с внедрением и становлением рудоносных гранитов Акмая-Катпарского, Мурзатайского и Акбулакского массивов) связано молибден-вольфрамовое оруденение.

Особенности проявления и размещения вольфрамового оруденения. Распределение вольфрамового оруденения в Агадырском рудном районе неравномерное. Об этом свидетельствует проведенный анализ их площадной экстенсивности (суммарное количество объектов без учета их промышленной значимости) и интенсивности (сумма произведений объектов на их промышленный ранг в баллах).

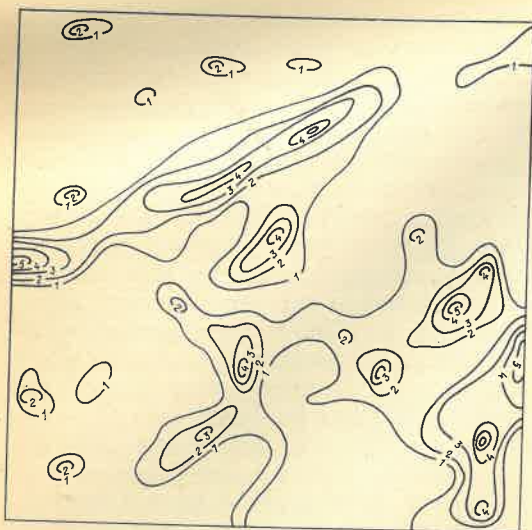


Рис. 3. Схема экстенсивности распределения вольфрамовых объектов (их количество без учета ресурсов)

Максимальная неравномерность отмечается в распределении объектов по интенсивности их проявления. Выделяются отдельные, обычно изометричные поля, как правило, совпадающие с кольцевыми вулcano-плутоническими структурами. К полям высокой интенсивности относятся на северо-западе Акмая-Катпарское, на юго-востоке Байназарское и поле в центре Большой кольцевой структуры. Более сглаженная картина наблюдается на схеме экстенсивности оруденения (рис. 3).

В пределах Большого кольцевого рудного узла известны два вольфрамоносных штокверка, удаленных на значительные расстояния (более 1000 м) от скрытой кровли материнской гранитной интрузии. В центральной его части расположен надинтрузивный линейный штокверк с крутыми рудными столбами в обогащенных участках. По результатам магниторазведки он фиксируется локальным минимумом интенсивностью 50—100 нТл на фоне положительных аномалий, обусловленных ороговикованными породами песчано-сланцевой толщи силура. Понижение магнитного поля здесь связывается с зоной гидротермальной переработки пород, что подтверждается широким развитием кварцево-прожилкового штокверка, несущего существенно шеелитовую минерализацию. Эта рудоносная площадь фикси-

Наиболее богатая часть рудоносного массива — это зона, приуроченная к контакту гранитного массива с известняками. В этой зоне локализованы скарновые руды, а также руды, связанные с магматическими породами. Восточная часть массива, приуроченная к контакту с известняками, также является рудоносной. Восточная часть массива, приуроченная к контакту с известняками, также является рудоносной.

Таким образом, локализованное интрузивное тело в центре Большой кольцевой структуры Байназарского орогенала рассеяно по вторичным зонам в пределах ореола рассеяния всех типоморфных элементов и пониженным магнитным полем на глубине его строения, отвечающим положению одноименного минерального пояса. Однако определяемая позицией одноименной зоны гранитов пермского возраста рудопроизводства, расположенная западнее, зафиксированная глубоким минимумом магнитного поля на севере, востоке и юго-востоке. Такое несоответствие запада кольцевой структуры. В районе может быть связано с тем, что последние из них акчатауские границы образования надинтрузивная часть залегают в виде куполовидного вышестоящего блока к юго-востоку, осложненного многочисленными разрывами, при этом находят объяснение опознаниями. Здесь рудоносные кварцевые жилы и прожилки образуют зоны рассеяния рудных элементов над северозападной простирания с крупным западным куполом гранитов, залегающим падением на северо-восток и на глубине 500—600 м. На глубине сливаются в единый штокверк,

Южнее проявлено штокерковское рудопроявление, связанное с интрузией к эндоконтакту гранит-вольфрамовое оруденение, локализованное в сходной геологической обстановке и фиксирующееся пониженным магнитным полем и геохимическим ореолами рассеяния тех же рудных элементов. Пространственное соотношение и интенсивность ореолов свинцово-цинковых, прорванных интрузиями полевошпат-кварцевых порфиров. По данным

гравиметрических расчетов [3], глубина залегания гранитов под штокверком не менее 800 м. Однако особенности распределения рудоносных кольцевых и радиальных трещин свидетельствуют о существенной роли при их формировании фактора интрузивного давления.

Оценка перспектив вольфрамового оруденения. Исходя из особенностей распределения вольфрамового оруденения и анализа имеющихся картографических материалов, для целей прогнозирования нами выбран рудный узел, в центре которого расположена Большая кольцевая структура. Северный фланг узла включает перспективную область Успенской зоны и часть Бугалинской синклинали, а южный — площадь с вольфрамовым рудопроявлением. Западная граница простирается до Жаксы-Тагалинской синклинали, восточный контакт структуры четко не установлен. Вся площадь охарактеризована комплектом геологических, геохимических и геофизических карт масштаба 1:50 000, разбита на элементарные ячейки размером 5×5 км по сети меридиональных и широтных профилей.

Поскольку на территории рассматриваемого узла выделено всего восемь ячеек с вольфрамовым оруденением, из которых лишь три содержат рудопроявления, постановка задачи прогнозирования методом распознавания образов в рамках традиционной схемы с эталонами оказалась невозможной. Это привело к выбору безэталонного алгоритма «Направленный поиск», разработанного Е. Н. Черемисиной [9] и апробированного нами на ряде других территорий Казахстана [10].

Для описания элементарных ячеек с целью прогнозирования использовались 12 критериев (таблица). Все выявленные критерии косвенно связаны с вольфрамовым оруденением и могут быть измерены в арифметической шкале. Они получены для центральной части Агадырского района на основе геолого-геофизического анализа условий размещения вольфрамовых рудопоявлений в масштабе рудных полей и генетических представлений о рудообразовании данного типа [5, 7, 8].

Критерии прогнозирования для северной части Агадырского рудного района

№ п/п	Критерий	Информативность		Максимальная оценка, условные баллы
		индивидуальная	в совокупности	
1	Наличие геосинклинального комплекса пород (доля площади в ячейке)	0,4902 *	0,5424 *	5 *
2	Плотность согласных разломов относительно Успенской зоны	0,5035 *	0,5424 *	5 *
3	Плотность секущих разломов	0,4955 *	0,5357 *	5 *
4	Доля разломов первого порядка (корово-мантийных)	0,4911 *	0,5424 *	5 *
5	Мощность массивов гранитов акчатауского комплекса	Низкая (не рассчитывалась)	—	3
6	Крупнейшие гравиминимумы, в пределах которых сочетаются благоприятные тектонические, магматические и геохимические факторы	0,6902 *	0,5424 *	7 *
7	Надintrузивные зоны гранитных массивов, установленные магниторастворкой	0,5368 *	0,5355 *	5 *
8	Зоны ороговикования пород по положительным магнитным аномалиям	0,5256 *	0,5424 *	5 *
9	Скрытые выступы гранитных массивов по гравирастворке	0,5100	0,5330	5
10	Участки калишпатизированных пород и других гидротермальных изменений, выявленные аэрогамма-спектроскопической съемкой	0,5541 *	0,5424 *	6 *
11	Площади наиболее перспективных вторичных ореолов рассеяния вольфрама	0,5327	0,5355	5
12	Площади наиболее перспективных комплексных ореолов рассеяния сопутствующих вольфраму элементов (Bi, Mo, Sn и др.)	Низкая (не рассчитывалась)	—	3

* Оценки критериев наиболее информативной совокупности.

В результате проведенного прогнозирования на ЭВМ выделена перспективная совокупность элементарных ячеек объемом 23 % (18 из 77), в которую вошли четыре из восьми рудных ячеек. Таким образом, ошибка 1-го рода по всем известным объектам вольфрама формально составила 50 % при нулевой ошибке 2-го рода (ни один априорно пустой объект не попал в перспективную совокупность). Поскольку за пределами перспективных оказываются лишь ячейки, содержащие отдельные рудопоявления, а на первых шагах ранжированного ряда выделяются наиболее промышленно-продуктивные ячейки, ошибка 1-го рода в данном случае свидетельствует об отбраковке части априорно рудных ячеек переводом их в нерудные (неперспективные на вольфрамовое оруденение).

Анализ информативности используемых при прогнозе критериев выполнен по программе «Информативность», описанной О. В. Митраковой и В. И.

Биланом [4]. Как видно из таблиц наиболее информативен комплекс критериев № 6, построенный на совместной интерпретации данных гравирастворки, геохимических ореолов разрывных структур. Поскольку индивидуальные информативности критериев отражают вклад в полученный результат прогноза, исходя из идеи независимости (которая количественно не анализировалась) была рассчитана наиболее информативная совокупность критериев, выявление которой не требует этих ограничений. Она сокращает число критериев, дающих наиболее полную информацию о каждом объекту, до шести, и может быть рекомендована при аналогичных работах в сходных геологических условиях. На основе рассчитанных индивидуальных весов, а также с учетом информативности критериев в их совокупности можно провести ранжирование в условных баллах по максимальным оценкам (см. таблицу). Развитие наших предыдущих исследований [7] это позволит более объективно подойти к экспертно-прогнозированию через мультипликативные или аддитивные показатели перспективности на территориях с ограниченным набором информации.

В ранжированном по перспективности ряду на шестом месте выделяется ячейка, содержащая Чудское рудопоявление. Более высокими перспективностями отмечены ячейки к северу от центра Большой кольцевой структуры (2-е место) и на северном крыле Шетшинской синклинали (4-е место). Наравняваются перспективы к востоку от Успенской зоны (район Мурзатайского гранитного массива). Представляет интерес Жаксы-Тагалинский гравиминимум на стыке Большой кольцевой структуры с Успенской зоной, западная часть Баймурунского кольца, а также участки в южной части рудного района (к западу от полиметаллического месторождения Кайракты) и Жаксы-Тагалинская вулканоплутоническая структура в целом.

Выделенные нами два морфогенетических типа рудных объектов (скарновые и штокверковые) позволяют классифицировать перспективные ячейки по их близости (похожести) к каждому из них через меры сходства с наиболее типичными представителями — галонами, в качестве которых были выбраны ячейки, включающие соответствующие рудные объекты. Результаты такой классификации показывают, что для обнаружения штокверковых рудопоявлений вольфрама перспективна центральная часть Большой кольцевой структуры, а скарновое и смешанного типов — ее периферия.

Выводы. Обобщение и анализ геолого-геофизических и геохимических материалов по северной части Агадырского рудного района Центрального Казахстана показали его сложное блоковое строение, обусловленное сочетанием разрывных структур линейного и кольцевого типов. Многократная их активизация привела к интенсивному проявлению преимущественно кислого магматизма и развитию молибден-вольфрамового оруденения в связи с установлением верхнепалеозойских гранитов, обычно контролируемых сочленением разрывов первого — второго

порядка в пределах кольцевых структур.

Северная часть района находится на стыке трех региональных структур — Сарысуйского синклинория, Жаман-Сарысуйского антиклинория и Успенской зоны. Она характеризуется проявлением вольфрамового оруденения на трех рудных площадях, соответствующих структурам с наиболее длительным развитием дислокационных, вулканогенных и интрузивных процессов: Акмая-Катпарском, Байназарском и впервые выделенной нами Большой кольцевой структуре.

При прогнозировании и оценке объектов молибден-вольфрамовой рудной формации наивысшая информативность принадлежит комплексному критерию, включающему крупный гравиминимум, в пределах которого сочетаются благоприятные тектонические, магматические и геохимические факторы. Выявление наиболее информативной совокупности прогнозных критериев позволяет минимизировать их число в два раза, при этом кодирование оставшейся наиболее полезной части информации в баллах пропорционально их информативности может использоваться для экспрессной оценки территорий в сходных геологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вотах О. А. Структурные элементы земли. Новосибирск, Наука, 1972.
2. Геология и металлогения Жаман-Сарысуйского антиклинория/А. К. Каюпов, В. В. Колесников, И. П. Боневолеский и др. Алма-Ата, Наука, 1972.
3. Марешев А. М. Структурные особенности Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане и основные этапы ее развития. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1960, вып. 33, с. 119—130.
4. Математическое обеспечение пакета прикладных программ решения геолого-прогнозных задач/В. Н. Добрынин, Е. Н. Черемисина, М. Я. Финкельштейн и др. — Экспресс-информация. ВИЭМС, Сер. Алгоритмы и программы, 1982, вып. 9 (58), с. 86—91.
5. Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова/Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов и др. М., Недра, 1983.
6. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., Наука, 1968.
7. Фролов А. А., Белов С. В., Вальков В. О. Опыт комплексных геолого-структурных и минералого-геохимических исследований

штокверковых месторождений вольфрама. — Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых, 1981, вып. 1, с. 9—19.

8. Щерба Г. Н., Сентилов Н. П. Граниты и метасоматиты геотектоногенных Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981.
9. Черемисина Е. Н. О математическом обеспечении ЭВМ для решения задачи направ-

ления опробования. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, 1972, с. 200—220.

10. Черемисина Е. Н., Митракова О. В., Валков В. О. О технологии постановки геолого-прогнозных задач на ЭВМ на конкретном геологическом примере. — В кн.: Теория классификаций и анализ данных. Новосибирск, 1982, с. 127—136.

УДК 553.061.12/.13 : 553.435+553.689.2+553.444 (479)

С. А. КЕКЕЛИЯ, А. Г. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, В. З. ЯРОШЕВИЧ (КИМС)

Геологические и физико-химические условия образования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений

Конвергентность колчеданных месторождений, установленная В. И. Смирновым [9], находит отражение в существовании колчеданноносных провинций различного типа. Среди них принято выделять офиолитовые зоны кипрского типа, первичные эвгеосинклинали уральского типа, вторичные эвгеосинклинали рудноалтайского типа с малокавказским подтипом и сланцевые эвгеосинклинали раммельсбергского типа с атасуйским подтипом [11]. Рассмотрим некоторые особенности медно-цинковоколчеданных и барит-полиметаллических месторождений, развитых во вторичных эвгеосинклиналях малокавказского подтипа, которые заложены на срединных массивах в результате процесса регенерации геосинклинального режима [12]. Подобные тектонические зоны широко распространены в фанерозойских геосинклинально-складчатых поясах, в частности в Средиземноморском (рис. 1).

Колчеданное оруденение обычно локализуется в пределах палеовулканических построек, сложенных породами островодужной непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (табл. 1, рис. 2). Исходным материалом для предприятия исследования послужили данные авторов по месторождениям Болнисского и Алавердского районов Мало Кавказа, а также Северного Алжира.

Болнисский район расположен в юго-восточной Грузии и представляет собой южную периферию палеозой-

ского Закавказского срединного массива, испытавшую регенерацию эвгеосинклинального режима в среднем юре (байос), а затем в позднем мелу (турон—сенон). Верхнемеловые дифференцированные вулканиты развиты на площади 400 км², представляющей собой депрессию, которая разгружается поднятия кристаллического фундамента (Храмский и Локский массивы). Мощность вулканогенно-осадочной толщи не превышает 3 км. Спокойное залегание пород местами нарушается купольными структурами вулканического характера.

Колчеданное оруденение преимущественно приурочено к центральной части района, где расположены отработываемое Маднеульское медно-цинковоколчеданное месторождение, сходное с ним Цители-Сопельское, а также барито-полиметаллические рудопроявления Давид-Гареджи, Квемо-Болнис и Мушевани.

На Маднеульском месторождении развиты как медно-цинковые сульфидные руды, так и барит-полиметаллические, а на других — медные (Цители-Сопели) или барит-полиметаллические (три названных проявления). Известны также собственно баритовые (Мушевани-1, Кианети, Каклиани и др.) и ртутные (Болнис, Вазис-Хеви) и медно-цинковые (Поладаурская группа) рудопроявления.

Маднеульское рудное поле размещено на склоне вулкана (см. рис. 2), сложенном алевропелитовыми туфами, полого погружающимися к северо-востоку. Они маркируют мульдообраз-

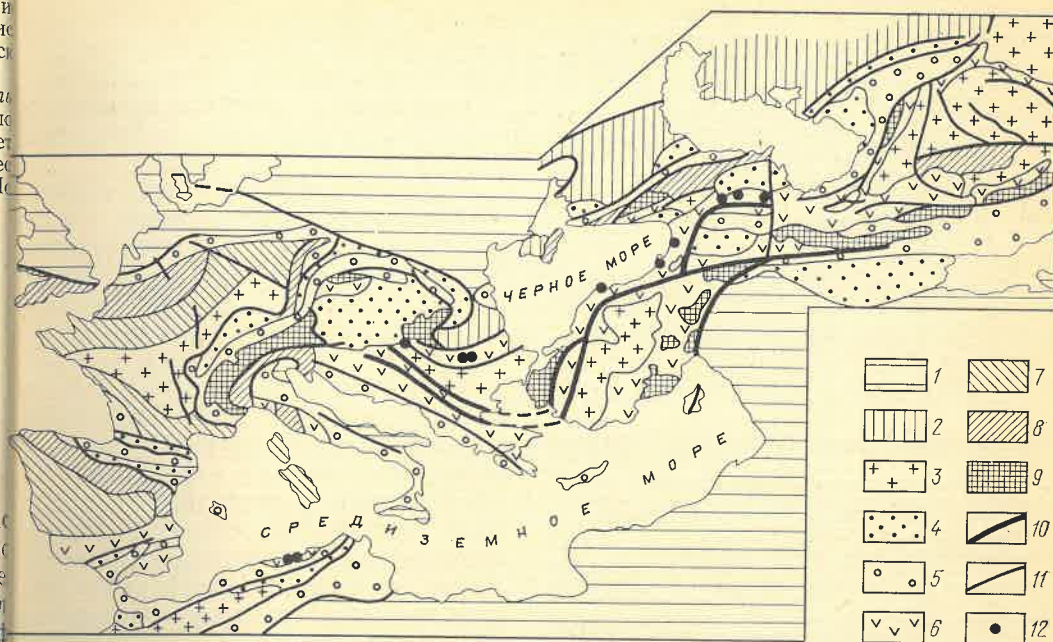


рис. 1. Схема металлогении Центрального Средиземноморья и размещения колчеданно-барит-полиметаллических месторождений малокавказского подтипа [12]

1 — Восточно-Европейская и Афро-Аравийская платформы; 2 — эпигердинские платформы; 3 — срединные массивы; 4 — наложенные впадины, выполнен-

ные молассами; 5 — миогеосинклинали; 6—8 — эвгеосинклинали: 6 — вулканогенные, 7 — сланцевые, 8 — терригенные; 9 — выступы кристаллического цоколя в эвгеосинклиналях; 10 — офиолитовые швы; 11 — главные глубинные разломы; 12 — колчеданно-барит-полиметаллические месторождения

ную структуру, вытянутую в меридиональном направлении. Оруденение приурочено к куполовидному поднятию, которое представлено экструживными риодацитами, внедрившихся по коль-

цевому разлому. Рудовыводящей структурой служило нарушение широтного простираия, а рудораспределяющими — разрывы, круто падающие на северо-запад.

Таблица 1

Систематика палеовулканических структур колчеданно-барит-полиметаллических месторождений

Тип структур	Морфология рудных тел	Месторождения
Экструживные купольные поднятия риодацитов на склонах вулканов	На верхних уровнях месторождений пологие пластообразные залежи, на нижних — линзообразные и грибообразные тела	Маднеули, Алаверди (Малый Кавказ); Бор (Югославия); Бузенан (Алжир)
Кальдеры проседания, осложненные лавовыми куполами	Комбинированные пологие залежи, воронкообразные тела	Асричай, Давид-Гареджи (Малый Кавказ); Челопеч (Болгария); Уэд-эль-Кебир (Алжир)
Кольцевые разломы, ограничивающие кальдеры проседания, залеченные телами риодацитов	Линзообразные тела	Дарбази, Абульмуг (Малый Кавказ); Радка, Елшица (Болгария); Мургул (Турция); Буссуфа (Алжир)
Лавовыводящие нарушения в границе вулканических построек и депрессий, залеченные телами риодацитов	Крутопадающие ветвящиеся жилы и зоны прожилково-вкрапленных руд	Шамлуг, Цители-Сопели (Малый Кавказ); рудопроявления района Бор (Югославия); Аманден и Букиама (Алжир)

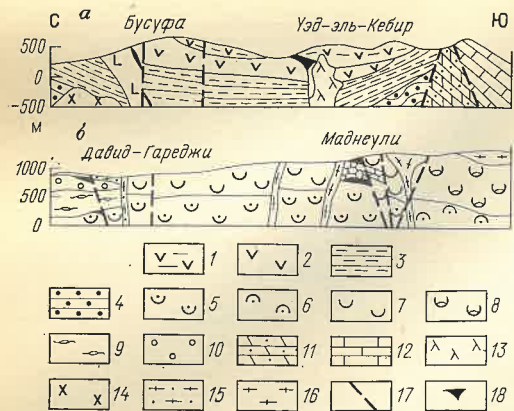


Рис. 2. Разрезы палеовулканических рудоносных структур

а — кальдера проседания (массив Ковалло, Алжир); б — склон вулканической постройки с купольным поднятием и наложенной депрессией (Болнисский район, Грузинская ССР).

1 — миоценовые лавы андезит-базальтов; 2 — миоценовые лавы и туфы андезитов и дацитов; 3 — миоценовые аргиллиты и песчаники; 4 — олигоценые песчаники; 5 — меловые алевро-псаммитовые туфы андезитов; 6 — меловые агломеративные туфы андезитов; 7 — меловые алевролитовые и псаммо-песчаниковые туфы дацитов; 8 — меловые агломеративные туфы дацитов; 9 — меловые игмобриты риодацитов; 10 — меловые туфоконгломераты; 11 — меловые песчаные известняки; 12 — юрские известняки и доломиты; 13 — миоценовые дациты; 14 — миоценовые гранодиориты; 15 — меловые риолиты; 16 — меловые риодациты; 17 — тектонические нарушения; 18 — рудные тела

Гидротермально измененные эксплозивные брекчии книзу сменяются псаммо-песчаниковыми туфами дацитов, преобразованными в кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с медным оруденением. Последние подстилаются пропилитизированными огипсованными, часто с ангидритом, туфами андезитового состава. Контакт между кварцитами и нижежащими породами тектонический. В пологой зоне установлены брекчии медных руд. Минерализованный блок представляет собой тело грибообразной формы, «ножкой» которого служит рудопроводящий канал; внутри него четко выделяются два уровня: верхний барит-полиметаллический в монокварцитах и нижний медноколчеданный в кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах.

Примером оруденения, приуроченного к кальдерам проседания, служит район Бежая-Жижель Северного Алжира. Здесь выявлены две вулканические миоценовые постройки площадью 50 и 25 км². Из возникновения обязательно активизации зоны разломов, разграничивающей древние кристаллические массивы и Телльскую геосинкли-

наль. С этим процессом связано формирование Кабильской вторичной геосинклинали, ныне почти полностью погруженной в Средиземное море; юге она ограничена кайнозойскими депрессиями [4].

Гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические колчеданно-барит-полиметаллические месторождения расположены в осевых частях депрессии, а на периферии — проявления цинковых, железных и ртутных руд.

Массив Ковалло (см. рис. 2, а), залегающее месторождение Уэд-эль-Кабир, сложен вулканитами миоцена, которые подстилаются мергелями и глинами миоцена и песчаниками олигоцена (нуммидийские фации). Продуктивная вулканогенная толща делится на две части общей мощностью 900 м. Нижняя, сложенная андезитовыми лавами, лавобрекчиями и их туфами, прорвана субвулканическими телами дацитов; верхняя представлена лавами и лавобрекчиями и их туфами, прорвана субвулканическими телами дацитов; верхняя представлена лавой и лавобрекчиями андезитов и андезит-базальтов. Толщи разделены горизонтом вулканогенно-осадочных пород (аргиллитами и алевропелитовыми породами), в которых развиты гидротермально-осадочные рудные залежи. Массив окаймлен кольцевыми разломами и разбит радиальными рудоводящими нарушениями. Рудные тела представлены залежами массивного барит-полиметаллических гидротермально-осадочных руд и прожилковатой медно-полиметаллической минерализацией.

В обобщенной рудно-метасоматической колонке месторождений малокавказского подтипа снизу вверх выделяются следующие зоны [5]: 1) сероколчеданная, 2) медноколчеданная, 3) барит-полиметаллическая и 4) ангидрит-полиметаллическая. Закономерное чередование метасоматитов [5] и последовательное изменение температурных (табл. 1) и геохимических процессов диссоциации сернистого газа. Более того, колчеданность изначально присуща буферному соотношению рудных и метасоматических фаз.

Нижние колчеданные уровни месторождений характеризуются развитыми пирит-халькопиритовыми (со сфалеритом) рудами. С этим процессом связано формирование Кабильской вторичной геосинклинали, ныне почти полностью погруженной в Средиземное море; юге она ограничена кайнозойскими депрессиями [4].

температурная зональность колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Мало Кавказа

Рудная зона	Минерал	Температура гомогенизации, °С		
		Маднеули	Алаверди	Кедабек
Баритовая барит-полиметаллическая	Барит	60—100	Около 120	—
	Кварц, барит, сфалерит	180—280	180—220	160—220
Медноколчеданная серноколчеданная	Кварц	250—300	240—280	Около 250
	"	280—370	—	280—370

и галенитом) руд. Они образуют кристаллические агрегаты зонального строения с частичной цементацией халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Барит-полиметаллические руды верхних уровней месторождений обычно коллоидные, с чередованием в отдельных зонах рудных агрегатов минералов разного состава. На Малом Кавказе перехода между разнотипными рудами не наблюдается, но в Падарском районе НРБ [2] он постепенный и устанавливается по появлению барита и уменьшению доли халькопирита и пирита. Важно отметить, что на этом же уровне в рудах и окрестных метасоматитах ангидрит исчезает.

Проблема ангидрита в рудах колчеданных месторождений была затронута Л. Н. Овчинниковым в 1975 г. на Всесоюзном симпозиуме по метасоматизму и колчеданному оруденению. В дальнейшем он пришел к выводу о наличии в рудоносных растворах свободного сернистого газа, который, растворяясь при высоких температурах, реагирует с хлоридом кальция с образованием ангидрита [8].

Обзор обширного фактического материала показывает [10], однако, что ангидрит присущ большому кругу энристовых. Закономерное чередование метасоматитов [5] и последовательное изменение температурных (табл. 1) и геохимических процессов диссоциации сернистого газа. Более того, колчеданность изначально присуща буферному соотношению рудных и метасоматических фаз.

Нижние колчеданные уровни месторождений характеризуются развитыми пирит-халькопиритовыми (со сфалеритом) рудами. С этим процессом связано формирование Кабильской вторичной геосинклинали, ныне почти полностью погруженной в Средиземное море; юге она ограничена кайнозойскими депрессиями [4].

нуждается в дополнительном окислителе [13].

Интересна, на наш взгляд, другая проблема. Почему ангидрит исчезает на уровне барит-полиметаллических руд, где сульфатная минерализация достигает расцвета? Осветим этот вопрос с физико-химических позиций.

Рассматривая условия образования колчеданных месторождений, В. И. Смирнов [9] показал генетическое родство гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных руд, отметив, что первые являются рудоподводящими корнями вторых. В большинстве случаев эта закономерность четко выдерживается не только в пределах рудных районов и полей, но и отдельных месторождений, в связи с чем не возникает сомнений в генетическом единстве разнотипных колчеданных залежей. Исключение составляют месторождения малокавказского подтипа, для которых характерен эпигенетический механизм рудонакопления. Это своеобразие рудных залежей часто приводит к представлениям о полной оторванности во времени процесса колчеданообразования от вулканизма и его генетическом родстве с другими месторождениями, например, меднопорфировыми и скарново-полиметаллическими [5].

Таким образом, возникает весьма сложная задача: в отсутствии четких представлений о химизме рудообразующих растворов произвести комплексную оценку термодинамических параметров рудоотложения на основе лишь температурных условий рудогенеза и давления около 50 МПа (5 МПа для температурного среза 150 °С), выбранном на основании тер-

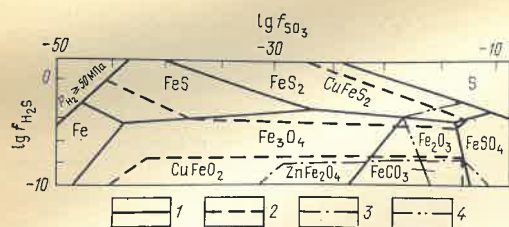


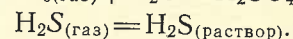
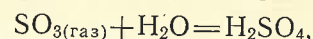
Рис. 3. Диаграмма полей устойчивости минералов в системе Fe-(Cu-Zn-Ca)-S-H₂O (при T=325 °C и P=50 МПа)

Границы полей фаз: 1 — чистых железистых, 2 — медьсодержащих, 3 — цинксодержащих, 4 — карбонатных

мобарогеохимических данных [13]. Для этого была разработана специальная методика физико-химического анализа условий рудогенеза.

По стандартной методике [7] для различных температурных срезов были рассчитаны поля устойчивости минералов в системе металл (Fe, Cu, Zn, Pb, Ca, Ba) — H₂O — S в присутствии и отсутствии кварца и кальцита; результаты отображены на графиках с координатами lg f_{SO₃} — lg f_{H₂O} (рис. 3). Преимущество выбранных координат по сравнению со стандартными lg f_{S₂} — lg f_{O₂} [3] становится очевидным при переходе к растворенным формам серы. На использованных диаграммах этот переход осуществляется сдвигом

координат осей на величину логарифмов констант равновесия реакций



Дальнейшим шагом явилось совмещение диаграмм, отстроенных для различных металлов по стандартной методике, и выделение полей совместной стабильности типоморфных минералов. Затем графики были дополнены номограммами с координатами lg f_{SO₃} — pH и lg f_{H₂S} — pH, позволяющими определить фугитивности H₂S, SO₃ и известной суммарной активности серы оценить возможные кислотно-щелочные условия рудоотложения и доминирующую форму серы в растворе.

Детальный анализ расчетных данных является крупной самостоятельной задачей. Поэтому остановимся лишь на закономерностях, существующих для предпринятого исследования. В табл. 3 показаны возможные пределы изменения pH растворов в зависимости от суммарной активности серы. Если сравнить эти данные с анализом (табл. 4) реликтов минералообразующих сред во включениях в минералах месторождения Маднеули, то можно обнаружить интересную закономерность.

Таблица 3

Возможные пределы колебания pH растворов в зависимости от температуры и суммарной активности серы

Температура, °C	lg a _{ΣS} = 0	lg a _{ΣS} = -2	lg a _{ΣS} = -4
150	6—10	0—8	0—6
225	6—9	0—8	Кристаллизация невозможна
325	1—8	1—6	

Таблица 4

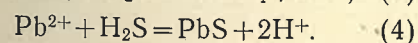
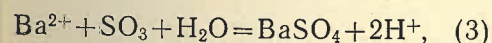
Состав реликтов рудообразующих флюидов в газовой-жидких включениях минералов месторождения Маднеули [1]

Рудная зона, минерал	Компонент	Концентрация, моль/л	Метод анализа
Серноколчеданная, кварц	H ₂ S	2,8 · 10 ⁻³	Потенциометрический
	Fe	0,3	Лазерный микроанализ
	Cl ⁻	0,3	Криометрия
	Na—K	0,3	"
Барит-полиметаллическая, барит	SO ₄ ²⁻	0,01	"
	H ₂ S	6,3 · 10 ⁻⁴	Потенциометрический

Таблица 5
Физико-химические параметры рудоотложения и состав растворов на различных уровнях рудно-метасоматической колонки месторождений Малого Кавказа

Параметр	Рудная зона			
	баритовая	барит-полиметаллическая	медноколчеданная	серноколчеданная
lg f _{H₂S}	120	220	320	320
lg a _{ΣS}	5	50	50	50
lg a _{H⁺}	3	3	2	2
lg a _{H₂S}	5	5	6	6
lg a _{SO₃(газ)}	31	25	20	20
lg a _{H₂S(газ)}	3	4	3	3
lg a _{CO₂(газ)}	3	3	2	2
lg a _{H₂SO₄}	3	3	2	2
lg a _{HS⁻}	4	4	2	2
lg a _{S₂}	11	9	6	6
lg a _{H₂SO₃}	9	7	5	5
lg a _{H₂SO₄}	7	6	4	5
lg a _{SO₄²⁻}	5	5	4	6
lg a _{Fe²⁺}	9	7	10	10
lg a _{Cu²⁺}	13	11	11	11
lg a _{Zn²⁺}	10	10	12	12
lg a _{Pb²⁺}	12	10	12	12
lg a _{Ca²⁺}	0	0,5	4	4
lg a _{Ba²⁺}	3	3	6	6

ность. Коэффициент активности H₂S не может быть меньше 1,2, поскольку в противном случае lg a_{ΣS} < -2,5, что делает невозможным кристаллизацию сульфидов железа и меди при температуре 300 °C. Используя принятый коэффициент активности H₂S, можно рассчитать активности основных незакомплексованных компонентов в растворе (табл. 5) исходя из реакций типа



Сравнение данных табл. 5 с активностями компонентов во флюидах, формирующих стратиформные колчеданные месторождения [13] показывает, что на месторождениях малокавказского подтипа активность серы выше за счет повышенного содержания

сульфат-иона. Однако буферное отношение между последним и сероводородом должно оставаться постоянным. Вместе с тем повышенная активность серы создает условия для кристаллизации сульфатов на нижних уровнях как стратиформных, так и метасоматических месторождений, где присутствует ангидрит, а на верхних уровнях — барит и кальцит. Напомним, что парагенез барита и ангидрита наблюдается крайне редко, лишь в узкой по мощности зоне, соответствующей нижней кромке барит-полиметаллических руд. Для объяснения этого явления обратимся к равновесиям между баритом, ангидритом и кальцитом [6].

На рис. 4 показана составленная А. И. Томелаури (с небольшими исправлениями) тройная диаграмма, отражающая соотношения между ангидритом, кальцитом и баритом. Анализ

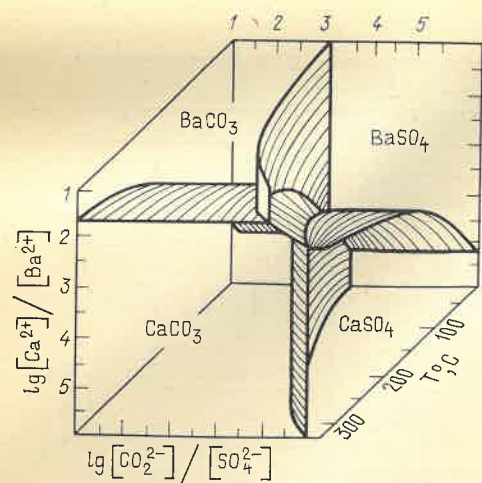


Рис. 4. Равновесия в системе Ca—Ba—S—O (по А. И. Гомелаури с изменениями)

показывает, что ассоциация кальцит — барит — ангидрит невариантна. С падением температуры для существования ангидрита в ассоциации с кальцитом необходимо значительное превалирование SO_4^{2-} над CO_3^{2-} .

Из табл. 5 ясно, что фугитивность углекислого газа и активность сульфат-иона с падением температуры изменяются приблизительно одинаково, а отношение активностей Ca^{2+} к Ba^{2+} составляет 10^2 — 10^3 , в связи с чем при температуре порядка 250 °C прекращается кристаллизация ангидрита и появляется барит.

Таковы физико-химические причины рудной зональности месторождений малокавказского подтипа. Отметим, что она не зависит от механизма отложения руд и в одинаковой степени отмечается на метасоматических и гидротермально-осадочных месторождениях. Последние несут черты, присущие сингенетическим рудам [13], но осложнены дополнительной зональностью сульфатов, проявляющейся ни-

же уровня окислительно-восстановительного расслоения среды рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аревадзе Д. В. Физико-химические условия формирования Маднеульского колчеданно-барит-полиметаллического месторождения. Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1978.
2. Богданов Б., Богданова Р. Текстуры, особенности на массивите пиритной руды от Панагюрский район като критерии технике генезис. — Изв. Геол. институт. Рудни и нерудни полезни ископаеми, 1978, № XXII, с. 73—80.
3. Гаррелс Р. Н., Крайст Ч. Л. Растворы, пералы, равновесия. М., Мир, 1968.
4. Геология и нефтегазовость Алжира. Атласов/Н. Н. Алиев, Н. Ант Лаус, Р. Б. Сейфуль-Мулюков и др. М., Недра, 1971.
5. Гоцишвили В. Г. Вертикальная метасоматическая зональность на колчеданно-полиметаллических месторождениях Малого Кавказа. — Сов. геология, 1980, № 1, с. 86—98.
6. Гомелаури А. И. Температурные условия образования баритов в месторождениях Грузии и их проверка в автоклавах. В кн.: Термобарогеохимия земной коры. Рудообразование. М., Наука, 1978, с. 123—130.
7. Карпов И. К., Киселев А. И., Лещков Ф. Л. Моделирование природного пералообразования на ЭВМ. М., Недра, 1976.
8. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М., Наука, 1981.
9. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 58—647.
10. Столяров Ю. В. О гипогенной сульфатной зональности рудных месторождений. — Геология рудных месторождений, № 3, с. 36—48.
11. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенетические особенности главных типов вулканических ясов. М., Недра, 1977.
12. Твалчрелидзе А. Г. Металлогенетическое районирование Центрального Средиземноморского пояса. М., Наука, 1980, с. 101—119.
13. Твалчрелидзе А. Г. Геохимия гидротермально-осадочного сульфидного рудообразования. — Геология рудных месторождений, № 2, с. 3—16.

альтоидных формаций установлены в большинстве колчеданноносных провинций [3], а важнейшие черты, определяющие их типизацию, не зависят от возраста, тектонического положения, генетической природы и условий локализации руд. Хотя многие из признаков конвергентны и выражены на разных объектах с различной полнотой, повторяемость их стандартных наборов является следствием направленной эволюции рудно-магматических систем [9]. Рудообразование как вероятностный процесс в свою очередь реализуется при благоприятном суммарном действии многочисленных факторов — структурных, магматических, литологических и др.

Материалом для настоящей статьи послужили многолетние исследования (1960—1983 гг.) южноуральских колчеданных месторождений, связанных с базальт-риолитовой формацией среднего девона, а также опубликованные результаты работ сотрудников ЦНИГРИ (М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай, В. С. Требухин, А. Г. Волчков), Института геологии БашФАН СССР (П. Ф. Сопко, В. А. Прокин, И. Б. Серавкин), Московского государственного университета (Г. Ф. Яковлев, В. С. Шарфман, Т. И. Фролова) и многих других. Главные черты колчеданного рудообразования рассмотрены в многочисленных публикациях [2, 3, 8—11 и др.], отражающих современное состояние этой проблемы. Так, геохимия вулканогенно-осадочного рудообразования, особенности зарождения и эволюции гидротермальных систем и специфика рудоотложения детально проанализированы А. Г. Твалчрелидзе [11].

Изученные месторождения располагаются в различных зонах Южного Урала: Восточно-Уральской (Касарзинское, Султановское) и Восточно-Магнитогорской (Узельгинское, им. XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское и др.). Однако на них обнаруживается полное подобие фациального облика рудовмещающих толщ, типов пород, структурной обстановки локализации руд, в том числе положения уровней оруденения и гидротермально-осадочного способа рудоотложения [1, 3, 14]. Среди наиболее характерных особенностей кол-

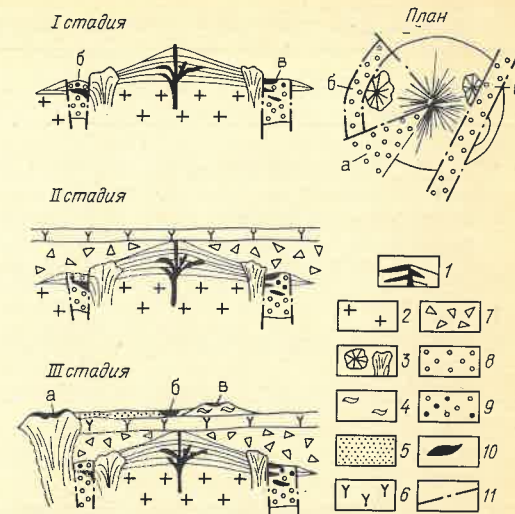


Рис. 1. Эволюция колчеданосных структур среднедевонских месторождений Южного Урала

1 — останцы базальтовых вулканов; 2 — основание вулканической постройки; 3 — кислые экзотрузии; 4 — крупнообломочные итгмбритовидные туфы; 5 — мелкообломочные образования озерно-лагунных ванн; 6 — покровы гематитизированных лав кислого состава; 7 — разнообломочные вулканогенно-осадочные образования с подчиненными прослоями лав и туфов; 8 — вулканогенно-осадочные, преимущественно гравийные осадки рудовмещающих структур долинного типа; 9 — то же, с рудокластами; 10 — колчеданные залежи; 11 — синвулканические разломы; обозначения стадий и структур (а, б, в) соответствуют таблице

чеданных месторождений Южного Урала, связанных со стадийным развитием кислого вулканизма, отметим двухэтажное строение разрезов рудоносной базальт-риолитовой формации, некоторые фации, маркирующие выделенные стадии кислого вулканизма [1], приуроченность руд к регионально проявленным уровням и определенным этапам дифференциации продуктивных формаций.

В развитии вулканогенных структур колчеданных месторождений Южного Урала можно выделить несколько стадий: щитовой базальтовый вулкан; стратовулкан, осложненный кальдерой; вулканические аппараты в кольцевых и радиальных разломах, с которыми связаны преимущественно кислые вулканические образования [И. Б. Серавкин, 1983 г.; 1, 7]. Мы ограничимся только стадиями продуктивного кислого вулканизма и связанными с ним структурами (рис. 1; таблица).

I стадия — начальный кислый вулканизм, обычно координированный со структурой останца базальтового стратовулкана и расчленяющих его

УДК 553.435

Е. А. БЕЛГОРОДСКИЙ (ПГО «Уралгеология»)

Стадии образования колчеданного месторождения

Выдержанность главных типов магматических формаций в геологической истории определяет устойчивость свя-

занных с ними эндогенных месторождений [8]. Тесные связи колчеданных руд с кислыми дифференциатами бо-

Структуры и фации колчеданосного кислого вулканизма

Стадия	Рудовмещающие структуры	Характерные фации	Месторождения
I. Начальный кислый вулканизм	Долины провального типа: а) секторные б) подковообразные в) линейные	Витрокластические туфы дацитов и риодацитов, состоящие из обломков с гиалиновой и фельзитовой структурой массы, вулканогенно-осадочные породы и туффиты с чередующимися трансгрессивными и регрессивными ритмами, туфы риолитов	Александринское Узельгинское Касаргинское
II. Площадной вулканизм, нивелировка рельефа	Не известны	Покровы гематитизированных лав риодацитов, реже базальтовые лавы	Не известны
III. Единичные постройки и депрессии на лавовом плато	а) Депрессии в кровле экструзий б) Жерловые зоны вулканов в) Плоские озерно-лагунные ванны	Спекшиеся игнимбритовидные туфы дацитового состава, грубообломочные вулканокластиты того же состава	Новое Талганское Им. XIX Партсъезда

концентрических и радиальных разломов. Эти связи имеют важное поисковое значение, так как вне пределов вулканических построек колчеданные месторождения неизвестны.

Продукты первых кислых эксплозий представлены литовитрокластическими туфами и экструзивными куполами. Туфы состоят из «ювенильных» осколков гиалиновых дацитов и округлых «резургентных» фрагментов риодацитов с фельзитовой основной массой. Витрокластические туфы дацитов — наиболее характерные образования, отличающие ранние стадии кислого вулканизма. В сочетании с экструзиями они встречаются в различных фациальных обстановках. Описаны переходы туфов к расслоенным такситовым лавам жерловой фации и неравномерно раскристаллизованным субвулканическим интрузиям. Обломки в разной мере дезинтегрированных гранитоидов — обычная примесь в дацитовых туфах, которые рассматриваются как показатели тесной связи пирокластитов с периферическими магматическими очагами. Это единство подчеркивается также характерным вторичным кварцем копьевидной формы (по тридимиту?), присутствующим в вертикальном разрезе от туфов до гра-

нитоидов (2—2,5 км) и неизвестным в чередующихся с дацитами риолитами и базальтах.

Расслоение единой магмы и образование такситовых структур в общем случае происходит при неравномерном распределении летучих компонентов в магматической колонне (А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев, 1961 г.). Благодаря этим неоднородностям и высокой флюидонасыщенности магм деинтеграция расплавов в эксплозивных каналах и на поверхности имела взрывной характер — дальность перемещения дацитовой витрокластической массы в Касаргинском районе превышает 30—35 км. Представляется, что мощные эксплозии «предсказывают» интенсивную сольфатарно-фумарольную деятельность и появление рудоносных гидротерм. В отличие от месторождений, на большинстве рудопроизводящих продуктивных толщ сложены флюидально-обломочными лавами. Тип извержений, определяемый скоростью истечения и давлением флюида, здесь был иным.

С незначительным перерывом за дацитовыми или синхронно с ними следуют эксплозии риолитовых магм. В связи с ними формируются характерные гравелиты из округлых обломков

риодацитов, которые образуются при распаде кислых куполов по трещинам перлитовой отдельности. Эти осадки — один из отличительных признаков рудовмещающих толщ, и за пределами рудоносных депрессий они неизвестны. Обломки плагиигранитов и плагиигранитпорфиров появляются в верхних горизонтах риолитовых толщ, что позволяет связывать этот вулканизм с возникновением новых периферических очагов.

Рудоносные структуры I стадии принадлежат преимущественно депрессионному типу (см. таблицу): подковообразные долины — Узельгинское месторождение, линейные — Касаргинское, секторные — Александринское. Рудные тела локализованы в пачках переслаивающихся дацитовых и риолитовых туфов, во впадинах рельефа, главным образом среди обломочных вулканокластических пород гравийно-псаммитовой размерности. Рудоподводящими каналами служат разломы, которые осложняют базальтовое основание кислых толщ и контролируют корневые зоны экструзий. Месторождения у подножий останцов базальтовых построек часто не сопровождаются четко оформленными депрессиями (Молодежное, Зап. Озерное). По структуре и обстановке образования они сходны с месторождениями на современных геотермальных площадках (вулкан Менделеева, остров Кунашир). Типичная обстановка рудного поля: депрессия или пологий склон кислой постройки, сопряженные с минерализованной рудоподводящей зоной; во всех случаях это палеогидродинамически замкнутая структура ограниченного размера. С вулканизмом этой стадии на Южном Урале связано наибольшее количество колчеданных месторождений.

II стадия кислого вулканизма — нивелировка рельефа и площадное распространение продуктов кислого состава, образования лавового плато, в строении которого наряду с риодацитами принимают участие покровы основных лав. Значение этой стадии в формировании двухэтажных разрезов продуктивных ассоциаций выяснилось в последнее время на примере Гайского (М. Б. Бородаевская и др., 1981 г.) Узалинского (П. И. Пирожок,

1978 г.; А. С. Бобохов, 1983 г.) месторождений.

Соотношения вулкаников, принадлежащих разным этапам, наиболее четко выражены на Учалинском месторождении, где поставленные «на голову» рудовмещающие толщ перекрыты слабо наклоненной к востоку пачкой базальтовых лав. На Узельгинском и Касаргинском месторождениях структурные перестройки между этапами не столь показательны: трапцевидные в поперечном сечении депрессии перекрыты кислыми лавами, формирующими над ними лавовое плато (рис. 2).

С характерными породами II стадии — гематитизированными риодацитами — ассоциирует небольшое количество пирокластитов. Видимо, это были перегретые магмы, равномерно насыщенные летучими компонентами, что и определяет их высокую подвижность и покровную форму залегания. В покровах и плоских экструзиях нередко отсутствуют аномалии халькофильных элементов, т. е. вулканисты образуют на месторождениях не только геоморфологический, но и геохимический экран.

Резкий спад гидротермальной активности, совпадающий с вулканизмом II стадии, находит отражение в зональном строении крупных экструзивных куполов. Их верхняя часть густо насыщена пелитоморфным гематитом, который с глубиной сменяется криптозернистым пиритом, придающим породам черно-зеленую окраску. Эта аутометасоматическая зональность более четко проявляется на стадии гидротермально-метасоматического рудоотложения [5], где имеет частично унаследованный характер.

III стадия кислого вулканизма и руды второго уровня формируются уже на лавовом плато. В его понижениях, в плоских озерно-лагунных ваннах сложной формы в обстановке мелководья накапливаются гравийно-псаммитовые осадки. К таким структурам приурочены рудные тела месторождений им. XIX Партсъезда, Узельгинского и Касаргинского (верхние уровни). Возвышения над плато представляют собой плоские насыпные вулканы (Талганское) или дезинтегрированные купола (Новое). Среди вул-

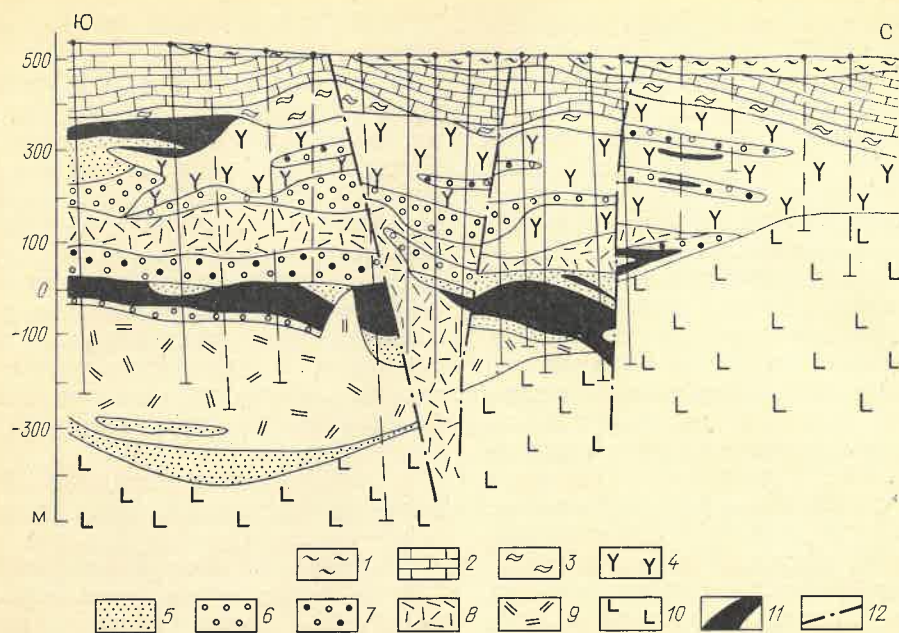


Рис. 2. Продольный разрез Узельгинского месторождения

1 — рыхлые покровные отложения; 2 — известняки, кремнистые сланцы, туфы; 3 — игнимбритовидные туфы III стадии кислого вулканизма; 4 — гематитизированные лавы II стадии кислого вулканизма; 5 — туффиты и туфопесчаники; 6 — туфогравелиты, ту-

фоконгломераты, гравийные туффиты; 7 — то же, рудокластами; 8 — витрокластические туфы дацитов, глыбовые лавы; 9 — кварцевые и кварц-серицитов метасоматиты по кислым эффузивам и туфам; 10 — базальтовые лавы и гиаокластиты; 11 — колчеданые туфы; 12 — разломы

канитов преобладают игнимбритовидные туфы дацитового и андезито-дацитового состава. Туфовый материал хорошо сортирован по составу и крупности; от витротуфов I стадии они отличаются присутствием обломков вторичных кварцитов, кварц-гематитовых пород и руд.

Расположение колчеданных залежей в верхнем структурном этаже контролируется радиальными и кольцевыми разломами, заложеными на I стадии. На месторождениях, содержащих многоэтажные рудные залежи (Узельгинское, Касаргинское), они сопровождаются единой морфологически сложной рудоподводящей зоной, выклинивающейся по восстанию [3]. Месторождения верхнего этажа связаны с пиритизированными штокверками меньшего масштаба. Интересно, что при переработке нижележащих куполов II стадии и выносе из риодацитов «фоновых» количеств меди, цинка и свинца объем перемещенных металлов измеряется сотнями и тысячами тонн, что соответствует запасам среднего или мелкого месторождения.

Представления об уровнях колчеданного рудоотложения основаны на примерах районов с многоэтажным оруденением [1, 2, 3, 14]. Так, в Узельгинском месторождении руды залегают в верхних частях разреза эрвтивных циклов в пачках трансгрессио-наслоенных пород [6], т. е. в слоях, которые отвечают межпароксизмально-наслоенным стадиям вулканизма. Над уровнями рудоотложения нередки переходы к регрессивной наслоенности. Перерывы вулканизма, совпадающие с уровнями, надежно картируются.

Так, в монотонных вулканокластических толщах Султановского месторождения на расстоянии до 300 м прослеживается горизонт пемзокластических песчаников мощностью 8—12 м. В его основании, в карманообразных углублениях, залегают гравелиты, состоящие из грубых галек риодацитов. Эти слои указывают не только на перерыв, но и на первично-горизонтальное положение поверхности рудоотложения. Многообразные формы проявления перерывов могут быть показаны и на других примерах. В общем сле-

чае на уровнях рудоотложения залегают вулканогенно-осадочные породы, которые заполняют неровности кровли рудных тел, захороняют и нивелируют приразломные депрессии (см. рис. 2).

Наиболее крупные события, отвечающие первому южноуральскому уровню рудоотложения, — это окончание массовых базальтовых извержений, переход от дацитовых эксплозий к риолитовым, увеличение степени порфировости магм (смена афировых кислых и основных магм порфировыми). Со вторым уровнем совпадают затухание кислого вулканизма, интенсивный рост рифовых построек, отложение флишеидных толщ.

Сложные многосторонние связи вулканизма и рудоотложения, реконструируемые в пределах рудных полей [2, 3, 5, 14 и др.], характерны и для областей современного вулканизма: с межпароксизмальными стадиями совпадают максимумы гидротермальной активности; чем выше степень эксплозивности, тем более мощный гидротермальный метаморфизм следует за ней. На рудных полях Южного Урала непрерывно-прерывисто действующие гидротермальные системы охватывают толщи вулканитов мощностью 1500—1700 м и более от эйфель-живетских до раннефранских. Время существования этих систем не менее 10—14 млн. лет, однако отложение руд происходит только в перерывах эксплозивной деятельности, когда гидротермально-осадочное рудообразование, во-первых, не подавляется привносом большого количества вулканокластики и, во-вторых, не нарушается движениями, которые приводят к изменению морфологии рудовмещающих структур.

Формационная принадлежность среднедевонских колчеданосных ассоциаций Восточно-Уральской и Восточно-Магнитогорской зон дискуссионна. Так, продуктивная формация Касаргинского месторождения относится автором к контрастному типу, а О. В. Минниной — к непрерывному [3]. В. А. Прокин [5] полагает, что продуктивный разрез восточной части Магнитогорского района принадлежит базальт-риолитовой формации, а П. Ф. Сопко и др. [10], М. Б. Бородаевская и др. [2, 14] разделяют его на две рудоносные формации — конт-

растную и непрерывную. Поскольку все исследователи указывают на непрерывность разрезов этих районов, рассмотрим положение уровней рудоотложения в рядах дифференциатов среднедевонских магм.

Ранее на примере Восточно-Уральской зоны мы показали (Е. А. Белгородский, 1981 г.), что среднедевонские базальты эволюционируют по феннеровскому тренду, т. е. с накоплением железа и кремнекислоты. Аналогичные данные получены А. Д. Штейнбергом [13], Т. И. Фроловой, И. А. Буриковой [12] и другими исследователями по Восточно-Магнитогорской зоне. Основные эффузивы дают непрерывный ряд дифференциатов от низкощелочного толеитового базальта к лейкобазальту, спилиту и кератоспилиту (исландиту). Вторая группа пород — риолиты и риодациты — продолжает этот тренд. Их характеризует повышенное против средних типов содержание железа, а на поздних стадиях — проявление «пантеллеритовой» тенденции, т. е. широкое развитие кварцевых кератофиринов, в которых суммарное содержание щелочей в форме Na_2O^- достигает 7—8 %.

Дациты — реперные породы I стадии кислого вулканизма — выпадают из феннеровского ряда. Они отличаются пониженной глиноземистостью и щелочностью и высоким содержанием магния, превышающим его содержания в исландитах (4—6 % в дацитах, 3,5—4 % в исландитах). Сочетание исландитов и дацитов придает продуктивным контрастным сериям облик непрерывных. По данным Ю. Н. Юшкова, дациты содержат (г/т): никеля 31,7, кобальта 30,6, хрома 26,7, ванадия 159; близкие содержания этих элементов установлены в базальтах. Аномальность состава дацитов объясняется, если допустить, что они являются выплавками из водосодержащих мантийных перидотитов. Как установлено Б. Майсеном и А. Бетчером [4], при плавлении водосодержащего перидотита образуются породы, богатые SiO_2 и MgO . Некоторые из полученных в ходе опытов расплавов по химическому составу идентичны описываемым дацитам. Если наше предположение корректно, то дациты (наряду с тяжелым изотопом серы, преоблада-

ющим в пирите колчеданных месторождений) являются признаком мантйных процессов, с которыми связываются вулканизм и рудообразование. Как указывалось выше, с дацитами пространственно совмещены залежи многих южноуральских месторождений (Узельгинское, Чебачье, Касаргинское, Султановское и др.).

Последовательность образования пород на верхнем уровне рудоотложения имеет антидромную направленность: риолит — риодацит — андезито-дацит — колчеданные руды — андезит — базальт. В отличие от первого уровня здесь возрастает роль субщелочных пород, и в разрезах присутствуют кератофиры и кварцевые кератофиры с повышенным (до 3,5 %) содержанием калия (В. С. Шарфман, Е. А. Белгородский и др., 1981 г.); в рудах заметно больше свинца, цинка и бария, меньше никеля и кобальта. В околорудных метасоматитах появляются бескварцевые серицитолиты (Султановское месторождение и др.), в единичных случаях описаны метасоматиты с адуляром.

Приведенные данные показывают, что по мере развития вулканизма и связанной с ним гидротермальной деятельности в рудный и магматический процесс все больше вовлекается коровый материал. Генезис антидромного ряда вулканических пород II (частично) и III стадий кислого вулканизма нельзя объяснить только дифференциацией родоначальных магм. По-видимому, значительную роль играли процессы селективного плавления коры, периферические магматические очаги, прорывы «первичных» базальтовых магм и продукты их смешения с коровыми.

Разделение гомодромного и антидромного рядов на Южном Урале совпадает с кислым вулканизмом II стадии и образованием лавового плато. Эта стадия выравнивания и тектонической стабилизации, очевидно, связана с осушением очагов, сформировавших вулканы I стадии, и предшествует зарождению новых в тех рудных районах, где проявился вулканизм III стадии. На многих продуктивных площадях кислый вулканизм завершается на II стадии; рудоносность верхнего этажа тем выше, чем

более мощные пирокластические толщи сформированы эксплозивными процессами.

В заключение отметим, что стадийность развития вулканизма и синвулканических рудоносных структур, особенности локализации руд на конкретных уровнях (межпароксизмальных стадиях) и на определенных этапах дифференциации продуктивных формаций характерны, по-видимому, для месторождений других регионов. Так, устанавливается связь месторождений Западно-Магнитогорской и Медногорской зон с крупными вулкано-генно-рудными центрами [Г. Ф. Яковлев и др., 1968 г.; А. И. Кривцов, 1979 г.; 6, 8, 11]; двухэтажное строение рудоносных толщ на Учалинском и Гайском месторождениях (П. И. Парожок, 1978 г.; А. С. Бобохов, 1983 г.; М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, Ю. С. Никешин, 1981 г.); чередование пород, тождественное описанному, Баймак-Бурибаевской зоне, где колчеданные руды локализованы в вулканических базальт-андезит-дацитовых формациях силура — раннего девона [А. И. Кривцов, 1979; 8, 11]. Некоторые черты сходства с южноуральскими обнаруживают палеозойские месторождения Казахстана, а также Ирландии округа Уэст-Шаста в Калифорнии и других регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белгородский Е. А. Среднедевонский кислый вулканизм Южного Урала и колчеданное рудообразование. — Докл. АН СССР, 1982, т. 260, № 1, с. 151—152.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы формационного анализа колчеданноносных провинций. М., Недра, 1977.
- Колчеданные месторождения мира. Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1979.
- Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979.
- Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Недра, 1977.
- Рудницкий В. Ф., Алексеев В. П. Цикличность вулкано-генных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал). — Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1982, т. 5, вып. 2, с. 138.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М. Методика и результаты палеовулканологического картирования Бурибай-Маканского рудного района Южного Урала. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск, Наука, 1979, с. 44—56.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 586—645.
- Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология руд. м-ний, 1982, № 4, с. 3—20.
- Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии/П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. Б. Серавкин и др. М., Наука, 1975.
- Твалчрелидзе А. Г. Колчеданосные гидротермальные системы базальт-риолитовых формаций геосинклиналей. — Сов. геология, 1981, № 6, с. 49—60.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М., Изд-во МГУ, 1977.
- Штейнберг А. Д. Среднедевонские магматические формации Александринского района на Южном Урале. — Труды II Уральск. петрограф. совещ., Т. III. Свердловск, 1969, с. 211—218.
- Эволюция вулкано-тектонических структур и связанного с ними колчеданного оруденения в Верхнеуральском рудном районе (Южный Урал)/М. Б. Бородаевская, Е. П. Ширай, Н. А. Пирижняк и др. — Геология руд. м-ний, 1981, № 2, с. 72—85.

УДК [528.92 : 550.82] : 553.3/4

В. М. ГРИГОРЬЕВ (МГРИ), Г. А. КОЦ (ВИМС),
Е. И. МАЛЮТИН (Минчермет СССР), С. Ф. ЧЕРНОПЯТОВ (Механобр)

Геолого-технологическое картирование месторождений твердых полезных ископаемых

До недавнего времени вопросу изменчивости технологических свойств руд при разведке месторождений и проектировании строительства горнодобывающих предприятий не уделялось должного внимания. Технологические пробы отбирались по минеральным разновидностям с учетом средних содержаний компонентов, что не позволяло достоверно оценить изменчивость руд по простиранию и падению рудных тел. При проектировании не принималось во внимание изменение соотношений технологических сортов руд по разным участкам и по рудным телам месторождения, а также по периодам разработки.

На большинстве предприятий черной и цветной металлургии указанные недостатки обусловили существенные расхождения между проектными и фактическими показателями. Это серьезно затрудняет планирование и снижает экономическую эффективность работы самого предприятия.

Специалисты научно-исследовательских и производственных организаций Министерства геологии СССР, горнодобывающих предприятий Министерства черной металлургии СССР, Министерства цветной металлургии СССР и других ведомств приложили большие усилия для повышения степени изученности технологических свойств руд с учетом их изменчивости. Были разработаны и внедрены методики геолого-технологического картирования и эксплуатации месторождений твердых полезных ископаемых [1, 3, 4, 5].

Под геолого-технологическим картированием подразумевается комплекс исследований по определению пространственной изменчивости вещественного состава, текстурно-структурных особенностей физико-механических и технологических свойств руд, осуществляемый на значительном количестве проб малой массы (килограммы — десятки килограммов). Его результаты увязываются с данными геологической документации разведочных выработок и петрохимического состава групповых разведочных проб. Отбор и анализы проб по всем ин-

тервалам рудных тел, пройденных разведочными выработками, обеспечивают возможность всестороннего изучения качества руд, в частности их комплексности, подсчета запасов попутных компонентов, оценку эффективности применения различных методов и схем обогащения руд. Основная цель геолого-технологического картирования — геометризация на разведываемых и вырабатываемых месторождениях технологических типов и сортов руд с определением основных параметров их качества и показателей обогащения (технологической переработки) по всему месторождению, по каждому отдельному участку, блоку, горизонту и рудному телу. Это в комплексе с отбором и испытаниями единичных представительных большеобъемных лабораторных и полупромышленных проб можно рассматривать как современную методику технологической оценки руд.

Методика геолого-технологического картирования базируется на следующих принципиальных положениях, апробированных на большом числе месторождений.

1. Изменчивость минерального состава, текстурно-структурных особенностей и физико-механических свойств существенно влияет на технологические показатели руд и поэтому должна исследоваться так же детально, как изменчивость содержаний основных полезных компонентов.

2. Степень технологической изученности месторождений находится в прямой зависимости от степени их разведанности. Она определяется детальностью исследований вещественного состава и технологических свойств руд по пробам и достоверностью интерполяции полученных результатов.

3. На большом количестве проб малой массы в среднем можно получить технологические показатели, практически аналогичные показателям (либо моделирующие их), определенным на пробах большой массы, что способствует более полному изучению изменчивости технологических свойств руд.

4. Результаты обогащения зависят от качества руд. Это позволяет использовать расчетные способы для определения качества (в основном для руд со значением коэффициента корреляции, средним между технологическими показателями и параметрами вещественного состава, — более 0,7) при достаточном количестве прямых контрольных прямых определений показателей обогащения.

Все разновидности методик геолого-технологического картирования — малообъемное технологическое опробование и картирование [3, 4], минералого-технологическое [5] и геолого-технологическое картирование, — применяемые в настоящее время, разработаны с учетом рассмотренных выше принципиальных положений, хотя и различаются способами решения частных вопросов. Данные геолого-технологического картирования существенно повышают полноту и достоверность технологической оценки запасов минерального сырья, позволяют более полно и комплексно использовать, рационально шихтовать руды. Они учитываются при отборе представительных технологических проб, составлении ТЭО кондиций, подсчете запасов, проектировании строительства ГОКов, планировании добычи и управления качеством руды, поступающей на переработку.

Разработка и внедрение в практику предложенной методики представляется крупным достижением в области повышения эффективности геологоразведочных работ и добычи полезных ископаемых, поскольку обеспечивает достоверность геолого-технологической оценки запасов минерального сырья с учетом современных требований к обогащению, полноте и комплексности использования руд. Ее эффективность в значительной степени определяется: снижением затрат на технологическую оценку руд в процессе геологоразведочных работ; повышением информативности данных о запасах, качестве и технологических свойствах руд; возможностью использования комплексных систем управления производством на горнообогатительных предприятиях, что особенно важно при отсутствии на большинстве ГОКов усредненных складов руд.

На разведываемых Министерством геологии СССР месторождениях годовой экономический эффект, равный 10 млн. р., достигнут за счет сокращения количества крупнотоннажных технологических проб, улучшения качества и полноты использования запасов. Значительный экономический эффект получают отраслевые министерства. Он составил, по данным 17 ГОКов Минцветмета СССР, 3,8 млн. р. в год, преимущественно за счет обоснования целесообразности раздельной добычи руд, перевода части забалансовых руд в балансовые, повышения показателей обогащения, сокращения расходов на технологическую оценку. По материалам Минчермета СССР, геолого-технологическое картирование на 11 ГОКах дает экономический эффект 4,3 млн. р. в год. При еще более широком его проведении на всех действующих предприятиях Минцветмета СССР и Минчермета СССР годовой народнохозяйственный эффект может составить 80—100 млн. р.

Геолого-технологическое картирование быстро внедряется на месторождениях, разведываемых

организациями и ведомствами министерств геологии РСФСР, УССР, КазССР, также управлениями геологии Таджикской, Киргизской ССР, и на месторождениях, эксплуатируемых министерствами черной и цветной металлургии. В период с 1967 по 1983 год оно проведено на 155 месторождениях железа, марганца, алюминия, меди, никеля, олова, вольфрама, свинца и цинка, молибдена, сурьмы, редких металлов, апатита, фосфорита, целестина, асбеста, магнетита. Установка нового горно-обогатительного оборудования его лучшее использование за счет повышения степени усреднения руд на основе геолого-технологического картирования позволили увеличить содержание железа в концентратах с 51,8 до 62,2 %, несмотря на его снижение с 37,3 до 35,14 % в добытой руде за период 1970—1980 гг.

Показана возможность изыскания путей наиболее эффективной переработки забалансовых руд в контурах разведанных запасов. Вследствие этого на ряде объектов удалось снизить бортовое содержание металла, выделить высокосернистые и высокофосфористые железные руды, исследовать распределение попутных компонентов в продуктах обогащения в объеме всех залежей изученных месторождений.

Опережающее технологическое опробование проводится на 17 ГОКах Минцветмета СССР и на большинстве ГОКов Минчермета СССР. По данным этих геологических служб создаются карты обогатимости руд, на которых описываются их технологические сорта, а затем составляются годовые и месячные планы проведения горных работ и мероприятий по укреплению руд перед подачей их на обогатительные фабрики.

В новой инструкции ГКЗ СССР [2] сказано, что «...минералого-технологическими и малообъемными технологическими пробами, отобранными по определенной сети, должны быть охарактеризованы все природные разновидности руд, выявленные на месторождении. По результатам их испытаний проводится геолого-технологическая типизация руд месторождения с выделением промышленных (технологических) типов и сортов руд, изучается пространственная изменчивость вещественного состава, физико-механических и технологических свойств руд в пределах выделенных промышленных (технологических) типов. Для руд, требующих обогащения, следует проводить геолого-технологическое картирование с составлением геолого-технологических карт, планов и разрезов (с. 22).

В результате многолетних работ большого коллектива ученых и производственников Министерства геологии СССР, Минцветмета СССР, Минчермета СССР и других министерств и ведомств разработан и успешно внедрен новый вид геологоразведочных работ — геолого-технологическое картирование при разведке и эксплуатации месторождений твердых полезных ископаемых, позволяющий существенно повысить достоверность технологической оценки запасов минерального сырья, полноту и комплексность его использования. Необходимо дальнейшее развитие и внедрение указанного метода на разведываемых и эксплуатируемых месторождениях твердых полезных ископаемых всех заинтересованных ведомств (Министерства геологии

СССР, Министерства цветной металлургии СССР, Министерства черной металлургии СССР, Министерства угольной промышленности СССР, Министерства химической промышленности СССР, Министерства строительства материалов СССР). Для этого целесообразна организация на предприятиях, занимающихся геологической разведкой, специализированных чек (партий, групп, лабораторий), которые должны быть обеспечены кадрами, помещением и аппаратурой для исследований. К работам следует привлечь наиболее современные методики и приборы для изучения вещественного состава, физических свойств и обогатимости малых технологических проб, а также электронно-вычислительную технику для обработки полученной информации.

Важная задача на данном этапе — разработка инструкции по геолого-технологическому картированию отдельных видов минерального сырья, проведение семинаров и обмен опытом между специалистами, работающими в данной области.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.72.022.4 (470)

К. Э. ЯКОБСОН (ВСЕГЕИ)

Вент стратотипического региона

В Восточно-Европейском регионе вент расчленяется на два разновозрастных комплекса, отличающиеся друг от друга по литологическому составу, тектонической структуре и палеонтологической характеристике.

Нижний комплекс вента представлен набором разнообразных пород — конгломератов, в том числе конгломератов с гравием, гравийно-песчаных, гравийно-глинистых, гравийно-песчано-глинистых, гравийно-песчано-глинистых с тонкими прослоями сланцев, доломитов, эффузивов и их смесей. Пестрота состава, резкая смена породных типов пород другими по разрезу и по латерали позволяют выделить вент от более древних и более молодых стратотипических регионов. Приурочен комплекс к изолированным областям седиментации на Урале и Русской платформе — в Пачелмском, Оршанском и Вольском прогибах, в обрамлении вентских области седиментации, как правило, наследуют структуры рифей. На Урале нижний комплекс вента образует цепь областей седиментации, вытянутую вдоль всего западного скло-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изучение вещественного состава и обогатимости железных руд. Отв. ред. В. М. Григорьев. М., Недра, 1976.
2. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям железных руд. М., изд. ГКЗ СССР, 1983.
3. Коц Г. А., Чернопятав С. Ф., Шманенков И. В. Технологическое опробование и картирование месторождений. М., Недра, 1980.
4. Малообъемное технологическое опробование и картирование рудных месторождений при разведке. Инструкция № 1. Отв. ред. Н. П. Лавров. М., ВИМС, 1979.
5. Технологическое опробование месторождений цветных металлов в процессе разведки (временное методическое руководство). М., изд. Минцветмета, 1983.

на. Типовым подразделением этого комплекса может служить серебрянская серия Среднего Урала мощностью 2170—3760 м, сложенная песчано-глинистыми породами, тиллитами, основными, иногда щелочными эффузивами [8]. Отмечены прослои доломитов с повышенным содержанием марганца и эффузивные карбонатиты [3]. Среди осадочных пород развиты флишеподобные разности.

В других районах Урала [8] нижний комплекс представлен теми же породами, что и серебрянская серия, хотя их набор не всегда полон. Это хойдышорская свита Полярного Урала, в состав которой входят сланцы, песчаники, вулканиты и конгломераты; лаптопайская свита Приполярного Урала — песчаники, в том числе туфогенные, алевриты, конгломераты, трахибазальтовые порфиры; чурочная серия Полюдова кряжа — песчаники, алевритово-глинистые породы и тиллиты; кургашинская и аршинская свиты Южного Урала — алевритоглинистые породы, песчаники, кон-

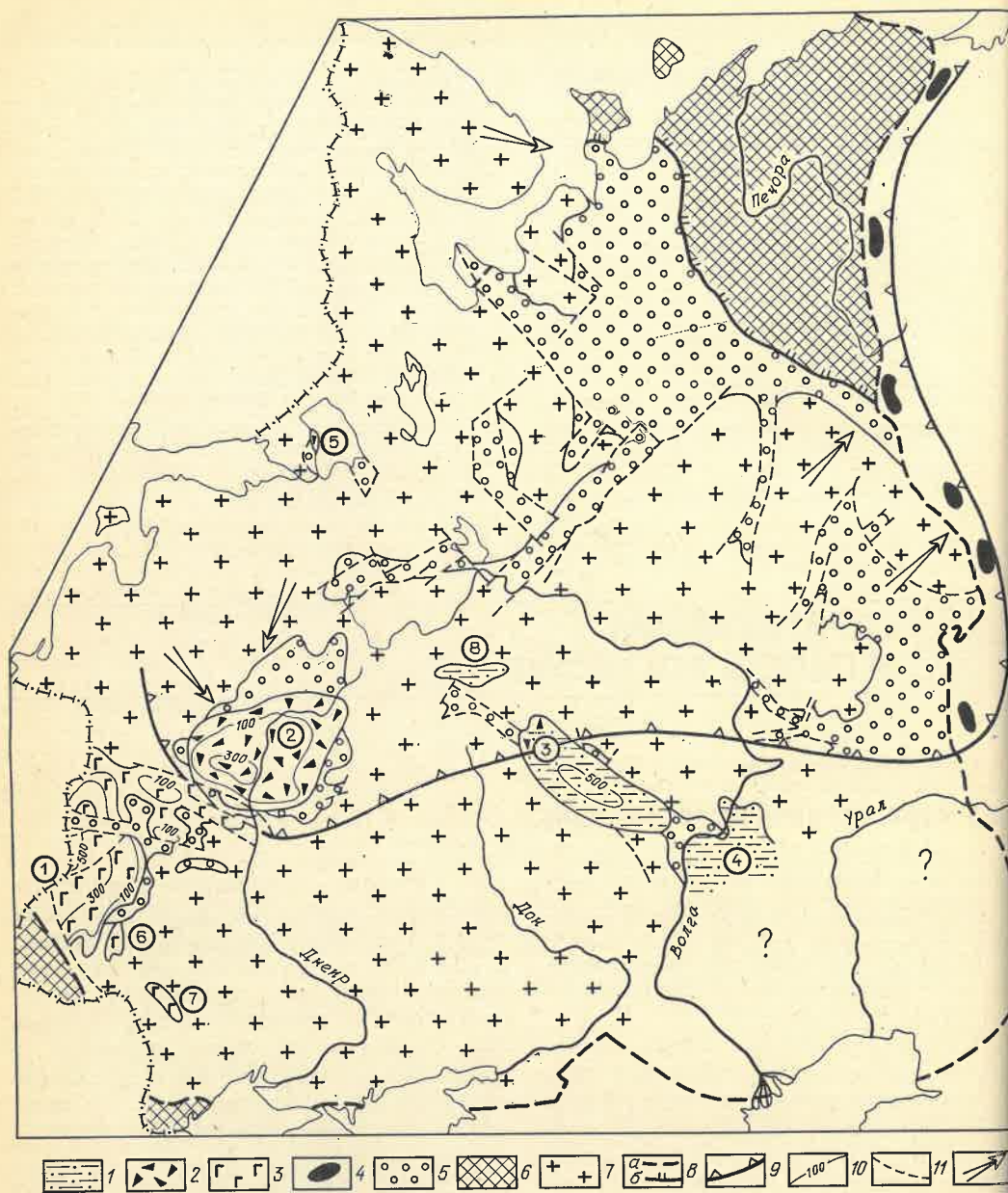


Рис. 1. Схема распространения нижнего комплекса венда Восточно-Европейского региона (СССР).
Нижний венд: 1 — песчано-глинистые породы, 2 — тиллиты, 3 — эффузивы; 4 — области развития нижнего комплекса венда на Урале; 5 — породы чехла, 6 — фундамент; 7 — дорифейский фундамент; 8 — граница Русской платформы (α — современная,

гломераты, тиллоиды, доломиты. Появились данные о ранневендском возрасте и айской свиты Южного Урала [16].

Айская свита мощностью до 2 км сложена в нижней части полимиктовыми конгломератами, чередующимися с трахибазальтами, а в верхней —

песчано-сланцевыми породами, нередко образующими флишеподобное чередование, содержащими прослои доломитов с повышенной концентрацией марганца и пачки редкогалечных конгломератов, которые автор [15] трактует как тиллиты. Большинство исследователей относит айскую свиту к

нованию нижнего рифея, однако высказывалось предположение и об ее более молодом возрасте [13]. За последнее время в полимиктовых конгломератах свиты установлены гальки осадочных пород уральского рифея, что указывает на ее пострифейский возраст, а литологическое сходство с нижневендской серебрянской серией (тиллиты, щелочные базальтоиды, флишеподобные песчано-глинистые породы, марганценовые доломиты) позволяет сопоставить эти два подразделения между собой [16]. Важно отметить, что вообще все докембрийские щелочные базальтоиды Урала приурочены к нижнему комплексу венда. Айская свита в этом смысле не исключение [3].

В Пачелмском прогибе к нижнему венду мы относим весь комплекс отложений суммарной мощностью 1 км, залегающих с разрывом на красноватых песчаниках рифея и на фундаменте, т. е. карбонатно-терригенную пересыпкинскую и песчано-глинистую пачелмскую серии [7]. В последнюю включаются и парцинские тиллиты, образующие, по наблюдению автора, подчиненные пачки в верхней части пачелмской серии.

В Оршанском прогибе к нижнему комплексу венда принадлежит чаротская серия в составе лапичской, блонской и глусской свит [9, 12]. Лапичская свита (80 м) представлена песчаниками, чередующимися с доломитами и доломитовыми брекчиями. Доломиты имеют структуру, иногда напоминающую структуру туфов и пеплов, содержат (до целых процентов) железо, марганец, фосфор и необычный для докембрия этих районов набор аксессуарных минералов — пироп, хромшпинелид, хромдиопсид, моноклинный и ромбический пироксен, оливин, муассанит, флогопит, барит, целестин. Предполагается, что некоторые разновидности лапичских доломитов являются карбонатитовыми пеплами. Блонская свита (200 м), сложенная красноватыми и пестрыми песчаниками с прослоями голубых глин, также включает прослои доломитов типа лапичских, что позволяет объединить ее с лапичской свитой, и прослои тиллитов, характерные для перекрывающей глусской свиты. Глус-

ская свита (до 305 м) образована редкогалечными конгломератами (тиллитами) и сопутствующими им песчано-глинистыми породами. Строение ее разрезов крайне непостоянное: иногда они полностью состоят из тиллитов, чаще же последние чередуются с песчано-глинистыми породами. Маломощные аналоги чаротской серии обнаружены на ограниченной площади в Ладужском прогибе.

На Балтийском щите и на его геосинклинальном обрамлении нижний комплекс венда обнажен в Норвежской Лапландии, ряде районов Финляндии и Швеции. Здесь ледниковые отложения докембрия в Европе установлены впервые. В Норвежской Лапландии к нижнему комплексу относятся: тиллит Смальфьорд (50 м); свита Ниборг (400 м) — аргиллиты, доломиты, песчаники; верхний тиллит (6 м).

В других районах Русской платформы комплекс менее полон, поскольку из его разреза выпадают те или иные подразделения [12]. В Волынском прогибе и находящихся к югу от него небольших грабенах нижнему комплексу соответствует волынская серия, состоящая из базальной песчано-гравийной горбашевской, берестовецкой (477 м) свит, базальтов и их туфов [2]. Изредка среди базальтов встречаются прослои тиллитоподобных пород [14]. В брестской части прогиба между базальтами вскрыты вулканы кислого и среднего состава [9]. В осадочных породах нижнего комплекса выделен однообразный набор акритарх.

Основными событиями в раннем венде Восточно-Европейского региона были покровное оледенение [14] и вулканизм. Покровный континентальный ледник, охвативший всю северную часть Восточной Европы, на юге ограничивался Оршанским прогибом, выполненным отложениями конечной морены, и Пачелмским, представлявшим собой приледниковый бассейн, а на востоке — меридионально вытянутым бассейном западного склона Урала, где также развиты тиллиты (отложения конечной морены) и флишеподобные образования приледниковых бассейнов. Балтийский щит служил относительно возвышенной областью аккумуляции.

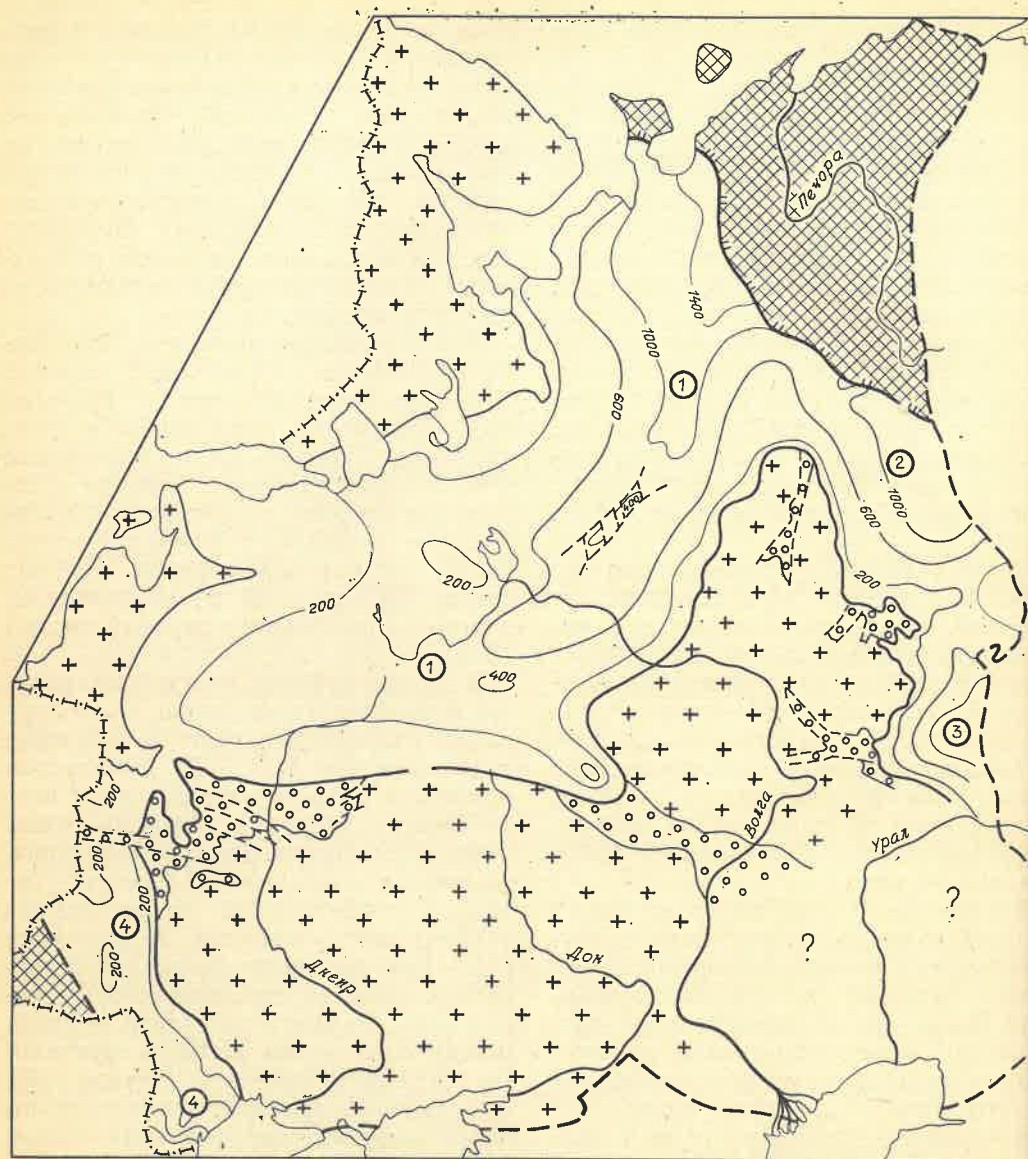


Рис. 2. Схема распространения верхнего комплекса венда

Структуры (цифры в кружках): 1 — Московская синеклиза, 2 — Верхнекамский прогиб, 3 — Шкарповский прогиб, 4 — западный склон Украинского щита; остальные усл. обозн. см. рис. 1

муляции льда, откуда ледник спускался на юго-восток и север. Перигляциальные области характеризовались проявлениями вулканизма, самого обильного за весь платформенный период развития региона, т. е. от начала рифея и до настоящего времени.

Верхний комплекс соответствует венду в его первоначальном понимании, или валдайской серии, которую следует считать типовым подразделением этого комплекса. В отличие от нижнего комплекса верхний широко

распространен, слагая платформенный чехол (рис. 2), имеет выдержанное строение на обширных площадях, легко поддается стратификации и может быть подразделен на три горизонта — ярцевский, редкинский и котлинский. Редкинский и котлинский горизонты утверждены Кишиневским стратиграфическим совещанием [7], ярцевский выделен впервые.

Ярцевский горизонт, или ярцевская свита [5], распространен в южной и западной частях Московской синеклизы

на западном склоне Украинского щита и на востоке Русской платформы. В южной и западной частях Московской синеклизы горизонт представлен двумя небольшими осадочными циклами мощностью до 95 м. Нижний цикл сложен бурыми песчаниками и алевролитами, содержащими примесь туфогенного материала, а верхний — «плетеневская свита» [11] — чередующимися слюдистыми алевроито-аргиллитовыми породами, серыми и пестрыми, со складками подводного оползания и доломитовым цементом. На востоке платформы к этому горизонту относится кыквинская свита песчано-алевритовых пород с примесью гравийно-галечного материала [11], на западном склоне Украинского щита — чарторыйская свита Волыни и могилевско-лядовская часть разреза венда Подолии [2]. Чарторыйская свита (60—72 м) представляет собой свдвоенный цикл — внизу пачка коричневых песчаников с примесью туфогенного материала, с полимиктовым гравелистом в основании, а сверху — темно-серые волнисто-слоистые слюдистые аргиллиты, алевролиты и песчаники.

Такой же свдвоенный цикл отмечается в разрезе ярцевского горизонта Подолии. В состав нижнего подцикла здесь входят ольчедаевские и ломозовские слои, а верхнего — ямпольские и лядовские. Основания подциклов сложены аркозовыми песчаниками, а верхние их части — тонкослоистыми слюдистыми алевроитово-глинистыми породами, серыми и пестроцветными, со складками оползания.

В работах по органическому остаткам верхнего комплекса венда описан так называемый волынский набор акритарх, который сходен с более молодым редкинским. На самом деле этот набор отношения к волынской серии не имеет, и его правильнее называть ярцевским.

Редкинский горизонт залегает трансгрессивно, но без существенного разрыва на ярцевском горизонте, рифее и котлинском горизонте кристаллическом фундаменте. Основная область его распространения — Московская синеклиза — полностью заполнена отложениями этого горизонта, за исключением крайней северо-западной части. Редкинский горизонт известен, кроме того, на запад-

ном склоне Украинского щита, на западном склоне Урала и в прилегающих к нему прогибах востока Русской платформы.

Представлен он пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами (аргиллитами), но, в отличие от ярцевского горизонта, в редкинском отсутствует перемытый вулканический материал основного состава. Горизонт уникален по постоянству строения на площади. На всей территории его распространения, исключая некоторые краевые зоны, в разрезах выделяется маркирующая толща, к которой приурочены характерные слои (от одного до трех) коричневых аргиллитов с прослоями пепловых туффигов, иногда с пачкой песчаников, содержащих рассеянную гальку в основании. В центральных районах Московской синеклизы аргиллиты преобладают в составе нижней толщи горизонта. Над ней располагается вторая маркирующая толща аргиллитов, обогащенных органическим веществом — «вендский доманик». Несколько более сложное строение имеют разрезы краевых частей бассейна седиментации, где отчетливо проявлено циклическое строение горизонта.

В отложениях редкинського горизонта установлены набор акритарх, сходный с акритархами ярцевского горизонта, а также богатая биота бесскелетных организмов, обнаруженная в Подолии, на севере Русской платформы, Урале и в ряде других районов.

Котлинский горизонт в некоторых районах на западе Русской платформы распространен шире редкинського. Котлинская структура в общем наследует редкинскую. В типовых разрезах северо-запада Русской платформы котлинский горизонт соответствует котлинской свите пестро- или сероцветных песчано-алевритово-глинистых пород с горизонтальной или волнистой слоистостью, сильно слюдистых, с пленками органического вещества на поверхности наслоения. Мощность горизонта около 100 м. Песчаники, известные под названием гдовских, преобладают в низах свиты: она отвечает трансгрессивному циклу. В центральных районах Московской синеклизы доминируют алевроито-глинистые породы, мощность которых возрастает

до 430 м. Отложения котлинского горизонта выделяются здесь в поваровскую, или любимскую, свиту.

На севере Московской синеклизы в разрезе горизонта выше любимской залегает так называемая решминская свита мощностью до 260 м, представленная красноцветными, обычно косослоистыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Это регрессивная часть цикла. На границе между любимской и решминской свитами часто отмечаются конгломераты. На западном склоне Урала в составе горизонта участвуют молассоподобные конгломераты — продукты размыва, морфологически выраженного в указанное время развития Урала.

На западном склоне Украинского щита с котлинским горизонтом сопоставляется каниловская свита, в которой преобладают красно- и пестроцветные песчано-алевритовые породы. В отложениях горизонта установлены остатки древних водных растений. Выделяется также специфический «котлинский» набор акритарх.

В позднем венде Восточно-Европейского региона, как свидетельствует приведенный материал, основным событием была первая за всю его историю обширная трансгрессия эпиконтинентального морского бассейна. Еще в 50-е годы установлено, что в венде произошла крупная перестройка структурного плана региона. Из устойчивого в течение всего рифея щита, осложненного грабенами и авлакогенами, он превратился в плиту, обнаруживающую тенденцию к погружению.

При сравнении рис. 1 и 2 видно, что области распространения ранневендского оледенения и поздневендского морского бассейна в общих чертах совпадали. Воды бассейна заполнили послеледниковую изостатическую депрессию, и здесь началось накопление древнейших осадков чехла Русской платформы. Сложенный этими осадками чехол залегает трансгрессивно со структурным несогласием, иначе говоря, со следами структурной перестройки на всех более древних образованиях, включая и нижний комплекс, накопление которого происходило в областях, унаследовавших от рифея тенденцию к погружению. Так может быть представлена модель структур-

ной перестройки Восточно-Европейского региона в вендское время.

В отличие от четвертичного оледенения, после которого поверхность сустрата быстро вернулась к исходному состоянию, поздневендский бассейн просуществовал несколько десятков миллионов лет. Можно допустить, что в процессе длительного ранневендского оледенения погруженная часть литосферы испытала большие изменения — утяжеление за счет удаления летучих, «поглощение» астеносферой. т. е. переход в расплавленное состояние. Эти процессы, описанные в ряде работ [1, 6], препятствовали восстановлению уровня поверхности сустрата.

Примеры формирования платформенных чехлов в результате послеледниковой трансгрессии рассматривались в геологической литературе неоднократно. Один из них — чехол Сахалы, возникший после ордовикского оледенения [4]. Кратковременное четвертичное оледенение представляет в этом отношении исключение, поскольку за тысячи лет его существования не могло произойти значительных изменений вещества литосферы.

На основе предлагаемой модели вендской структурной перестройки можно объяснить некоторые особенности строения вышеописанных двуполосных комплексов. Вполне вероятно, что приуроченность вулканитов раннего венда к перигляциальным областям случайна, что она обусловлена проявлением разломной тектоники в докряж ледника в результате давления последнего на субстрат. Возможно также, что залегание пелитовых пород редкинского горизонта Московской синеклизы, включающих прослойки неокисленного органического вещества, в низах верхнего комплекса венда связано с формированием этой части разреза в глубоком послеледниковом бассейне. В указанных породах содержатся отпечатки плавающих бесскелетных организмов, для которых глубина бассейна роли не играет, нет лентовидных водорослей, приуроченных к зоне фотосинтеза. По мере выполнения осадками бассейна мелководные осадки становились алевропсаммитовыми, волнистослоистыми, в них появились лентовидные водоросли,

среда стала более подвижной, вследствие чего уменьшилась вероятность захоронения бесскелетных организмов. Поэтому в котлинском горизонте их не обнаруживают.

Исходя из предлагаемой модели, можно также считать сомнительным присутствие в Московском грабене (см. рис. 1) отложений нижнего венда, как полагают некоторые исследователи. В раннем венде эту территорию занимал ледник и накопления песчано-глинистых осадков здесь происходить не могло.

Два комплекса, соответствующие интервалу времени, который мы называем вендом, устанавливаются и в других областях развития докембрия. Нижний комплекс трассируется по следам холодного климата, верхний — по остаткам беспозвоночных и водорослей [10]. Возможность выделения этих комплексов в различных регионах позволяет рассматривать их как подразделения единой шкалы докембрия.

Название «венд» в настоящее время относят к интервалу, включающему оба комплекса, однако его целесообразнее оставить только за верхним подразделением. Именно в таком объеме венд был выделен в начале 50-х годов Б. С. Соколовым. Нижнее подразделение может быть названо «варангером» по Варангерфьорду в Норвегии — классической области развития ледниковых толщ верхнего докембрия [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 41—57.

УДК 551.734/735.033 : 552.5

В. О. СОЛОВЬЕВ (Харьковский гос. ун-т)

Верхний палеозой и возможность выделения планетарных литологических комплексов

В практике региональных геологических исследований прочно утвердилось выделение верхнепалеозойского литологического комплекса и соответствующего позднепалеозойского этапа. Единых представлений о его возраст-

2. Великанов В. А., Асеева Е. А., Федонкин М. А. Венд Украины. Киев, Наукова думка, 1983.
3. Доордовикская история Урала. Отв. ред. С. Н. Иванов. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1980.
4. Зимы нашей планеты. Земля подо льдом. Под ред. Б. Джона. М., Мир, 1982.
5. Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, с. 55—66.
6. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969.
7. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Отв. редакторы Б. М. Келлер, П. Л. Шульга. Киев, изд. Ин-та геол. наук АН УССР, 1978.
8. Объяснительная записка к Унифицированным корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Отв. редакторы М. Г. Брейгель, Г. Н. Папулов, А. Н. Ходалевиц. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1980.
9. Рифей и венд Белоруссии. Под ред. А. С. Махнач. Минск, Наука и техника, 1976.
10. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. М., Недра, 1973.
11. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов, 1970, № 6, с. 3—13.
12. Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Отв. редакторы Б. М. Келлер, А. Ю. Розанов. М., Наука, 1979.
13. Чайка В. М. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала? — Сов. геология, 1965, № 3, с. 115—118.
14. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 308).
15. Якобсон К. Э., Казак А. П. О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значении для стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 91—97.
16. Якобсон К. Э., Казак А. П., Кукушкин А. И. О возрасте айской свиты Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 1, с. 190—192.

ных границах нет. Поэтому в каждом отдельном случае геолог должен оговаривать свое понимание объема данного подразделения. Все это порождает неопределенность термина «верхний палеозой», ограничивает его ис-

пользование, приводит к обособлению разновременных этапов или отложений под одним и тем же названием. Выходом из создавшегося положения может служить принятие единых его границ. В настоящей статье дается обоснование такой возможности путем выявления регионального и планетарного литологического своеобразия верхнего палеозоя, а также выбора для него наиболее приемлемого возрастного интервала.

Существуют два взаимоисключающих деления палеозоя — двучленное и трехчленное. Первое из них, хотя и содержится в учебниках и разделяется многими ведущими специалистами, следует признать менее распространенным. Двучленное деление, кроме достаточно четкого литологического и тектонического выражения, связанного с проявлением эрийской фазы складчатости, более обосновано данными о развитии органического мира. В частности, подобный поздний палеозой, включающий девон, карбон и пермь, соответствует выделяемому иногда метазою [3], а также «эре амфибий», располагающейся между мезозойской эрой рептилий и эрой морских позвоночных, или талассозоем [6].

Ниже рассматривается вариант трехчленного деления палеозоя как более распространенный и отражающий главным образом седиментационные и тектоно-палеогеографические преобразования указанного времени. Такое деление, основанное не на биостратиграфическом, а на тектоническом принципе, впервые было предложено Д. В. Наливкиным. Существует формальное и естественно-историческое разделение палеозоя. Согласно первому, в состав верхнего палеозоя входят каменноугольная и пермская системы. В этой трактовке указанное подразделение отвечает выделявшейся в свое время антраколитовой системе, которая считается сейчас устаревшим стратиграфическим понятием.

Более сложным представляется деление палеозоя по историко-геологическому или тектоническому принципу. Западноевропейские и некоторые советские геологи проводят границу среднего и позднего палеозоя по проявлению судетской фазы складчатости, возраст которой понимается дале-

ко не однозначно. Обычно ее стратиграфическим уровнем принято считать, что резких изменений непосредственно на границе в большинстве районов Европы начале перми и триаса не было. Для обоснования оптимального возрастного интервала верхнего палеозоя необходимо хотя бы кратко рассмотреть его региональные литологические, палеогеографические, палеогеографические процессы. В основании палеогеографических данных Евразии отложения этого возраста за прошедшим почти повсеместно занимают большие площади, представляющие между этими североамериканскими разнообразными генетическими системами карбона.

В СССР наиболее распространены и увязаны между собой. Отчетливо выражены в Тихоокеанском поясе материка, где предложено в свое время А. Д. Мигу быть выделены три основных его типа — карбонатный, терригенный и кремнисто-вулканогенный. Наиболее резкая вещественная, структурная и палеогеографическая граница, основываясь на материалах, собранных в Японии. Здесь время формирования получило наименование «море Онимару». Ему соответствует существованию карбонатной фазы. В Тянь-Шане Онимару — Каноккура, залегающие в составе данного комплекса иногда с несогласием на вулканогенно-терригенном среднем палеозое и несогласием с базальными конгломератами. Перечисленными сериями (и ее южные точки зрения на положение нижне-мезозойскими аналогами), которой начинается мезозойский терригенный комплекс.

Разногласия имеются и по вопросу датировки. Возраст карбонатных отложений возрастной границей комплексов датирован весьма точно (верхняя часть мидийский ярус). Серия Тоннозначность в размещении нижнего ма сопоставляется обычно с татарским ярусом или джувльфинским и до тектоническую и палеогеографическую границу палеозоя и мезозоя в Западной Европе следовало бы проводить по границе карбонатных образований фазы. Многие замещаются вулканогенными осадочными отложениями. Очень выразительна нижняя граница верхнего палеозоя на Северо-Востоке СССР, где ей соответствует подошва верхоянского терригенного комплекса. Анализ стратиграфических данных Верхоянья, Чукотки, Колымского массива, о-ва Котельный и других районов позволяет сделать вывод, что смена существенно карбонатного среднего палеозоя терригенным верхним палеозоем происходит почти везде на границе неруинного и магарского надгоризонтов, что соответствует подошве веневского го-

ризонта окского надгоризонта визейского яруса [10]. Верхней границей верхнего палеозоя в Южном Верхоянье следует считать подошву имтачанской свиты, известной на западе в качестве «континентального» горизонта, или дулгалахской и нерской свит Западного Верхоянья. Именно с этого времени площади максимального прогибания и осадконакопления испытывали смещение к востоку Верхояно-Чукотской области, а в разрезе в значительном количестве появлялись континентальные фации.

Кремнисто-вулканогенный верхний палеозой геосинклинального типа широко развит в пределах всей Сихотэ-Алинской складчатой области и на юге Анадыро-Корякской, а также во внешних, прилежащих к Тихому океану зонах Японии, частично на Сахалине. Отчетливо прослеживается он на Аляске и в юго-западной части Тихоокеанского пояса, где соответствующие отложения образуют нижний структурный этаж (Тайвань, Филиппины, Тимор). Средний палеозой обычно встречается здесь фрагментарно и представлен литологически различающимися кремнисто-карбонатными, вулканогенно-терригенными и другими комплексами. Многочисленные палеонтологические сборы в породах кремнисто-вулканогенного верхнего палеозоя позволяют определять их возрастной интервал от верхнего визе до нижней части верхней перми включительно.

Наиболее точно начало базитового вулканизма в данное время устанавливается на Северо-Востоке СССР и Аляске. Верхняя граница комплекса проводится по подошве несогласно залегающих верхнепермских терригенных отложений, которыми начинается аналогичный по составу раннемезозойский формационный разрез: в Сихотэ-Алине это извилинская свита, в Юго-Западном Приморье — угодинзинская, на Северо-Востоке СССР — иомраутская толща. По литологическим и палеонтологическим данным они могут параллелизоваться с серией Тоема Японии [1].

Сравнительно хорошо раннепалеозойский разрез обособляется в Юго-Восточной Азии. Это время формирования существенно карбонатных отложений на Южно-Китайской платфор-

ме и в мезозоидах Индокитая, карбонатно-терригенных, местами континентальных и угленосных на Северо-Китайском и Амурском кратонах. Принято считать, что активное карбонатонакопление началось на юге Китая и в Индокитае со среднего карбона, местами оно устанавливается со второй половины раннего карбона (свиты Шансы и Цзюсы, известняки Хэчжоу и Люян, серия Бак Сон и т. д.). Более отчетливо прослеживается здесь верхняя граница верхнего палеозоя, совпадающая с началом формирования существенно терригенной серии Лэпин, коррелируемой обычно с серией Тоема Японии и татарским ярусом. Хотя в отдельных зонах на юго-востоке материка карбонатонакопление продолжалось и в триасе, переломный характер позднепермской седиментации несомненен. С конца ее началось образование мезозойских терригенных комплексов также и в Индокитае.

Очень четко верхний палеозой выделяется в пределах Сибирской платформы, где он представлен терригенным континентальным комплексом, формированием которого сменилось ранне-среднепалеозойское карбонатонакопление. Морские, в основном карбонатные толщи образовывались в течение всего турнейского и части визейского веков (серебрянский горизонт, желтулинская свита и др.). Накопление континентальных терригенных осадков, как можно судить по возрасту брусской и тушамской свит, началось с позднего визе [8]. Верхний возрастной интервал позднепалеозойского этапа совпадает с началом проявления активного вулканизма в северо-западной части платформы, во время которого почти полностью прекратилось осадконакопление, фиксирующее мезозойское воздымание платформы. По вопросу о датировке вулканизма нет единого мнения. Наиболее обоснованным следует считать представления Г. Н. Садовникова [11], согласно которым формирование мощных туфов и эффузивов относится к татарскому веку.

Сходное проявление позднепалеозойский этап имеет и в прилегающих Таймырской и Алтае-Саянской складчатых областях. На Таймыре ему соответствуют преимущественно морские

терригенные отложения внизу и континентальные угленосные — вверху отложениями (вальгарденские — грё-Пестрая фациальная обстановка не пещерные песчаники), а верхняя — белозволяет повсеместно фиксировать оперофоновыми известняками (сопнотипную смену седиментационных устанавливаемыми обычно с цехштейном), ловий. Терригенный состав фалабига которыми начинается мезозойский ского горизонта на Центральном Та карбонатный разрез. мыре дает возможность предполагать. Для Средиземноморского пояса в что начало становления комплексов позднего палеозоя характерно форми-приходится здесь также на поздымание ряда угольных бассейнов — визе [8]. В Алтае-Саянской области Бриансонского в Альпах, Своненского поздний палеозой — время накопления на Балканах, Тиндиф в Алжирской сравнительно мощных угленосных Сахаре, Эрегли-Геракле в Анатолии толщ в наложенных прогибах и др. В частности, в Анатолии, в райо-прессиях (Кузнецкий, Минусинский, Стамбула, фракийская серия турне-визейского возраста — серицитовые Тувинский).

В Кузбассе морские карбонатные и радиоляритовые сланцы с известняк-карбонатно-терригенные отложениями — залегают на девонских извест-формировались в девоне, турне и в перекрывается угленосной первой половине визе; с серпуховско-аладжагизской серией, датированной века, а может быть и раньше, начиная с турне. На Большом Кавказе раз-нолось накопление угленосных толщ, образные по составу морские карбо-Верхняя граница этапа знаменует смену карбонатно-терригенные и вулканогенные жение скорости прогиба и седиментации. девон и турне перекрываются угле-носными верхневизейско-среднекамен-

Поздний палеозой представляется угольными породами, красноцвет-собой этап, весьма отчетливо вырванной и вулканогенной пермью [2]. Ус-женный в самых различных районах, в том числе и в морских условиях возникли Средиземноморского пояса. Это врездось в самом конце поздней перми, с преимущественно орогенного его рначала накопления карбонатно-терри-вития, характеризующегося формирующей толщи. С конца визе начались ванием разнообразных литологических общее воздымание на Балканах, про-комплексов и проявлением соответствующего орогенного магматизма, зало-вующего магматизма. В отдельных участках Своненского угленосного проги-нах пояса ко всему или к значительной части данного этапа приуро-карбонатного разреза континенталь-перерыв в осадконакоплении (Законным терригенным в западной части казье, Высокий Атлас, некоторые районы Мизийской плиты, где она происходи-оны Балкан и др.). Возрастные рубежи комплекса, как можно предпо-Четкая обособленность верхнепале-зойского комплекса установлена в ных выше регионах.

Весьма показателен в этом отношении один из наиболее полных палеозойских разрезов, известный в Кверху красноцветными, а местами вулканогенными и эвапоритовыми об-разованиями. Важной особенностью указанного региона следует считать возможность строгой одновременности седиментационно-палеогеогра-фических преобразований в самых различных угольных бассейнах. В Донбассе смена карбонатного разреза угленосным терригенным соответству-ет основанию свиты C_1^2 (В), совпада-ющему с границей веневского и михайловского горизонтов. Сопровожда-лось это увеличением скорости проги-

баний и седиментации, возросшей не меньше, чем на порядок. Тогда же осуществлялась смена терригенно-карбонатных отложений девона — нижней части нижнего карбона терригенными угленосными в Львовско-Волынском бассейне (основание порицкой свиты, сопоставляемой со свитой C_1^2 Донбасса), а также в Днепровско-Донецкой впадине и предположительно в Приднестровском прогибе.

В сводном разрезе Южной Англии выше турне-визейских известняков залегают сланцы Боулленд, а затем — намурийские жерновые песчаники, подстилающие угленосную свиту верхнего вестфалия. Подошва сланцев Боулленд соответствует середине гониатитовой зоны Р и коралловой зоны D [8], что подтверждает одновозрастность этих литологических изменений с донецкими. В пределах Силезско-Краковской возвышенности карбонатный девон и «углистый известняк» турне-визейского возраста перекрываются малиновицкими угленосно-сланцевыми отложениями, содержащими поздневи-зейские гониатиты в нижней части. Следует подчеркнуть, что тот же возраст имеют сходные преобразования, устанавливаемые по последним уточненным данным в Верхояно-Чукотской складчатой области [10].

Верхний возрастной рубеж позднепалеозойского этапа во всех упомянутых районах также проявлен выразительно, но его точная датировка затруднена или невозможна. В Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западной окраине Донбасса этому рубежу соответствует начало формирования дроновской — пересажской свит, с которого наступает этап раннемезозойской континентальной седиментации. Возраст названных свит определяется по-разному; чаще всего они относятся к татарскому ярусу. В Средней Европе в это время происходило накопление цехштейна, а в прилегающих областях — нового красного песчаника и веррукано. Представления о соответствии цехштейна татарскому ярусу [14] позволяют предполагать одновозрастность верхней границы верхнего палеозоя указанных регионов. Обычно с позднепермской эпохи в пределах Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит принято начи-

нать этап, называемый тафrogenным, или переходным, сменившим герцинский орогенез.

Своеобразие позднего палеозоя устанавливается и на Восточно-Европейской платформе, где этому времени соответствует проявление сложного седиментационного цикла, начавшегося повсеместным карбонатонакоплением и завершившегося галогенезом. Нижняя граница рассматриваемого комплекса здесь недостаточно выразительна ввиду раннекаменноугольных размывов или литологического сходства комплекса с нижележащими образованиями (Тиман, Приуралье).

Характерная особенность раннего — среднего визе на платформе заключается в активном угленакоплении (Подмосковье, Камский бассейн, северо-восточные районы). С позднего визе, но наиболее отчетливо с веневского времени, почти на всей платформе, включая Воронежский массив, начинается формирование карбонатных пород. Верхней границей верхнего палеозоя следует считать подошву татарского яруса. С данного времени здесь почти полностью исчезли морские условия и началось накопление терригенного, красноцветного в нижней части нижнемезозойского комплекса, резко отличающегося от более древнего. При этом для казанского и татарского веков устанавливаются разные типы седиментации даже при литологическом сходстве комплексов.

Урало-Тяньшанская и Памиро-Каракурумская области, в пределах которых верхний палеозой широко развит, характеризуются пестрым фаціальным составом комплекса. В целом в отдельных зонах этих регионов могут быть намечены формационные комплексы, сходные с рассмотренными ранее. Так, на Западном Урале поздневизейским карбонатонакоплением сменяется формирование турне-средневизейских угленосных отложений, что характерно и для Восточно-Европейской платформы.

В Каракуме, как и на Тимане, позднепалеозойское карбонатонакопление частично наследует среднепалеозойское. В южных зонах Тянь-Шаня и на Северном Памире, в Кунлунь-Циньлинской системе в позднем палеозое

формировались мощные существенные терригенные отложения, сменившие среднепалеозойские преимущественно карбонатные, а местами и вулканогенные (Карачатыр, Южный Гиссар, Северная Фергана). Интересно, что некая, наиболее резкая смена седиментационно-палеогеографических режимов произошла здесь в конце перми, когда почти полностью прекратилось осадконакопление.

Достаточно выразительным поздним палеозой был и на других материках, отдельные регионы которых развивались аналогично рассмотренному выше. На севере Африки, в пределах площадей, прилежащих к Средиземноморскому поясу или входящих в него, обычно это время знаменовалось перерывом в седиментации или накоплением континентальных, местами угленосных отложений. Ряд исследований телей обосновывают крупную структурно-седиментационную перестройку между ранним — средним и поздним визе в Северо-Западной Африке. Век (конгломераты Спирон-Коп Нововлечение в прогибание отдельных его Южного Уэльса). Средний — поздний карбон и пермь — в пермтриасе. В это же время здесь активно развивался рифтогенез и факторное в триасе уже не фиксируется мировался долеритовый комплекс.

На юге Африки в позднепалеозое, отсутствует холоднолюбивая фауна (фауна и флора). Верхний возраст рутинентальной системы Карру, а рубеж позднего палеозоя, условно соотносится с Двайка и Экка, обнаруживающей определенное сходство с нижнетатарского веков, наиболее отчетливо гондванским комплексом Индии, а устанавливается по почти полному времени в целом соответствующие прекращению весьма активного вулканизма в Австралии и Новой Зеландии. Формационно сходные и хорошо известные в бассейнах Экс, Яррол, релируемые разновозрастные образцы в Нортленде, синклинали Нельсон, Савания известны на платформенных территориях Южной Америки. В южноамериканских Кордильерах позднего палеозойский этап был временем активной вулканической деятельности, перерыва в седиментации или эпизодического формирования континентальных, местами карбонатных отложений. В позднем палеозое Центральной Америки, сопровождавшимся активным становлением мощного оледенения. В позднепермскую эпоху палеозойские условия на материке резко изменились. В частности в конце перми начались новые вулканические воздымания, превратившие раннепермскую моласу в моласу Центральных и Южных Анд в складчатые области.

На территории Австралии в целом поздний палеозой характеризовался проявлением преимущественно восходящих движений, сменивших среднепалеозойское прогибание и формирование отложений, местами близких к геосинклинальным. К границе этапов приурочены замыкание прогибов Каннинг, Карнарвон, Бонапарт и накопление в них терригенных, местами вулканогенных толщ субсеквентного типа. Возраст наиболее резких преобразований в карбоне точнее всего устанавливается для трога Тамуорт, где артезианские воды с известняками турне-средневизейского возраста (формации Напай и Бинглбарра на юге) сменяются континентальными грубообломочными верхневизейскими отложениями, известными как формация Мер-Улунд на севере и Уолларинг на юге. В первой половине раннего карбона климат на большей части этого континента был теплым, первые признаки оледенения появились в серпуховском веке (конгломераты Спирон-Коп Нововлечение в прогибание отдельных его Южного Уэльса). Средний — поздний карбон и пермь — в пермтриасе. В это же время здесь активно развивался рифтогенез и факторное в триасе уже не фиксируется мировался долеритовый комплекс.

эпохой диастрофизма («аппалачская революция»), проявление которой относится ко второй половине поздней перми — первой половине триаса. Эпизодичный интрузивный магматизм и средние значения абсолютного возраста метаморфизма позволяют датировать тектогенез временем 245—250 млн. лет, что может рассматриваться как верхний рубеж этапа.

В Кордильерах Северной Америки позднепалеозойский геосинклинальный этап сходен со среднепалеозойским и раннемезозойским. Весьма выразительным можно считать его проявление в пределах Мидконтинента, развитие которого тесно связано с горообразованием в Аппалачской и Уачитской системах. Наиболее резкие изменения условий седиментации происходили в течение миссисипия, с начала формирования сланцев Честер, когда терригенными верхнепалеозойскими образованиями сменились среднепалеозойские карбонатные (в том числе известняки Осэдж и Мерамек).

Существует несколько вариантов корреляции североамериканского разреза с восточноевропейским. По одному из них подошва Честера строго разновозрастна данным преобразованиям в Донбассе и угольных бассейнах Южной Англии [9]. Кроме того, условия осадконакопления в позднем палеозое в пределах Мидконтинента весьма напоминают донецкие. Об этом свидетельствует развитие параличской угленосной формации пенсильвания и морских отложений в первой половине ранней перми, лагунно-континентальных — в середине периода. Новая резкая смена седиментационно-палеогеографических условий совпадает с началом образования серии Очоа, знаменующей наступление мезозойского континентального развития региона. Обычно проводимое сопоставление этой серии с татарским ярусом позволяет предполагать разновозрастность здесь и этого рубежа позднего палеозоя.

Поздний палеозой характеризуется не только индивидуальными седиментационно-палеогеографическими условиями формирования, но и своеобразием магматизма, что можно проследить на примере Евразии. В большинстве тектонических систем Средизем-

номорского пояса это явление фиксируется началом активного внедрения гранитоидов и региональным метаморфизмом, устанавливаемым в отдельных зонах Альп, Карпат, Пиренеев, Кавказа, Центральном массиве Франции и других районах. Время их проявления определяется в 330—320 млн. лет.

В пределах Урало-Монгольского пояса в позднем палеозое также имело место разрастание орогенного магматизма при почти полном затухании геосинклинального. С этого времени здесь оформляется система вулканических поясов. В частности, наиболее детально изученные Джунгаро-Балхашский и Кураминский пояса развивались с поздней виле по первую половину поздней перми. В Тихоокеанском поясе материка именно к позднему палеозою приурочен активный магматизм офиолитового типа. Раннемезозойский этап в большинстве областей этой части пояса можно рассматривать как амагматичный (Япония, Сихотэ-Алинь, Анадыро-Корякская область).

Одна из наиболее резких в фанерозое смен типов магматизма происходила в течение позднепермской эпохи, совпадая с седиментационно-палеогеографическими преобразованиями. Активизация орогенного вулканизма в конце ранней и начале поздней перми (Приморье, Корея, Монголия, Забайкалье, Казахстан, Тянь-Шань, Кавказ, Западная Европа) сменилась в последней трети позднепермской эпохи излиянием базальтоидных лав, захватившим большие площади в Сибири и Средиземноморском поясе. Начало этой активной вулканической деятельности по геологическим данным соответствует джувльфинскому веку на Памире и Гималаях, татарскому в Сибири. Радиологические определения ее возраста в Сибири, на Эльбурсе, в Омане и других районах составляют около 250 млн. лет.

Более молодой базитовый раннемезозойский вулканизм получил широкое развитие и на других материках (стромбергский в Африке, триасово-юрский в Южной Америке) при резком сокращении его орогенных проявлений. Это позволяет сделать вывод, что для позднепалеозойского и раннемезозойского магматизма характерны

не только площадное перераспределение условий проявления, но и весьма резкие изменения состава, в частности, преобладание симатических разпалеозойский этап неоднороден: отмечаются похолодание в первой его половине и аридизация во второй. Со что в самых различных районах Земли ответственно формационный облик и тектонически разнородных структур верхний палеозой и соответствующим образом различен, хотя тектонические режимы ший ему временной этап имеют ов течение всего этапа оставались бо-четливое историко-геологическое, сиее или менее однотипными.

Приведенные данные показывают, что в самых различных районах Земли ответственно формационный облик и тектонически разнородных структур верхний палеозой и соответствующим образом различен, хотя тектонические режимы ший ему временной этап имеют ов течение всего этапа оставались бо-четливое историко-геологическое, сиее или менее однотипными. Необходимо подчеркнуть еще одну магматическое индивидуальное прояособенность позднего палеозоя. В течение. Естественно, что выше быление данного этапа по сравнению с рассмотрены регионы или отдельныепредыдущим происходило не только участки с наиболее полным развитиемизменение условий седиментации и палеэтапа и комплексов, где есть возможноегеографических обстановок, но и ность более или менее достоверно лавным образом их площадное передатировать. В отдельных случаях, караспределение. Так, карбонатонакопуже указывалось, может быть отчение из областей Урало-Монгольско-ливо выражен только нижний иро пояса и Сибирской платформы пето-только верхний рубеж комплекса (времещалось в пределы Восточно-Ев-пример, в Верхоянье, где верхняя группейской и Южно-Китайской плат-ница верхнего палеозоя располагаетформ, а геосинклинальный вулканизм внутри литологически однотипной морские условия — из Урало-Мон-верхоянского комплекса, или на Вольского и Средиземноморского поя-точно-Европейской платформе, где мов в Тихоокеанский. Поэтому данная нее выразительна нижняя границатапность имеет наиболее выразитель-Наконец, существуют отдельные зонное региональное проявление, более и структуры, характеризующиеетко прослеживается в отдельных зо-«сквозным» развитием. В них соотавствующие седиментационно-палеогеографические рубежи фиксируютсятрудом. Подобных случаев, кстати, можно говорить о глобальной выра-так уж много, и проявлены они кенности этапа и комплекса в целом. сравнительно небольших площадях. Кроме литологической и магматиче-ской, следует отметить и структурнуюособенность верхнего палеозоя.

Одновозрастные границы верхнего палеозоя, устанавливаемые в самых различных районах, а также возможность синхронных изменений в подкладчатости в Западной Европе было ляющем большинстве других тектонических систем позволяют говорить о этом комплексе в такой трактовке, что вполне определенном планетарно-литологическом и историко-геологическом подразделении. Его характерособенностью следует считать интенсивное угленакпление, весьма обильные оледенения, активный орогенный магматизм, расширение площадей просторания краснокветов во второй половине этапа, завершившееся одним из крупнейших в фанерозое галогезом. От среднего палеозоя поздний палеозой отличается сокращением площадей карбонатонакопления, локализованного главным образом в осевых зонах Евразии по линии Восточно-Ев-

сихотэ-алинской фазы складчатости на Дальнем Востоке, тунвунских движений в Китае, складчатости Тате или фазы Майдзуру-Кума в Японии, аппалачского диастрофизма в Америке [7]. Вероятно, они проявлялись и в Западной Европе, где нет возможности точно датировать многочисленные угловые несогласия, относимые обычно к заальской и пфальцской фазам.

Таким образом, поздний палеозой — это интервал времени с более или менее однотипными тектоническими режимами в определенных структурах. Соответственно границы этапа представляют собой региональные изменения тектонических и седиментационных режимов. Например, в Донбассе визейский тектогенез обусловил наряду с изменением типа осадков резкую активизацию прогибаний, а в Припятском грабене с указанного времени темп опусканий и скорость осадконакопления резко снижались.

Важны в этом отношении данные радиологических определений возраста метаморфизма на востоке Азии, основанные на обобщении огромного материала. Здесь выделяются четыре кульминации аргонового фанерозойского омоложения докембрийских метаморфических толщ, соответствующие крупнейшим структурным перестройкам на больших участках земной коры [5]; две из них, равные 330 ± 15 и 250 ± 10 млн. лет, совпадают с границами рассматриваемого этапа. Разрозненные данные такого же рода получены и по другим районам Европы, Америки, Африки.

Следует обратить внимание еще и на то, что верхний палеозой можно рассматривать как своеобразное планетарное стратиграфическое подразделение. В отличие от систем и других единиц стратиграфической шкалы, он выделен по литологическому, или тектоно-палеогеографическому принципу. Именно этот принцип является определяющим, хотя установление возраста соответствующего комплекса и этапа базируется главным образом на палеонтологических данных как наиболее достоверных и точных. От серий и свит, составляющих основу местных стратиграфических схем, комплекс и этап отличаются планетарным характером распространения и проявления.

Следовательно, верхний палеозой в таком понимании — промежуточное между местным и общим литостратиграфическое подразделение, выделяемое путем унификации сводных региональных схем и разрезов.

Изложенный материал показывает принципиальную возможность установления единого планетарного комплекса и этапа с вполне определенными и однозначно понимаемыми границами и структурно-литологической обособленностью. Естественно, что его существование не ограничивается верхним палеозоем. Поскольку на таком принципе базируется выделение стратиграфических подразделений позднего докембрия, данные по фанерозою представляют интерес с точки зрения литологической индивидуальности разновозрастных отложений. Дальнейшего целенаправленного изучения требуют следующие вопросы: уточнение возраста преобразований, разграничивающих этап: более строгое обоснование их одновременности как в региональном, так и в глобальном масштабе; разработка однозначных литологических, палеогеографических и магматических критериев для выделения этого и других таких же комплексов и, наконец, возможность более подробного планетарного их расчленения.

Обоснование возможности выделения подобных естественно-исторических подразделений, наиболее полно и в целом отражающих седиментационно-палеогеографические, тектоно-магматические, деформационные и другие процессы, необходимо прежде всего для решения практических задач. Этим требованиям не отвечает стратиграфическая шкала, принцип создания которой был смешанным: границы первоначально выделенных случайных литологических подразделений впоследствии уточнялись и более подробно разделялись биостратиграфическими методами. В результате фиксируемые сейчас наиболее существенные в геологической истории отдельных регионов, материков и Земли в целом изменения условий осадконакопления, магматизма и ряда других явлений не совпадают, как правило, с границами периодов и эпох. Это заставляет многих геологов в каждом конкретном

случае разрабатывать «свои» схемы этапности.

Анализ верхнего палеозоя свидетельствует о том, что может существовать единое глобальное понимание данного и других подобных подразделений. В связи с этим становится очевидной целесообразность исследований по унификации региональных представлений о естественно-исторической периодизации главнейших геологических процессов, к которым следует относить седиментацию и магматизм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В. Н., Бобылев В. В., Соловьев В. О. К стратиграфии верхней перм Восточной Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, 129—133.
2. Белов А. А. Тектоническое развитие Алпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 347).
3. Друщиц В. В., Шиманский В. Н. Мезозойский этап развития органического мира. В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М., 1978, с. 115—127.
4. Жинько М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
5. Газгузина И. А., Федорова И. В., Яковлева Л. В. О фанерозойском омоложении докембрийских пород на Востоке Азии. В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М., 1981, с. 140—146.
6. Зубаков В. А. О полной стратиграфической классификации. — В кн.: Стратиграфическая классификация. [Материалы к проблеме]. Л., 1980, с. 90—115.
7. Лапкин И. Ю., Соловьев В. О. Пермские тектонические движения в Евразии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 410—412.
8. Основные черты стратиграфии карбона СССР. Ред. А. П. Ротай. Л., Недра, 1971.
9. Разрез карбона Донбасса как эталонный разрез каменноугольной системы/Д. Е. А. Зенберг, Н. Е. Бражникова, Н. П. В. Силуков и др. — В кн.: Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений (Тр. 8-го Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона, Москва, 1973, М., 1978, с. 158—169).
10. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания докембрия и фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан, 1978.
11. Садовников Г. Н. Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Прианбарья и Тамыра. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9, 49—63.
12. Соловьев В. О. Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубеж. — В кн.: Литология и тектоника каменноугольных отложений. (Тр. 8-го Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона, Москва, 1975). Т. 6. М., 1980, с. 260—264.

13. Фораминиферы нижнекаменноугольных отложений скв. Р-3, Гомотарцы (Северо-Западная Болгария)/М. Вдовенко, Е. Рейтлингер, П. Йовчева, Х. Спасов. — Палеонтология, стратиграфия и литология, 1981, № 15, с. 3—51.
14. Чувашев В. И. Рабочее совещание по английскому цехштейну (25 марта—2 апреля 1982 г.). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 139—140.

УДК 551.763.1(4-924.71-11)

В. Г. ДУЛУБ, М. А. МЕНКЕС, Л. А. ПОРТНЯГИНА, С. Е. СМЕРНОВ (УкрНИГРИ),

А. М. РОМАНИВ (Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР)

К стратиграфии нижнего мела Восточного Крыма

Нижнемеловые отложения широко распространены в Крыму, но на дневную поверхность они выходят только в предгорьях, протягиваясь непрерывной полосой от Севастополя на западе до Феодосии на востоке. Изучение стратиграфии обнаженной части нижнего мела в течение полутора столетий связано с именами Дюбуа де Монпере, Р. А. Предела, О. Ф. Ретовского, М. В. Муратова, В. В. Друщица, М. С. Эристави, Т. Н. Горбачик, Б. Т. Янина и др. В итоге для северных предгорий и восточного периклинального окончания Крымской геосинклинальной области была составлена схема ярусного и зонального деления нижнего мела, в основу которой положены данные по аммонитам и фораминиферам [4, 5, 6, 12].

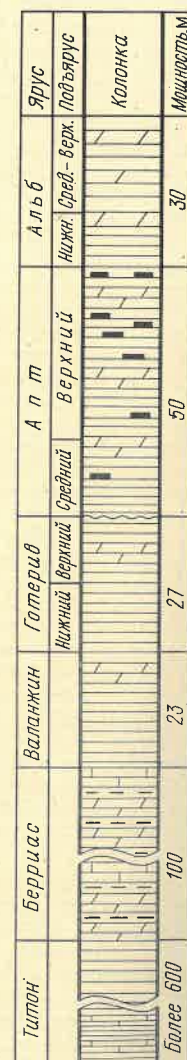
В Равнинном Крыму и на Керченском полуострове образования рассматриваемого возраста, вскрытые буровыми скважинами, за последние годы исследовались А. Т. Богайцом, А. М. Волошиной, Л. Ф. Плотниковой, Г. А. Орловой-Турчиной, Б. И. Денегой и другими геологами. Однако проблема их биостратиграфического расчленения и корреляции с нижнемеловыми отложениями зоны предгорий до сих пор не решена.

Вещественный состав нижнемелового комплекса в предгорной полосе испытывает значительные изменения — от терригенных, в том числе мелководных грубообломочных фаций на западном и центральном участках, до более глубоководных глинисто-карбонатных — на восточной периклинальной Горного Крыма. Как показали материалы бурения на Керченском полуострове, нижний мел представлен здесь теми же относительно глубоководными фациями, что позволяет при его расчленении основываться на результатах изучения указанных образований, развитых в предгорьях Восточного Крыма (р. Тонас, города Старый Крым и Феодосия).

Нами опробован ряд естественных нижнемеловых разрезов Восточного Крыма — Агармыш, Старый Крым, Феодосия (разрез Заводской балки); использованы также материалы палеонтологического изучения разрезов скважин, вскрывших эти отложения на Тамбовской, Видненской, Мошкаревской и Марьевской площадях.

В разрезе Заводской балки (рисунок) обнажается глинистая толща нижнего мела от берриаса до альба включительно с фауной аммонитов и гастропод, с богатыми комплексами фораминифер, кокколитофорид, спор и пыль-

цы. Распространение фациального типа отложений, обнажающихся в Заводской балке, ограничено небольшим восточным участком складчатого сооружения Крыма. К западу от



Разрез титонских — нижнемеловых отложений в районе Феодосии (Заводская балка)
1 — глины; 2 — мергели; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — стяжения, линзы и прослои сидерита

Феодосии разновозрастные образования представлены карбонатными, рифогенными (берриас — валанжин) и маломощными терригенными мелководными (готерив — апт) осадками. В этой части разреза нередко отмечаются стратиграфические перерывы. Более выдержаны на значительном пространстве темно-серые и черные глины альба.

К востоку от Феодосии, на Керченском полуострове, комплекс нижнемеловых отложений, сохраняя в целом фациальные особенности, свойственные разрезам Восточного Крыма, резко возрастает в мощности за счет увеличения объема апта и альба. В его нижней части появляется значительное количество песчаных прослоев. Поэтому феодосийский разрез можно рассматривать в качестве опорного лишь для ограниченного участка восточной периклиналы Горного Крыма. В то же время полная обнаженность этого разреза, что благоприятно для его детального опробования, и обнаруженные здесь достаточно представительные комплексы органических остатков (таблица) позволяют сделать определенные выводы, которые могут быть использованы при расчленении и корреляции разрезов скважин на территории Восточного Крыма.

В разрезе Заводской балки и прилегающих к ней вершин Тете-Оба и горы Лысой вскрыты отложения от титона до эоцена. В статье описывается титон-нижнемеловая часть этой последовательности (см. таблицу и рисунок).

Отложения титонского яруса в феодосийском разрезе представлены карбонатно-глинистой флишовой толщей мощностью более 600 м. Нижняя ее часть сложена глинами темными, серыми и зеленовато-серыми, плотными, массивными, с прослоями розовато-серых мелкокристаллических известняков, буроватых песчаников и мелкогалечных конгломератов, а верхняя — розоватыми крупнокристаллическими и серыми органогенно-обломочными известняками с прослоями темно-серых глин. В верхах этой части разреза, в прослоях глин среди толстослоистых известняков определен обиденный комплекс титонских фораминифер, характеризующихся сравнительно широким диапазоном распространения. Среди обнаруженных видов отмечаются *Spirillina elongata* Biel. et Pozar., встречающаяся в отложениях кимериджа и титона, *Spirillina orbicula* Terq. et Berth., распространенная в оксфорде, кимеридже и титоне, *Bigenerina gracilis* Ant., начинающая свое существование в титоне и заканчивающая его в барреме, *Verneuilina subminuta* Gorb., известная в титоне и берриасе Крыма, и *Globospirillina caucasica* (Hoffman.), происходящая из титона Кавказа.

Приведенная ассоциация фораминифер отличается от установленной в разновозрастных отложениях Горного Крыма [7] и вскрытых Тамбовской и Видненской скважинами. В разрезах указанных скважин содержатся многочисленные фораминиферы родов *Anchispirocyclina* и *Pseudocyclammina*, а также *Melathrokerion spiralis* Gorb., *Trocholina elongata* (Leupold), *T. alpina* (Leupold), *Quinqueloculina* aff. *verbizhiensis* Dulub, *Rectocyclammina arrabidensis* Rom. и др., характерные для мелководных карбонатных образований

титона, широко развитых в средиземноморской палеобиогеографической провинции.

Отложения неокома залегают без перерыва на титонских известняках и начинаются 100-метровой толщей «феодосийских» мергелей берриаса, состоящей из светло-серых и белых, плотных, звонких мергелей, мелкокристаллических известняков и глин, с прослоями известковистых конгломератов, характерных для подстилающей толщи. И нижняя, и верхняя границы «феодосийских» мергелей в Заводской балке не обнажены. По литературным данным [5, 8] предполагается непрерывность этой части нижнемелового разреза.

В мергелях в разное время определены комплексы аммонитов берриаса: *Holcophylloceras tauricum* Kol.-Vor., *Spiticerus orientale* Kil., *S. proteus* Ret., *Berriasella pontica* Ret., *B. euxina* Ret., *B. consanguinea* Ret. [5, 11], а в средней и верхней частях толщи — гастроподы: *Sulcoactaeon albensis* (Orb.), *S. icaunensis* (P. et C.), *Spinigerina zitteli* Ret., *Metacerithium* sp. [3]. Ассоциация фораминифер, обнаруженная в берриасских отложениях Заводской балки, включает многочисленные *Discorbis praelongus* Gorb., *Verneuilina subminuta* Gorb., *Trocholina burlini* Gorb. и *Pseudolamarckina reussi* Ant., известные, по данным Т. Н. Горбачик [4], из берриаса Крыма, и *Orbignyoides* cf. *podolicus* (Cushman et Gl.), близкие к описанным из самых верхов титона Волюно-Подольи.

В разновозрастных отложениях Горного Крыма и вскрытых скважинами 1 и 3 Тамбовскими, 1 Видненской встречены крупные фораминиферы рода *Pseudocyclammina* — *P. aff. lituus* (Jokojama), *P. compressa* Wolosch., *P. taurica* Wolosch., а также *Trocholina alpina* (Leupold), *Melathrokerion spiralis* Gorb., *Stomatostoecha* sp., *Charentia compressa* (Cushman et Gl.) и др. [1, 4]. При этом более разнообразный в видовом отношении комплекс фораминифер установлен в берриасских породах в разрезе скв. 1 Видненской. Такое своеобразие в ассоциации фораминифер на отдельных участках Восточного Крыма свидетельствует о существовании в позднемеловом и раннемеловом бассейнах отдельных экологических ниш, в каждой из которых были развиты определенные биоценоотические группировки.

В целом комплекс фораминифер берриаса по родовому составу близок к титонскому и содержит много видов, известных в отложениях обоих ярусов. Обнаруживается также значительное сходство его с комплексом, известным из титонских известняков Волюно-Подольи, что может указывать на справедливость предположения В. В. Друщица [6] рассматривать берриас в составе титонского яруса.

За последнее время по нанноконидам для отложений, соответствующих возрастному диапазону от титонского по кампанский ярусу включительно, разработана зональная схема [14]. В ней титон не отделен от берриаса, и определены четкие границы между ярусами нижнего мела, а апт, кроме того, подразделен на нижний и верхний подъярусы.

Наннофоссилии в титон-берриасских отложениях исследуемого разреза встречаются в небольшом количестве (1—5%) и представлены характерными видами: *Watznaeria barnesae*

Палеонтологическая характеристика нижнемеловых отложений окрестностей Феодосии

Ярус	Пол- ярус	Фораминиферы	Известковый напоянктон	Палинокомплексы
Альба	Сред. — верх.	<i>Hyperammina</i> sp., <i>Trochammina</i> sp., <i>Ammodiscus</i> sp.		
		<i>Hedbergella infractetacea</i> (Glaess.), <i>Haplophragmoides concavus</i> (Chapm.), <i>H. rosaceus</i> Subb.		<i>Gleichenioides carinatus</i> (Bolch.) Bolch., <i>G. senonicus</i> Ross., <i>Ornamentifera peregrina</i> (Bolch.) Bolch.
		<i>Gaudryina spissa</i> Berth., <i>Gavelinella intermedia</i> (Berth.)		
Апт	Верхний	<i>Ticinella roberti</i> (Gand.), <i>Trochogaudryina fitiformis</i> (Berth.), <i>Discorbis wassowewi</i> Di. aff. et Agal., <i>Gavelinella suturalis</i> (Mjatl.)	<i>Parhabdololithus angustus</i> (Str.), <i>Lithastrinus floralis</i> Str., <i>Stephanolithion laffittei</i> (Noel), <i>Chastozigus anceps</i> (Gorka), <i>C. litterarius</i> (Gorka)	
		<i>Hedbergella aptica</i> (Agal.), <i>H. trocoidea</i> (Gand.), <i>Trochogaudryina bulloides</i> (Tair.), <i>Haplophragmoides chapmani</i> Moroz.		<i>Appendicisporites macrorhynchus</i> (Bolch.) Bolch., <i>Gleichenioides carinatus</i> (Bolch.) Bolch., <i>Ornamentifera punctata</i> Vor., <i>O. tuberculata</i> (Bolch.) Bolch.
Готерив	Верх- ний	<i>Dorothia zelleriae</i> Moull., <i>Hoeglundina ornata</i> (Roem.), <i>H. membranacea</i> Ant.	<i>Lithraphidites</i> cf. <i>bolli</i> Thier., <i>Micrantholithus obtusus</i> (Str.), <i>Diazomatolithus lehmani</i> Noel	<i>Gleichenioides senonicus</i> Ross., <i>Concavissimisporites grossetuberculatum</i> Bolch., <i>Trilobosporites uralsense</i> Bolch., <i>Podocarpus major</i> Bolch., <i>Cedrus rara</i> Zauer
		<i>Dorothia kummi</i> (Zedler), <i>D. ouachensis</i> (Sigal), <i>Lingulina trilobitomorpha</i> Pathy	<i>Calcicalathina oblongata</i> (Worsley), <i>Crucicellipsis cucullieri</i> (Man.), <i>Watznaeria deflandrei</i> (Noel), <i>Diazomatolithus lehmani</i> Noel, <i>Stephanolithion laffittei</i> Noel, <i>Sollasites crucifer</i> Shum.	
Валанжин	Ниж- ний	<i>Ammodiscus eocretaceus</i> Bart et Br., <i>Haplophragmoides vocontianus</i> Moull., <i>Fron-dicularia hastata</i> Roem.	<i>Cretarhabdus crenulatus</i> Braml. et Mart., <i>Diodorhombus rectus</i> (Worsley), <i>Watznaeria barnesae</i> (Black), <i>Diazomatolithus lehmani</i> Noel, <i>Parhabdololithus embergeri</i> (Noel)	<i>Cicatricosisporites exiloides</i> (Mal.) Bolch., <i>Appendicisporites macrorhynchus</i> (Bolch.) Bolch., <i>Concavissimisporites variverrucatum</i> Bolch., <i>Piceapollenites valanjinicus</i> (Povn.) Petros.
		<i>Trocholina burlini</i> Gorb., <i>Pseudolamarckina reussi</i> Ant., <i>Fron-dicularia cuspidata</i> Pathy, <i>Miliospirilla caucasica</i> Ant., <i>Verneuilina subminuta</i> Gorb., <i>Discorbis praelongus</i> Gorb., <i>Ammodiscus ubinensis</i> Ant.	<i>Cretaturbellula rolhi</i> Thier., <i>Stephanolithion bigoti</i> Defl., <i>Watznaeria barnesae</i> (Black), <i>Diazomatolithus lehmani</i> Noel	<i>Cicatricosisporites exiloides</i> (Mal.) Bolch., <i>Appendicisporites macrorhynchus</i> (Bolch.) Bolch., <i>Trilobosporites gibberulus</i> (K.-M.) Bolch.
Титон		<i>Spirillina elongata</i> Biel. et Pozar., <i>Globospirillina caucasica</i> (Hoff.), <i>Bigenerina gracilis</i> Ant.		

sae (Black), *Biscutum constans* (Gorka), *Diazomatolithus lehmani* Noel, *Cretaturbella rothi* Thier., *Stephanolithon bigoti* Defl. Данный комплекс по видовому составу сходен с известным из зоны *Nannosopos colomi*, выделенной для верхнего титона — нижнего берриаса юга Франции, Швейцарии и Атлантики [16, 17].

Палинологическая характеристика пограничной юрско-меловой толщи приведена в работе М. А. Вороновой [2]. Этот автор установила палинокомплексы титона, нижнего и верхнего берриаса. В целом для титонского комплекса типично резкое преобладание представителей голосеменных, содержащих 98–99 % пыльцы *Classopollis*. Споры представлены единичными зернами селлагинелловых, плавающих и схизейных. В берриасском палинокомплексе продолжает доминировать пыльца *Classopollis* (до 90 %), в несколько большем количестве отмечены хвойные и гинкговые. Спорная часть разреза обогащается схизейными с ребристой и бугорчатой экзиной. Согласно данным М. А. Вороновой, по расчетам показателя различия резкая смена флористического состава происходит на рубеже титона и берриаса, гораздо более резкая, чем между берриасом и валанжином.

Г. А. Орлова-Турчина [10], изучившая пограничные юрско-меловые палинокомплексы Восточного Крыма в разрезе скв. 1 Тамбовской, пришла к иному выводу. По ее данным, палинокомплекс берриаса по составу и количественному соотношению видов тяготеет к титонскому, резкая смена флористического состава фиксируется между берриасом и валанжином, что склоняет ее к проведению границы между юрской и меловой системами по подошве валанжина.

Титонский и берриасский палинокомплексы, установленные в разрезе скв. 1 Видненской, близки между собой по составу и характеризуются абсолютным преобладанием пыльцы *Classopollis*. В споровой части берриасского палинокомплекса появляются формы с ребристой экзиной (*Cicatricosisporites*). Граница между берриасом и валанжином более резкая и выражается в возрастании роли схизейных с ребристой экзиной (*Cicatricosisporites*), в появлении *Appendicisporites* и сокращении количества пыльцы *Classopollis*.

В залегающей стратиграфически выше толще темных серо-зеленых известковистых глин с редкими прослоями серых алевролитических мергелей (общей мощностью 50 м) по данным изучения фораминифер и палинокомплексов удалось выделить отложения валанжинского и готеривского ярусов. Обнаруженная ассоциация валанжинских фораминифер существенно отличается от ассоциации, содержащейся в однообразных образованиях, вскрытых вышеупомянутыми скважинами, и в меньшей мере — от установленной Т. Н. Горбачик [4, 6] для юга СССР.

В отличие от них, в рассматриваемом разрезе не встречены виды рода *Trocholina*, многочисленные в отложениях этого возраста, не обнаружены часто встречающиеся в разрезах тамбовских скважин псевдоцикламины и не зафиксированы виды-индексы нижнего валанжина. Наиболее широко распространены в валанжинских породах Заводской балки следующие

виды: *Ammobaculites eocretaceous* Bart. et Br., происходящий из валанжина северо-западной части ФРГ и известный из разновозрастных отложений других районов, в том числе юга СССР [4]; *Ammobaculites subaequale* Mjatl., обычно встречающийся в образованиях данного возраста; *Haplophragmoides vocontianus* Moull., являющийся показателем для валанжина и отмеченный Т. Н. Горбачик [6] как вид-индекс для верхнего подъяруса валанжина. Только валанжином ограничиваются найденные здесь *Fronicularia hastata hastata* Roem., *Saracenaria latruncula* Chalil., *Planularia madagascariensis* Epist. et Sigal. Многочисленна *Lingulina trilobitomorpha* Pathy, являющаяся видом-индексом для верхнего валанжина. Среди видов, переходящих из берриаса, обнаружены: *Haplophragmium inconstans* Bart. et Br., *Gaudryina subglobosa* Ant. et Schmyg. и *Pseudonodosaria mutabilis* (Reuss). К числу видов, продолжающих существование в готериве, относятся встреченные здесь *Gaudryina hoterivica* Tair., *Dorothia pseudocostata* (Ant.), *Ophthalmidium sigmoiliformis* (Ant.). В комплексе фораминифер доминируют: *Fronicularia crinica* Schokh., *Lenticulina nodosa* (Reuss), *L. nuda* (Reuss.), *Astacolus calliopsis* (Reuss.), *Pseudonodosaria humilis* (Reuss.) и другие виды, имеющие более широкий диапазон распространения, но часто сопровождающие отложения валанжина.

В валанжинском палинокомплексе преобладает пыльца семейств Pinaceae и Podocarpaceae (46 %). Пыльца *Classopollis* составляет 15 %, споры схизейных 9 % и представлены они преимущественно ребристыми формами глейхенневых 5 %. К руководящим видам относятся: *Cyathidites minor* Couper, *C. australis* Couper, *Cicatricosisporites exilioides* (Mal.) Bolch., *Inaperturopollenites magnus* (R. Pot.) Thom. et Pil., *Piceapollenites valanjinicus* (Rovn.) Petros.

В исследованном разрезе в объеме готерива представилось возможным выделить отложения нижнего и верхнего подъярусов. Основанием для обособления нижнего подъяруса послужили находки *Ammobaculites eocretaceous* Bart. et Br., *Dorothia ouachensis* (Sigal), *Vaginulina kochii* Roem., *Lingulina trilobitomorpha* Pathy и вида-индекса нижнего готерива — *Dorothia kummi* (Zedler). Верхний подъярус готерива установлен по появлению вида-индекса *Hoeglundina ornata* (Roem.) в сообществе с *H. membranacea* Ant., *Dorothia kummi* (Zedler), *D. zedleri* (Moull.), *Lenticulina nodosa* (Reuss) и исчезновению *Lingulina trilobitomorpha* Pathy.

По палинологическим данным, граница между валанжином и готеривом фиксируется резким возрастанием количества глейхенневых (до 17 %) и их видовым разнообразием. Появляются виды *Ornamentifera echinata* (Bolch.) Bolch., *Cleicheiidites laetus* (Bolch.) Bolch. Схизейные, составляющие 6 %, представлены ребристыми, трехлопастными и бугорчатыми формами — *Appendicisporites*, *Trochospirites*, *Concavissimisporites*. Мощность готерива 27 м. Вероятно, из этой части разреза М. В. Муратов [9] приводит готеривский ко-

плекс моллюсков — *Leopoldia leopoldi* Orb., *Duvalia dilatata* Blainv., *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Camp.

Граница между берриасом и валанжином по комплексам нанофоссилий не прослеживается. По этой группе органических остатков выделяется первая ассоциация верхнего берриаса (?) — нижнего валанжина, более богатая, чем в нижележащей толще, и содержащая характерные виды — *Cretarhabdus crenulatus* Braml. et Mart., *Diadorhombus rectus* (Worsley), *Staurolithites crux* (Defl. et Fert), *Polycostella beckmannii* Thier., *Watznaueria barnesae* (Black), *Biscutum constans* (Gorka). Комплекс по видовому составу сходен с известным из зоны *Cretarhabdus crenulatus*, установленной для верхнего берриаса — нижнего валанжина юга Франции и Швейцарии [16, 17].

Второй комплекс, валанжин — нижний готерив включает характерные виды: *Calccalathina oblongata* (Worsley), *Cruciellipsis cuvillieri* (Man.), *Diazomatolithus lehmani* Noel, *Zygodiscus xenotus* (Stov.), *Stephanolithon lafittei* Noel, *Sollasites crucifer* Shum., *Watznaueria barnesae* (Black), *Biscutum constans* (Gorka).

В подошве валанжина появляются наннокониды *Nannokonius steinmanni* Kampf. и *N. kamptneri* Bropp., *N. minutus* Bropp. Появление последнего служит основанием для выделения в готериве зоны *Nannosopos bermudezi* [14].

Комплекс нанофоссилий близок по видовому составу к ассоциации зоны *Calccalathina oblongata*, выделенной в верхнем валанжине — нижнем готериве Франции, Швейцарии и Атлантики [16, 17].

Третий комплекс — верхний готерив — включает характерные виды: *Lithraphidites cf. bolli* Thier., *Micrantolithus obtusus* Str., *Lithastrinus septentrionalis* Str., *Zygodiscus xenotus* (Stov.), *Z. erectus* (Defl.), *Diazomatolithus lehmani* Noel, *Watznaueria barnesae* (Black), *Biscutum constans* (Gorka). Он близок к комплексу, типичному для зоны *Microrhabdulus bolli* верхнего готерива — нижнего баррема Франции и Западной Атлантики [16, 17].

Из всех изученных разрезов Восточного Крыма баррем установлен только в разрезе скв. 3 Тамбовской [1]. В нем А. М. Волошиной определены единичные виды фораминифер *Dorothia cf. ouachensis* (Sigal), *D. cf. zedleri* (Moull.), *D. cf. hauteriviensis* (Moull.) и *Hedbergella cf. aptica* (Agal.).

Отложения апта, пройденные скважинами 1 и 3 Тамбовскими, содержат, по данным А. М. Волошиной, сравнительно богатый комплекс фораминифер, в то время как разновозрастные породы, вскрытые скважинами на Керченском полуострове, характеризуются обедненным составом и плохой сохранностью микрофауны.

В разрезе Заводской балки глинистая толща валанжина — готерива без видимого перерыва и несогласия сменяется такими же зеленоватосерыми плотными, пластичными глинами с прослоями вишнево-красного сидерита (количество их увеличивается кверху). Палеонтологический материал свидетельствует об отсутствии в этом разрезе отложений баррема и нижнего

апта. В низах описываемой толщи установлен среднеаптский комплекс фораминифер, основу которого составляют раковины планктонного вида *Hedbergella trocoidea* (Gand.), являющегося видом-индексом, и разнообразный по видовому составу бентос. Именно такое сочетание — расцвет *H. trocoidea* и присутствие *H. aptica* — характерно для третьей снизу зоны среднего апта — зоны *Hedbergella trocoidea*. Сопутствующие виды, обычные для среднего апта, представлены *Trochogaudryina bulloides* (Tair.), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides chapmani* Moroz., *Verruculinoidea subfiliformis* Bart., *Baggina nonionina* (Reuss), *Gavelinella flexuosa* (Ant.), *Astacolus laevigatus* (Reuss.), *Saracenaria spinosa* Eich.

В верхней части толщи по присутствию одного из видов-индексов (*Ticinella roberti*) выделен поздний апт — клансей. Этому возрастному интервалу свойственны бентосные виды: *Trochogaudryina filiformis* (Berth.), *Discorbis wassoewizi* Djaff. et Agal., *Gavelinella suturalis* (Mjatl.).

Среднеаптский палинокомплекс, содержащийся в низах толщи, включает споры и пыльцу голосеменных растений почти в равных соотношениях. Среди спор доминируют глейхенневые, характеризующиеся значительным видовым разнообразием, — *Gleicheniidites senonicus* Ross., *G. laetus* (Bolch.) Bolch., *G. umbonatus* (Bolch.) Bolch., *Plicifera decora* (Bolch.) Bolch., *Clavifera triplex* (Bolch.) Bolch., *Ornamentifera punctata* Vor., *O. granulata* (Bolch.) Bolch., *O. tuberculata* (Bolch.) Bolch.

Схизейные представлены главным образом ребристыми формами *Appendicisporites macrorhysus* (Bolch.) Bolch. Из голосеменных доминируют сосновые, ногоплодниковые, а также пыльца *Classopollis*, встреченные примерно в равных количествах. Комплекс кокколитофорид в породах среднего апта не установлен.

Аптские отложения вверх по разрезу без перерыва переходят в темно-серые и черные глины с редкими прослоями мергелей. В них установлены альбские комплексы фораминифер. В отличие от сообщества фораминифер апта, состоящего преимущественно из планктонных форм, в нижнем альбе основная масса раковин представлена бентосными видами. Среди планктонных фораминифер изредка встречаются *Hedbergella aptica* (Agal.), *H. trocoidea* (Gand.) и появляются *Hedbergella cf. planispira* (Tapp.). Среди бентосных форм присутствует ряд видов, не известных ранее, — *Gaudryina spissa* Berth., *Gavelinella intermedia* (Berth.) (зональные виды), *Uvigerinammina moesiana* Neagu, *Lenticulina gaultina* (Berth.). В среднем альбе, выделенном с долей условности, найден вид *Hedbergella infracretacea* (Glaess.), характерный для среднего и верхнего альба Равнинного Крыма. Бентосные формы не противостоят этому возрасту. Наиболее характерные из них — *Reophax cf. minuta* Tapp., *Haplophragmoides concavus* (Chapm.), *H. rosaceus* Subb., *Pseudonodosaria humilis* (Roem.), *Osangularia infracretacea* (Buk.), *Cibicidoides djaffarovi* (Agal.), *Spiroplectammina annecteus* (Park et Jones).

Залегающие выше отложения содержат единичные песчаные формы родов *Hyperammina*, *Trochammina*, *Ammodiscus* и некоторые другие, не дающие основания для установления возраста отложений. Возможно, все они относятся к верхнему альбу.

По нанопланктону провести границу между верхним аптом и нижним альбом не представляется возможным. Здесь выделен единый комплекс верхнего апта — нижнего альба с характерными видами: *Parhabdolithus angustus* (Str.), *Lithastrinus floralis* Str., *Chiastozygus litterarius* (Gorka), *Zygodiscus fenestratus* (Stov.), *Parhabdolithus splendens* (Defl.), *Staurolithites crux* (Defl. et Fert), *Watznaueria barnesae* (Black), *Biscutum constans* (Gorka). Вид *Parhabdolithus angustus* является зональным для верхнего апта — нижнего альба Франции и Атлантики [15, 16, 17], Калифорнии, побережья Австралии, Японии [12, 13] и других регионов мира.

Таким образом, палинологические данные не позволяют провести границу между аптом и альбом. Здесь устанавливается единый верхнеаптский — нижнеальбский комплекс, в котором преобладают споры семейства глейхениевых (6 видов), в том числе *Clavifera rudis* (Bolch.) Bolch. и *Ornametifera granulata* (Bolch.) Bolch. *O. peregrina* (Bolch.) Bolch.

На Керченском полуострове аптские и альбские образования полностью пройдены скв. 1 Мошкарёвской. Микрофауна апта и альба здесь и в разрезах Тамбовских скважин имеет плохую сохранность, немногочисленна. Общими в ассоциации фораминифер Восточного Крыма и Керченского полуострова являются некоторые планктонные виды. Бентосные ассоциации этих районов разные, что может свидетельствовать о разных палеоэкологических условиях, существовавших в раннемеловое время.

Результаты выполненных биостратиграфических исследований сводятся к следующему.

1. Впервые дана комплексная микропалеонтологическая характеристика (фораминиферы, известковый нанопланктон, споры и пыльца) разреза нижнего мела в районе Феодосии (Заводская балка).

2. Выделены комплексы органических остатков, характерные для титона — берриаса, валанжина, готерива, апта и альба.

3. Ассоциациями фораминифер и палинокомплексами, обнаруженными в разрезе Феодосии, подтверждена справедливость предложения В. В. Друщица о проведении границы между юрой и мелом в подошве валанжина.

4. Доказано присутствие в разрезе отложений готерива (здесь предполагался перерыв в готериве — барреме) и обосновано его разделение на два подъяруса.

5. Стратиграфический перерыв сокращен до объема баррем — ранний апт.

6. Установлены отложения среднего и верхнего апта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волошина А. М., Орлова-Турчина Г. О. Про вик пограничных юрско-крейдовым пород в Схидному Крыму. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1973, № 3, с. 200—203.

2. Воронова М. А. Палинологическая характеристика границы юры и мела некоторых регионов Украины. — В кн.: Палинологическая характеристика некоторых стратиграфических рубежей мезозоя, палеогена Украины и Молдавии. Киев, 1979, с. 27—36.
3. Головинова М. А., Чекалина С. С., Янин Б. Т. Стратиграфическое распространение брюхоногих моллюсков в отложениях берриаса и валанжина Крыма. — Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1970, № 1, с. 97—105.
4. Горбачик Т. Н. О раннемеловых фораминиферах Крыма. — Вопросы микропалеонтологии, 1971, № 14, с. 125—139.
5. Друщиц В. В. Нижнемеловые отложения Крыма. — В кн.: Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М., 1960, с. 53—74.
6. Друщиц В. В., Горбачик Т. Н. Зональное расчленение нижнего мела юга СССР по аммонитам и фораминиферам. — Изв. АН СССР, 1979, № 12, с. 95—100.
7. Мамонтова Е. В. О некоторых фораминиферах из верхнеюрских и нижнемеловых карбонатных пород Юго-Западного Крыма. — Вестн. ЛГУ, 1972, № 6, с. 64—73.
8. Моисеев А. С. От Феодосии до Судака. — В кн.: Путеводитель XVII Международного геологического конгресса. Южная экскурсия (Крымская АССР). М.-Л., 1937, с. 54—65.
9. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М. Госгеолтехиздат, 1960.
10. Орлова-Турчина Г. А. К вопросу о расчленении некоторых разрезов триасовых, юрских и неоконских отложений Крыма на основании палинологических исследований. — В кн.: Мат-лы по геологии и нефтегазоносности Украины. Львов, 1968, с. 254—261.
11. Эристави М. С. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. М., Изд-во АН СССР, 1957.
12. Bukry D. Phytoplankton stratigraphy of shore east Africa. Deep Sea Drilling Project Leg. 25. — In: Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., v. 25. Washington, 1974, p. 669—673.
13. Bukry D. Coccolith and Silicoflagellate Stratigraphy near Antarctica. Deep Sea Drilling Project Leg. 28. — In: Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., v. 28. Washington, 1975, p. 651—652.
14. Dercé F. et Acheritequy J. Biostratigraphie des Nannocoides. — Bul. Cent. rech. explor. prod. Elf. — Aquitaine, 1980, v. 4, N 1, p. 1—53.
15. Maniôt H. Nannofossiles calcaires de Crétacé Français (Aptien-Maestrichtien). — Thèse doct. natur. sci. Fac. sci. Univ. Paris, 1971.
16. Thierstein H. R. Tentative Lower Cretaceous Calcareous nannoplankton zonation. — Eclog. geol. helvet., 1971, v. 64, N 3, p. 33.
17. Thierstein H. R. Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. — Abh. Geol. Bundesanst., 1973, Bd. 29, p. 1—52.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 551.241 (578.172)

Т. Л. БАБАДЖАНОВ (ПГО «Узбекгеофизика»), Н. Я. КУНИН, Э. Р. ШЕЙХ-ЗАДЕ (ИФЗ АН СССР)

Глубинное строение Арало-Каспийского региона

Северо-западная часть Туранской плиты, территория между Каспийским и Аральским морями, часто рассматривается в качестве специфического региона. Естественным геологическим ограничением его на севере служат Южно-Эмбинское палеозойское поднятие, зоны неглубокого залегания фундамента в Чушкакульском поднятии (на южном продолжении Мугоджар) и северное обрамление Челкарского прогиба в Северо-Западном Приаралье. Южную границу представляется целесообразным проводить по северным склонам Карабогазского и Центральнокаракумского сводов и седловине, разделяющей Дарьялык-Дауданскую и Амударьинскую впадины.

Промышленные залежи нефти и газа в Арало-Каспийском регионе приурочены к палеогеновым, меловым и юрским отложениям — месторождения Южного Мангышлака, Бузачей и отдельные площади Южного (Шахпахты) и Северного (Чумышты) Устюрта. В последнее десятилетие притоки нефти получены из триасовых (Южный Мангышлак) и палеозойских (Оймаша, Каракудук Узбекский и др.) отложений. Выяснение нефтегазоносности глубинных недр региона связано со значительными трудностями, что в немалой степени обусловлено спорностью многих вопросов тектонического районирования и истории геологического развития региона.

Наиболее широко используется схема тектонического районирования по особенностям строения юрско-кайнозойского осадочного чехла, согласно которой в Арало-Каспийском регионе в качестве структурных элементов первого порядка выделены Северо-Устюртская впадина и Южномангышлакско-Устюртская зона прогибов, разделенные Центральноустюртско-Мангышлакской зоной поднятий [1, 2, 4, 9, 12, 17 и др.]. Для оценки глубинного строения региона и проведения

тектонического районирования по особенностям строения его земной коры важное значение имеет информация о рельефе поверхности и латеральных неоднородностях фундамента и мощности магма-метаморфической земной коры, заключенной между кровлей фундамента и границей Мохоровичича.

Палеозойский фундамент установлен на южном обрамлении региона, где на Песчаномысском поднятии, северных склонах Карабогазского и Центральнокаракумского сводов широко развиты докембрийские метаморфические сланцы и ранне-среднепалеозойские гранитоиды. Бурением на Центральном Устюрте и Коскалинском поднятии вскрыты рифейские сланцы и мрамора, а в Юго-Западном Приаралье — палеозойские граниты. В Северо-Западном Приаралье, где по данным сейсморазведки фундамент залегает на глубине 1—3 км, бурением обнаружены сильно дислоцированные докембрийские и частично палеозойские отложения с широким участием вулканитов основного состава. На большей части Северного Устюрта, п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке поверхность фундамента, картируемая сейсморазведкой, еще не подтверждена бурением. Многие исследователи к фундаменту относят дислоцированные пермо-триасовые отложения Горного и Восточного Мангышлака. Однако последние результаты сейсморазведки и глубокого бурения в регионе и особенно на п-ове Бузачи и Южно-Эмбинском поднятии, где принимавшиеся ранее за фундамент пермо-триасовые и палеозойские отложения подстилаются и сменяются по латерали соответственно более древними и разновозрастными недислоцированными аналогами, требуют дополнительного изучения глубинного строения структур Горного и Восточного Мангышлака.

Еще в тридцатые годы А. Д. Архангельским высказывалось предполо-

жение о развитии на Северном Устюрте между дислокациями Центрального Устюрта и Южной Эмбы единой крупной жесткой глыбы допалеозойской консолидации. Такие представления обосновывались позднее по результатам работ КМПВ Н. А. Калинин, А. А. Бакировым и др. [1, 2, 4, 9, 10, 13]. Преломляющая граница с $v_r > 6$ км/с прослеживалась на обширной территории Северного Устюрта на глубинах 3—12 км. В отличие от Северо-Западного Приаралья и Южного Мангышлака, преломленная волна от поверхности фундамента в Косбулакском, Самском и Бейнеусском прогибах Северного Устюрта характеризуется простой формой записи и малочисленностью динамических осложнений [11, 12, 13].

Новые результаты исследований ОГТ и КМПВ показали, что доюрский разрез Северного Устюрта отличается заметной дифференцированностью. В Бейнеусском, Самском и Косбулакском прогибах широко развиты сероцветные триасовые и подстилающие их красноцветные триасовые и верхнепермские толщи суммарной мощностью до 7 км. Их подошва часто совпадает с упомянутой преломляющей границей, ранее принимавшейся за поверхность фундамента. Глубже этой границы в осевых частях прогибов и к юго-востоку от оси Южно-Эмбинского поднятия выделены пологие отражающие границы протяженностью до десятков километров, характеризующие спокойное залегание палеозойских осадочных комплексов. Последние сложены девонскими и каменноугольными отложениями суммарной мощностью до 2 км и более и вскрыты бурением на Южно-Эмбинском поднятии (Мансуалмас и др.) и в Барсакельмесском прогибе (Каракудук Узбекский и др.) под юрскими отложениями.

Поэтому преломляющую границу, принимавшуюся ранее за поверхность фундамента, мы связываем со слабо дислоцированными каменноугольными и девонскими, а возможно и более древними палеозойскими толщами в Бейнеусском, Самском и Косбулакском прогибах. Ориентировочные мощности этих толщ, по нашему мнению, 3—5 км, что значительно меньше, чем

на Южно-Эмбинском поднятии (до 11 км) и несколько больше, чем в Барсакельмесском прогибе (2—4 км). С учетом этих представлений на основании материалов бурения и сейсморазведки КМПВ и ОГТ нами составлена схема рельефа поверхности фундамента Арало-Каспийского региона (рис. 1). Регион четко подразделяется на три зоны по уровню глубин фундамента: 0—5 км — поднятия, 5—10 км — ступени и прогибы относительно мелкого заложения, более 10 км — глубокие прогибы. Зоны поднятий Северного, Восточного и Южного Приаралья, Центральнокаракумского и Карабогазского сводов охватывают полукольцом Арало-Каспийский регион с северо-востока, юга, юго-запада, образуя внешний полуовал воздыманий фундамента. Актумсукское, Центральноустюртское, Коскалинское, Беке-Башкудукское и Песчаномыско-Ракушечное поднятия формируют систему внутренних выступов фундамента, разделенных прогибами относительно мелкого заложения. Зона глубоких прогибов прилегает к обширной области погружений фундамента в Прикаспийской синеклизе и, по существу, является ее окраиной, протягивающейся широтно от Северного Каспия до центральной части Аральского моря.

Особенности латеральной неоднородности верхней части магма-метаморфической земной коры отображает схема распределения граничных скоростей распространения волн по поверхности фундамента (рис. 2). Относительно низкие значения v_r^f (менее 6 км/с) характерны для Мугуджар, Челкарского прогиба, Центральноустюртской и западной части Актумсукской системы поднятий, Песчаномыско-Ракушечного, северной части Карабогазского и Центральнокаракумского сводов, Беке-Башкудукского вала, Дарьялык-Дауданского прогиба, где установлены повышенная раздробленность фундамента и внедрение гранитов. Повышенные (более 6,4 км/с) v_r^f , достигающие 7 км/с, отмечаются в Южно-Эмбинском прогибе, зоне сочленения Прикаспийской впадины с Уралом, Центральноаральской впадиной и предполагаются в Бейнеусском, Самском и Косбулакском прогибах

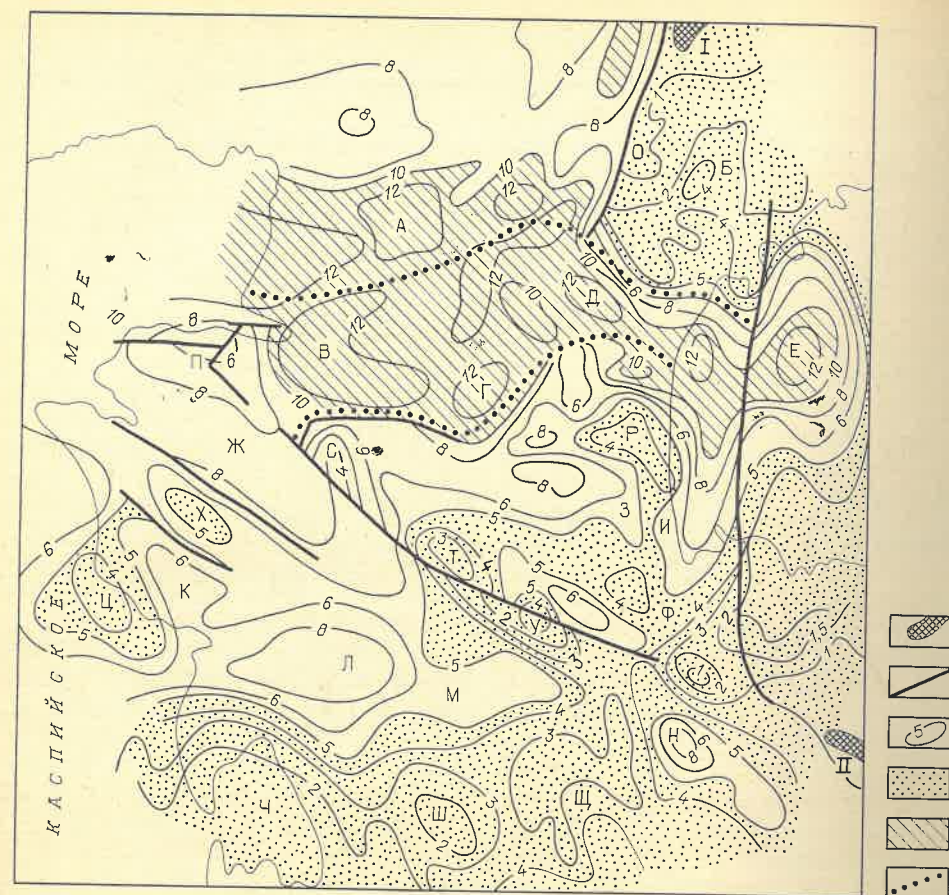


Рис. 1. Схема рельефа фундамента

1 — выходы фундамента на поверхность; 1 — южная оконечность Мугуджар, II — Султануиздаг; 2 — основные разломы со значительным смещением поверхности фундамента; 3 — изолинии глубин залегания фундамента, км; 4—5 — зоны глубин залегания фундамента: 4 — менее 5 км; 5 — свыше 10 км; 6 — контуры области возможно более глубокого залегания фундамента. А — Южно-Эмбинский, Б — Челкарский, В — Бейнеусский, Г — Самский, Д — Косбулакский, Е — Центральноаральский, Ж — Южно-Бузачинский, З — Барсакельмесский, И — Судочий, К — Восточно-Карагинский, Л — Учкулдук-Карынжарыкский, М — Асаксауданский, Н — Дарьялык-Дауданский, О — Ш — поднятия; П — Северо-Бузачинское, Р — Актумсукское, С — Шольтукское, Т — Байчатыр-Яркимбайское, У — Центральноустюртское, Ф — Коскалинское, Х — Беке-Башкудукское, Ц — Песчаномыско-Ракушечное, Ч — Карабогазское, Ш — Туаркыр-Капланкырское, Щ — Каракумское

Для остальных частей региона, характеризующихся средним уровнем глубин фундамента, v_r^f заключены в интервале от 6 до 6,4 км/с.

Таким образом, по особенностям рельефа фундамента и граничных скоростей распространения волн по его поверхности в рассматриваемом регионе четко намечаются две группы структур: 1) поднятия и относительно неглубокие прогибы, где преобладают значения v_r^f от 5,7 до 6,2 км/с, фундамент сложен метаморфическими комплексами с широким участием гранитоидов и основных вулканитов (только в Северо-Западном Приаралье); 2) глубокие прогибы, где

значения граничной скорости 6,4—6,8 км/с свидетельствуют о преобладании в составе фундамента пород основного и ультраосновного состава. Фундамент повышенной основности, условно именуемый «безгранитным», развит в Бейнеусском, Самском, Косбулакском и Центральноаральском прогибах, а также, возможно, в Южно-Бузачинском прогибе, которые, видимо, являются продолжением области «безгранитного» фундамента Прикаспийской впадины [16].

Изложенные представления о латеральных неоднородностях фундамента позволяют сделать следующие выводы.

1. Северный Устюрт не является

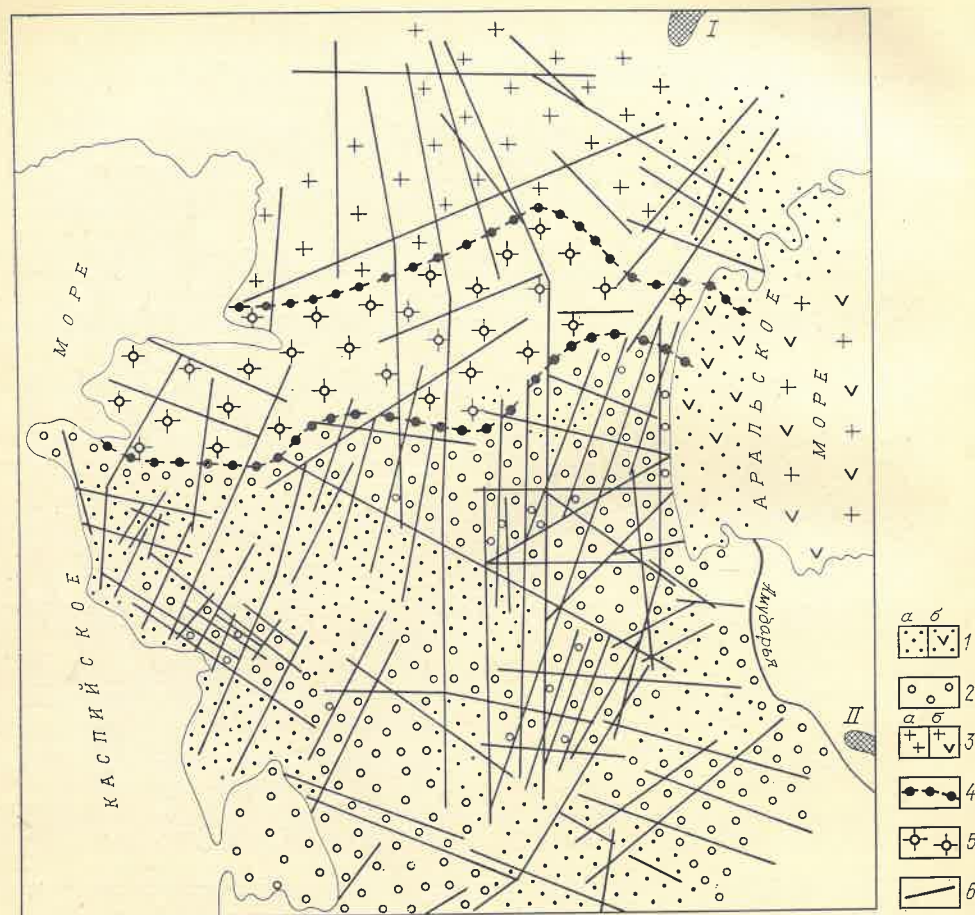


Рис. 2. Схема распределения граничных скоростей волн по поверхности фундамента

1—3 области разных значений граничных скоростей, км/с: 1 — менее 6, фундамент представлен кислыми и метаморфическими породами (а — уверенно, б — ориентировочно); 2 — 6—6,4, фундамент представлен метаморфическими и средними магматическими породами; 3 — 6,5 и более, фундамент представлен ос-

новыми и ультраосновными породами (а — уверенно, б — ориентировочно); 4 — граница зоны, где поверхность фундамента на профилях КМПВ, по-видимому, принята кровля карбонатно-осадочных отложений; 5 — поле предполагаемых скоростей более 6,4 км/с в пределах этой зоны; 6 — профили КМПВ, остальные усл. обозн. см. рис. 1.

единым жестким массивом, а разделяется на полигональный относительно жесткий Барсакельмесско-Арстановский геоблок с гранитизированным фундаментом, характеризующимся низкой граничной скоростью, и северную систему прогибов с «безграничным» фундаментом, отличающимся высокими v_f .

2. Линейные складчатые дислокации Актумсукской системы и Горного Мангышлака приурочены к пограничным зонам крупных специфических областей фундамента существенно различного состава.

Арало-Каспийский регион по сравнению с другими областями Туранской плиты был до последнего време-

ни слабо изучен глубинным сейсмическим зондированием, и граница Моховича здесь проводилась весьма схематически, преимущественно по материалам гравиметрии и отдельным определениям по сейсмическим данным [2, 4, 5, 8] вдоль профилей Атрек — Сагиз, Огурчинский — Сарыкамыш, Кара-Богаз-Гол — Карашор — Копетдаг — Аральское море [3, 7, 15]. Причем три последних располагаются на южном и юго-восточном обрамлении региона. Интерпретация этих материалов носит противоречивый характер. Так, в работе [4] глубина границы М для Северо-Устьюртской впадины оценена в 40 км, а в работе [2] 48—53 км. С использованием уравне-

ния регрессии и коэффициентов корреляции между глубиной до границы М (по данным ГСЗ и МОВЗ) и аномалиями Δg в редукции Буге значения H_m повсеместно в регионе оценены в 40—45 км, кроме Центральноустюртской зоны поднятий, где $H_m=35$ км [5]. Аналогичным способом для Восточного Устьюрта глубина залегания поверхности М определена как 35—42, в среднем 38 км [8].

Возможности картирования поверхности М существенно расширились благодаря использованию материалов отраженных волн по региональным профилям КМПВ и результатов специальных исследований, выполненных в Арало-Каспийском регионе в 70—80-х годах. Сейчас на рассматриваемой территории общей площадью 580 тыс. км² имеется 1800 км профилей ГСЗ — КМПВ, отработанных по полным корреляционным схемам наблюдений, 4500 км КМПВ — МОВ, где отраженные волны от поверхности М построены по полным корреляционным схемам непрерывного профилирования, 14 точечных зондирований ГСЗ — МОВ, 1100 км профилей МОВЗ и 420 км непродольных зондирований ГСЗ.

По степени изученности поверхности М сейсмическими материалами, а также качеству (точности) работ региона можно разделить на северную, западную и юго-восточную зоны. Северная протягивается от Прикаспийской впадины до Барсакельмесского прогиба. Здесь при региональном профилировании КМПВ с длиной годографа 96—144 км и пунктами взрыва через 12—16 км получены во вторых вступлениях непрерывные годографы отраженных волн, примеры которых были рассмотрены [16]. В последние годы использовались специальные приемы выделения отраженных волн по профилям Восточного Устьюрта путем вычитания прямолинейных осей синфазности. Западная зона, главным образом п-ов Мангышлак, изучена отдельными профилями ГСЗ — КМПВ и МОВЗ [6], а также единичными глубинными зондированиями отраженными волнами.

Юго-Восточная зона, охватывающая Южное Приаралье, Центральный и Южный Устьюрт, наименее изучена.

Здесь отработаны профили ГСЗ — КМПВ Огурчинский — Сарыкамыш, Копетдаг — Аральское море, отдельные точки ГСЗ — МОВ, а также профиль V ГСЗ длиной 420 км, пересекающий Восточный Устьюрт в пределах УзССР. Вдоль него станциями «Земля» и «Черепаша» зарегистрированы волны, связанные с границей М (преломленные и отраженные), от трех пунктов взрыва.

При построении схемы глубин поверхности М (рис. 3) использованы результаты всех исследований, полученные при идентичных значениях зависимостей $\bar{v}=f(H)$ и хорошо согласующиеся друг с другом. По профилю Атрек — Сагиз учтены результаты последней интерпретации материалов [14].

Для Косбулакского прогиба и Актумсукской зоны дислокаций были внесены коррективы при оценке глубин верхней мантии на основании следующих соображений.

1. Для рассматриваемой территории средняя скорость ($\bar{v}_m$) до границы М более строго оценена В. А. Рзаевой как 6,1—6,2 км/с. При первоначальной интерпретации использовалось значение $\bar{v}_m$ 5,8—5,9 км/с, что привело к уменьшению H_m на 3 км.

2. На ряде участков профилей граница М была выделена по кровле однородной пачки отражений толщиной 8—10 км. Раздел М в данных условиях является мощной переходной зоной. Представляется более логичным проследивать поверхность М по некоторому среднему уровню, равноудаленному от кровли и подошвы переходной зоны.

3. На профиле V станциями «Земля» и «Черепаша» регистрировались относительно более низкочастотные колебания, обладающие большим осреднением по сравнению с другими профилями. Выделяемая на глубинах 35—40 км и отождествляемая с М низкочастотная граница отвечает средней части переходной зоны, а средняя скорость до нее равна 6,1 км/с, что согласуется с вышеприведенными данными.

Для построения схемы глубин поверхности М были исследованы их связи с глубинами залегания фундамента в зонах их совместного просле-

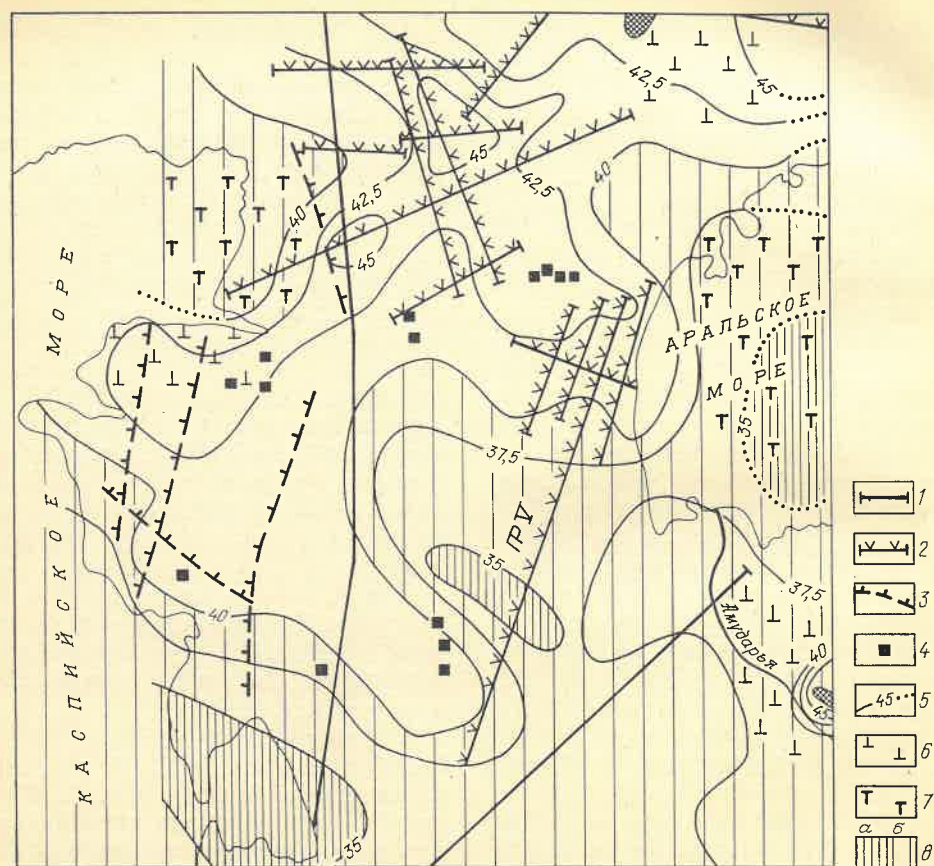


Рис. 3. Схема глубин залегания поверхности Мохоровичича

1—3 — сейсмические профили: 1 — ГСЗ, 2 — КМПВ-МОВ или использующие глубинные отраженные волны, 3 — МОВЗ; 4 — точечные зондирования глубинных отраженных волн; 5 — изолинии H_M по дан-

живания на территории Устюрта, где сеть сейсмических профилей наиболее представительна. В результате установлено прямое соответствие между H_M и H_F для Косбулакского прогиба, периферийных зон Актумсукской системы дислокаций, центральной и северной частей Барсакельмесского прогиба и обратное — для центральной части Актумсукской системы дислокаций (рис. 4). Корреляционные зависимости между H_M и H_F использовались при построении схемы рельефа поверхности верхней мантии Арало-Каспийского региона (см. рис. 3) в интерполяционных интервалах между сейсмическими профилями. Диапазон изменения H_M в регионе — 35—45 км.

Поверхность верхней мантии, как и фундамента, характеризуется общим погружением с юго-востока на северо-

запад. Области малых глубин залегания поверхности фундамента, как правило, соответствует H_M 35—40 км. В прогибах Северного Устюрта и в Южно-Эмбинском палеозойском поднятии, где H_F более 10 км, глубины залегания поверхности М 43—45 км. Существенные отличия в поведении поверхностей фундамента и мантии обнаружены в трех крупных регионах: 1) на п-ове Бузачи и восточном побережье Северного Каспия отмечается обращенный рельеф фундамента и мантии; 2) на южном погружении Мугоджар и юге Тургайского прогиба в зоне небольших глубин залегания фундамента мантия погружена до 43—46 км; 3) в Центральноаральской впадине поверхности фундамента по ориентировочным данным отвечает выступ верхней мантии. Большая амплитуда

колебаний в рельефе поверхности верхней мантии (35—44 км), наблюдаемая в пределах Северного Устюрта, не согласуется с представлением о развитии здесь монолитной древней глыбы. Четкий выступ в рельефе М до 35 км отвечает Центральноустуртскому поднятию фундамента. Наиболее глубокий прогиб в подошве земной коры шириной до 200 км протягивается с юго-запада на северо-восток от Южно-Бузачинского прогиба до Южно-Эмбинского палеозойского поднятия.

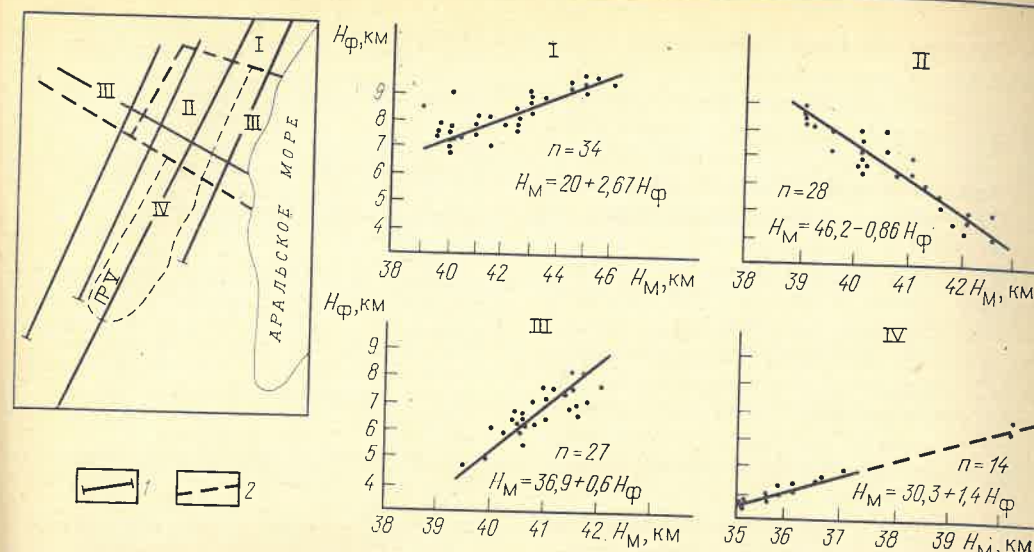


Рис. 4. Корреляционные зависимости между глубинами залегания поверхностей Мохоровичича и фундамента по зонам I—IV
1 — профили регистрации глубинных волн, отраженных от поверхности М; 2 — границы зон I—IV

туда колебаний в рельефе поверхности верхней мантии (35—44 км), наблюдаемая в пределах Северного Устюрта, не согласуется с представлением о развитии здесь монолитной древней глыбы. Четкий выступ в рельефе М до 35 км отвечает Центральноустуртскому поднятию фундамента. Наиболее глубокий прогиб в подошве земной коры шириной до 200 км протягивается с юго-запада на северо-восток от Южно-Бузачинского прогиба до Южно-Эмбинского палеозойского поднятия.

Полученные результаты свидетельствуют, что повсеместно в Арало-Каспийском регионе развита магма-метаморфическая земная кора мощностью от 25 до 42 км. Области сокращения ее мощности (менее 30 км) наблюдаются только в зонах развития безграничного фундамента и длительного устойчивого осадконакопления с преобладанием морских фаций. Такие депозиты прогибаний намечаются на акваториях Северо-Восточного Каспия и в центральной части Аральского моря. Эти области, а также связывающие их прогибы фундамента Южной Эмбы и прилегающих районов Северного Устюрта отличаются особым высокоскоростным фундаментом и при тектоническом районировании должны отделяться от Барсакельмесско-Арстановского геоблока Северного Устюрта,

который, как и более южные области Арало-Каспийского региона, обладает особенностями земной коры, характерными для материковых массивов салического состава, свойственных большей части Туранской плиты.

Мугоджары и прилегающие к ним районы Южного Тургай и Северо-Западного Приаралья отличаются увеличенной мощностью магма-метаморфической земной коры и небольшой мощностью осадочных отложений, что свойственно материковым массивам фемического состава.

Анализ геофизических материалов по Арало-Каспийскому региону позволяет наметить ряд характерных особенностей строения земной коры и верхней мантии, которые требуют дальнейшего изучения.

1. Установлено отсутствие поверхности Конрада во всех трех указанных выше («безграничной» высокоскоростной, салической, фемической) типах земной коры. Для безграничного высокоскоростного и фемического типов континентальной земной коры характерно наличие отражений в нижней части разреза, включая опорную отражающую границу РИЛ [16] и приуроченность к разделу М серии отражающих площадок. Для салического типа более характерно развитие раздела М как границы I рода.

2. Мантия региона отличается нормальными значениями скоростей v_r^m и отсутствием сейсмических свидетельств верхнемантийных волноводов [15]. По данным магнитотеллурических зондирований [2 и др.] на глубинах 60—70 км фиксируется высокопроводящий слой в Восточном Устюрте. Прогинам этого района [17] и отдельным зонам Южного Мангышлака отвечает повышенный тепловой поток. Есть данные, что зоны высокоскоростной «безгранитной» земной коры отличаются, напротив, низкими значениями теплового потока и глубоким залеганием электропроводящей мантии.

Дальнейшие исследования глубинного строения региона и закономерностей связи его нефтегазоносности с особенностями эндогенного режима требуют продолжения региональных геофизических исследований. Необходимо:

1. Отработать систему профилей среднечастотной сейсморазведки ГСЗ—ОГТ с длительностью регистрации 20—25 с, чтобы получить наиболее точную информацию о глубинных структурах от чехла до верхней мантии. Как показывает опыт работ КМПВ—МОВ, сейсмогеологические условия региона благоприятны для выделения глубинных отражений. Проектируемые профили в основном должны быть ориентированы субмеридионально.

2. Провести МТЗ и измерения теплового потока региона для изучения магнитоэлектрических и термобарических параметров верхней мантии, совмещив их с профилями ГСЗ—ОГТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаджанов Т. Л. Глубинное геологическое строение Восточного Устюрта. Ташкент, Фан, 1974.
2. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.

3. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. — Сов. радио, 1975, с. 268.
4. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972.
5. Глубинное строение западной части Туранской плиты/Н. А. Беляевский, А. М. Мезенцев, М. М. Мстиславский, Л. Н. Олофинский. — Сов. геология, 1979, № 5, с. 76—82.
6. Димаков А. И., Тамаров А. И. Глубинная структура Мангышлака. Л., Недра, 1973.
7. Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в Западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 5, с. 5—16.
8. Иногамов Х. Х., Фузайлов И. А., Авазов Ш. Строение земной коры Восточного Устюрта. — Узбекский геол. журнал, 1979, № 2, с. 46—56.
9. К вопросу изучения перспектив нефтегазоносности палеозойского комплекса плато Устюрт/А. М. Акрамходжаев, Х. Х. Авазходжаев, А. М. Валиев и др. — Вопросы региональной геологии, геофизики и тектоники нефтегазоносных областей Узбекистана, 1974, вып. 10, с. 4—13.
10. Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., Недра, 1972.
11. Кунин Н. Я., Коробкин Л. М. Региональные геофизические исследования глубинного строения Южного Мангышлака. Обзор. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., ВИЭМС, 1971.
12. Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М., Недра, 1974.
13. Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б. Геофизическая характеристика и глубинное строение Северо-Западного Приаралья. — В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1971.
14. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., 1982, с. 71—80.
15. Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., Недра, 1979.
16. Сейсмические модели земной коры основных геоструктурных зон Западной части Туранской плиты и прилегающих впадин/Н. Я. Кунин, Г. И. Семенова, В. А. Циммер, В. Г. Чистяков. — Прикладная геофизика, 1976, вып. 82, с. 115—123.
17. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М., Недра, 1982.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.11(575.1)

М. А. СУЛТАНОВА (ТашГУ)

Использование петрохимических данных для решения генетических вопросов (на примере Алмалыкского района)

Петрохимия магматических образований Кураминской подзоны рассматривалась многими исследователями (Х. М. Абдуллаев и др., 1958 г.; И. М. Воловикова, 1957 г.; М. Х. Кадыров, 1968 г.; И. И. Мирходжаев, Ф. Ш. Раджабов, 1961 г.; И. И. Соустов, 1957 г. и др.). Однако нет работ, специально посвященных химизму каледонских гранитоидов Алмалыкского района. Между тем эта проблема представляется весьма актуальной для решения различных петрогенетических, геохимических и металлогенетических вопросов и познания истории магматизма района.

При изучении химизма каледонских интрузивных пород нами были использованы результаты 97 химических анализов, из них 69 выполнены по материалам автора. Анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого, построены векторные диаграммы, химические составы пород сопоставлены со средними типами по Р. Дэли и С. П. Соловьеву [9].

По нашим представлениям [3], в каледонском цикле магматизма в Алмалыкском районе происходило четырехкратное внедрение магмы, продукты которой объединены в соответствующие формации в возрастной последовательности: габбро, порфировидные гранодиориты, биотитовые граниты и аляскиты.

Породы формации габбро по классификации А. Н. Заварицкого относятся к слабо пересыщенным кремнеземом ($Q=6,5-14,4$) и очень бедным щелочами ($a:c=0,1-4,1$). Они близки к средним типам кварцевых диоритов, диоритов, габбро и горнблендитов. Порфировидные гранодиориты слабо пересыщены кремнеземом ($Q=8,1-15,1$), богаты щелочами ($a:c=2,8-16,3$) и пересыщены глиноземом ($a'=31,4$). Они близки к средним

типам гранодиоритов. Биотитовые граниты пересыщены кремнеземом ($Q=14,4-29,7$), глиноземом ($a'=17,2$) и богаты щелочами ($a:c=2,3-10$). Они соответствуют средним типам докембрийских гранитов, а также гранитов всех периодов. Аляскиты пересыщены кремнеземом ($Q=22,5-47,2$), глиноземом ($a'=47,7$) и значительно обогащены щелочами ($a:c=2,8-77,3$). По количеству фемических компонентов они близки к докембрийским гранитам, а по содержанию калиево-содовой части — к аляскитам. В целом отмечается отчетливая аналогия химического состава аляскитов со средними типами соответствующих пород.

Петрохимические и геохимические особенности пород выделенных интрузивных формаций специфичны. Каледонские интрузивные формации в целом обогащены кремнеземом, глиноземом и, за исключением габбро, существенно калиевые. По содержанию порообразующих окислов и показателям соответствующих параметров А. Н. Заварицкого, Д. С. Штейнберга, Ю. С. Куцева и А. Ритмана (табл. 1) формации четко отличаются друг от друга. Средние типы каледонских пород по значению щелочного модуля И. В. Лучицкого отвечают нормальному ряду и по составу соответствуют основному (габбро), средним (кварцевые диориты, диориты) и кислым (порфировидные гранодиориты биотитовые граниты, аляскиты) породам. Сумма окислов щелочей в трех последних формациях почти постоянна и равна соответственно 7,76, 7,18 и 7,69, что является своеобразной химической особенностью интрузивных пород каледонского цикла Алмалыкского района.

Предполагается, что каледонские интрузивные породы района образовались из кислой магмы при значительном влиянии ассимиляционных про-

Таблица 1

Средний химический состав интрузивных пород каледонского цикла магматизма, %

Окисел, коэффициент	Габбро (27)*	Порфиroidные гранодиориты (19)	Биотитовые граниты (25)	Аляскиты (26)
SiO ₂	55,72	63,31	67,43	74,89
TiO ₂	0,91	0,62	0,34	0,15
Al ₂ O ₃	16,97	16,31	16,01	12,91
Fe ₂ O ₃	2,82	2,21	1,14	0,66
FeO	5,11	2,74	1,73	1,11
MnO	0,14	0,17	0,07	0,04
MgO	3,48	2,11	1,11	0,48
CaO	5,47	1,88	2,89	0,72
Na ₂ O	2,78	2,78	4,11	2,71
K ₂ O	2,21	4,98	3,07	4,98
П. п. п.	3,38	2,54	1,44	1,14
P ₂ O ₅	0,25	0,13	0,13	0,06
CO ₂	0,47	0,39	0,72	0,36
SO ₂	0,1	0,1	0,1	0,1
H ₂ O	0,41	0,36	0,22	0,26
Сумма	100,22	100,63	100,51	100,57
a	9,8	13,3	13,6	13,7
c	6,4	2,3	3,5	0,9
b	16,3	12,1	5,5	4,5
s	67,5	72,3	77,4	81,9
a'	—	31,4	17,2	47,7
f'	47,3	39,2	48,1	35,8
m'	49,1	29,2	34,5	16,4
c'	3,5	—	—	—
n	66,1	45,9	66,6	45,3
f	15,4	15,7	17,2	11,9
t	1,2	0,8	0,4	0,2
Q	9,0	13,4	24,1	37,5
a : c	1,5	5,8	3,8	5,2
w	0,55	0,81	0,65	0,59
b'	0,89	0,87	0,86	0,86
f	0,5	0,6	0,6	0,6
α	40	15	20	7
ρ	3,1	2,8	2,8	2,6
β	0,31	0,48	0,45	0,59
K ₂ O : Na ₂ O	0,8	1,7	0,7	1,8
K ₂ O + Na ₂ O	4,99	7,76	7,18	7,69
Fe ₂ O ₃ + FeO	7,93	4,95	2,87	1,77
FeO : MgO	1,1	1,3	1,5	2,3
CaO : MgO	1,22	0,89	2,6	1,5

* В скобках — количество проб.

цессов, обусловивших разнообразие пород.

На графике В. А. Кутюлина породы района располагаются в поле развития кислых пород (рис. 1), а на графиках Л. Н. Овчинникова и М. В. Трояновой (рис. 2) и отношений Rb/K, Rb/Cs, Ti/K и Ti/Rb (рис. 3, 4) образуют четыре обособленных поля (табл. 2), что служит геохимическим выражением четырехкратного внедрения магмы в каледонское время и сви-

детельствует о кислом составе родоначальной магмы.

Интересны отношения Ti/Fe и Mn/Fe в магматических породах. По данным И. И. Абрамовича [1], значения этих отношений зависят от содержания SiO₂ в породе и магматических формациях, производных от гранитоидной и гипабиссальных магм, они имеют максимум при 55—65 % SiO₂. В каледонских породах значения этих отношений также имеют отчетливый макси-

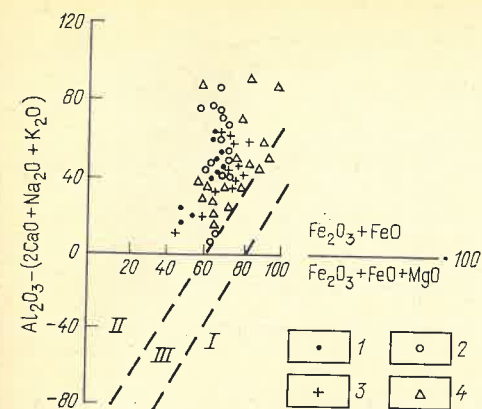


Рис. 1. Химизм каледонских интрузивных формаций в координатах железистость—глиноземистость, по В. А. Кутюлину [4]
Формации: 1 — габбро, 2 — порфиroidных гранодиоритов, 3 — биотитовых гранитов, 4 — аляскитов; I — зона кислых дифференциатов базальтовой магмы, II — зона гранитоидов батолитового интрузива, III — зона неопределенных решений

мум при 55—65 % SiO₂, что позволяет считать их производными кислой магмы.

Преимущественное развитие кислых разновидностей пород (на современном эрозионном уровне каледонские породы занимают площадь 65,52 км², из них на долю основных приходится всего 1,86 км²) и особенности химизма указывают на существование в каледонское время единого, кислого по составу магматического очага. В пользу такого суждения говорят небольшое колебание показателя родства пород (по А. Ритману), увеличение кислотности пород к концу магматического цикла, незначительное измене-

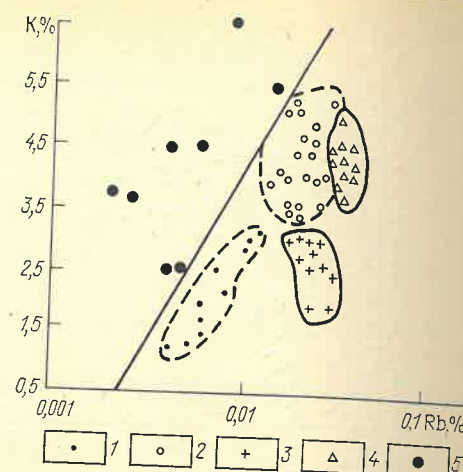


Рис. 2. Соотношение калия и рубидия в каледонских интрузивных породах, по Л. Н. Овчинникову и М. В. Трояновой [7]
Формации: 1 — габбро, 2 — порфиroidных гранодиоритов, 3 — биотитовых гранитов, 4 — аляскитов, 5 — эффузивы базальтоидного происхождения

ние суммы щелочей в течение каледонского цикла, единый набор типоморфных химических элементов (табл. 3) и аксессуарных минералов (табл. 4) и другие факторы. Все это дает основание для вывода об общности источника рассматриваемых интрузивных образований.

Ряд критериев, как геохимических (низкие содержания никеля, хрома, циркония, ванадия, титана в гранитах и вдали от контакта со сланцами, увеличение концентрации этих элементов вблизи ксенолитов и максимальное их содержание во вмещающих метамор-

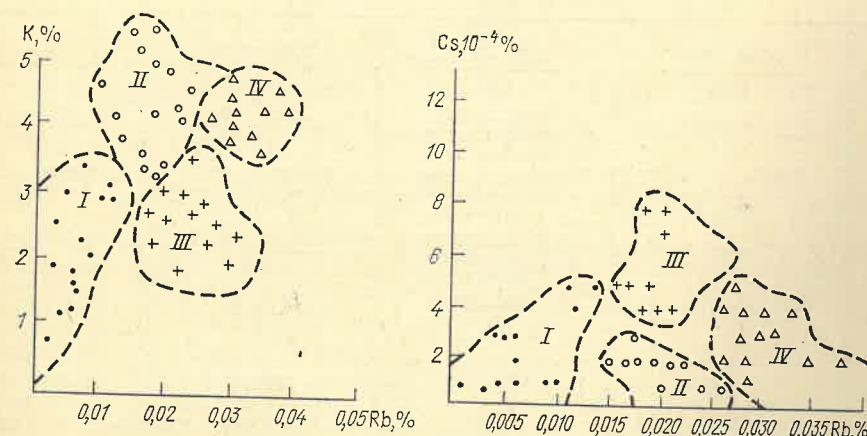


Рис. 3. Вариационные диаграммы Rb/K и Rb/Cs
Формации: I — габбро, II — порфиroidных гранодиоритов, III — биотитовых гранитов, IV — аляскитов

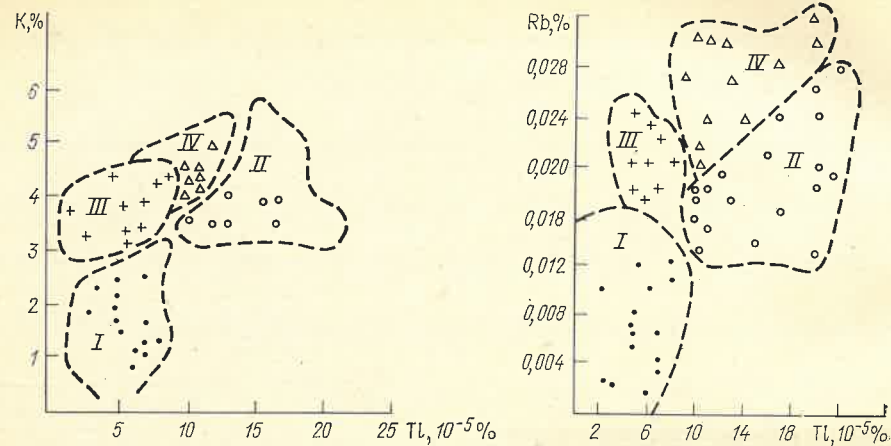


Рис. 4. Вариационные диаграммы Ti/K и Ti/Rb
Усл. обозн. см. рис. 3

фических породах, высокое (против кларка) содержание бария, стронция, цинка, ванадия, никеля, кобальта, титана, скандия в кислых породах, укрупнение кристаллов апатита и увеличение количества его в периферических частях и вблизи ксенолитов, высокие содержания сфена и ортита в участках, обогащенных ксенолитами), так и петрографических (вариация количественно-минералогического состава пород, наличие в гибридных их

разностях такситовой текстуры, повышенное количество ксенокристов цветных минералов, присутствие остатков не полностью ассимилированных ксенолитов, появление в конце магматического цикла кислых пород), также позволяет допустить значительную роль ассимиляции в становлении каледонских интрузивов.

В заключение можно сделать вывод, что разнообразие пород каледонского цикла Алмалыка связано с процесса-

Таблица 2

Распределение редких щелочей и таллия в каледонских интрузивных формациях, %

Элемент	Габбро (87)	Порфиroidные гранодиориты (87)	Биотитовые граниты (87)	Аляскинты (100)
K	0,74—1,31 1,09	3,36—5,81 4,01	2,96—4,92 3,75	3,49—4,91 4,18
Na	1,42—2,52 2,14	1,05—3,84 1,93	1,94—3,01 2,51	0,22—2,90 1,94
Rb	0,0016—0,0046 0,0033	0,0128—0,0293 0,0200	0,0100—0,0274 0,0180	0,0200—0,0400 0,0270
Cs	0,0001	0,0001—0,0009 0,0005	0,0004—0,0008 0,0006	0,0001—0,0008 0,0004
Tl ($n \cdot 10^{-6}$)	60—70 66	100—300 200	50—120 70	100—200 120
Rb/Cs	33	25	30	90
Rb/K	0,003	0,005	0,004	0,006
Na/Rb	648	97	139	72
Ti/K	0,00006	0,0005	0,00001	0,00002
Ti/Rb	0,02	0,01	0,003	0,004
K/Cs	10 900	5400	6250	13 933

Таблица 3

Среднее содержание элементов в интрузивных формациях каледонского цикла, %

Элемент	Габбро (80)	Порфиroidные гранодиориты (100)	Биотитовые граниты (145)	Аляскинты (120)
P	0,1	—	0,2	0,2
Ba	0,14	0,11	0,11	0,04
Sr	0,054	0,024	0,076	0,025
V	0,017	0,010	0,0047	0,0057
Ti	0,39	0,43	0,32	0,21
Cr	0,009	0,003	0,002	0,0025
Ag	0,0001	—	0,0001	—
Cu	0,007	0,005	0,005	0,006
Pb	0,0038	0,0086	0,0046	0,0047
Zn	0,007	0,0069	0,0094	0,0060
Ni	0,0024	0,0020	0,0008	0,0013
Co	0,0021	0,0010	0,0008	0,0016
Mo	0,0006	0,0010	0,0021	0,0009
Sn	0,0031	0,0010	0,001	0,002
Yb	0,0022	0,0020	0,0060	0,0043
Zr	0,00015	0,0002	0,0006	0,0007
Se	0,018	0,026	0,020	0,019
Nb	0,0023	0,0013	0,0015	0,0013
	0,0020	0,0018	0,0030	0,0020

Таблица 4

Среднее содержание наиболее распространенных акцессорных минералов в каледонских интрузивных породах, г/т

Акцессорный минерал	Габбро (6)	Порфиroidные гранодиориты (15)	Биотитовые граниты (7)	Аляскинты (13)
Апатит	237,53	163,35	159,93	37,79
Циркон	36,26	178,92	26,56	49,05
Магнетит	5131,36	2584,89	1029,65	307,32
Ильменит	64,62	33,37	11,9	0,1
Сфен	153,59	10,64	96,12	0,81
Ортит	2,99	3,58	52,51	30,49
Рутил	0,006	3,25	0,14	0,27
Анастаз	0,065	0,14	0,34	2,97
Молибденит	0,019	0,47	0,025	1,96
Пирит	22,41	23,60	7,07	238,93
Халькопирит	0,45	3,89	0,25	1,66
Лейкоксен	0,57	8,02	1,45	5,29
Галенит	0,17	0,46	0,37	0,25
Сфалерит	0,035	0,63	0,33	0,20
Золото	0,013	0,12	0,016	0,12

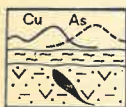
ми ассимиляции кислой магмой различных по составу окружающих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И. И. Петрохимия элементов группы железа при фациально-формационном анализе магматических комплексов. — Геология и геофизика, 1966, № 3, с. 156—161.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.

- Исамухамедов М. М., Кадыров М. Х., Султанова М. А. О некоторых особенностях магматизма Алмалыкского рудного района (Кураминский хребет, Западный Тянь-Шань). — В кн.: Проблемы геологии. Ташкент, 1975, с. 47—56. (Тр. ТашГУ, вып. 484).
- Кутолин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74—81.
- Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения $Fe_2O_3 : FeO$ в магматических горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11, с. 63—67.

6. Луцкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, сер. 3, с. 62—69.
7. Овчинников Л. Н., Троянова М. В. Закономерности распределения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала и их геологическое значение. — В кн.: Тр. I Уральского петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 197—213.
8. Ритманн А. Определение сериального индекса вулканических горных пород. — В кн.: XII генеральная ассамблея МГГС. М., Изд-во АН СССР, 1959.
9. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970.
10. Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных пород. — В кн.: Тр. Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР, вып. 72. Свердловск, 1964, с. 3—100.



ГЕОХИМИЯ

УДК 553.21/24 : 553.41

И. Я. НЕКРАСОВ, В. Ю. ЧЕВЫЧЕЛОВ, А. А. КОНЮШОК (ИЭМ АН СССР)

Физико-химические условия образования месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций

Месторождения золото-сурьмяной и золото-серебряной формаций широко развиты во многих рудных районах мира, однако повсеместно они пространственно разобщены. В Тихоокеанском рудном поясе золото-серебряные месторождения располагаются во внешней, а золото-сурьмяные — во внутренней зонах. В участках сочленения этих зон образуются иногда месторождения промежуточной золото-сурьмяно-серебряной формации. В указанных месторождениях общими являются золото и сурьма, присутствующие в различных количественных соотношениях. Что же касается серебра, то для месторождений золото-сурьмяной формации этот элемент не типичен и встречается крайне редко в виде примесей.

Резкое различие в геохимической специализации руд месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций обусловлено особенностями геологической обстановки, в которой они формировались, источников металлов, а также физико-химических параметров. Прежде всего отметим, что практически все золото-серебряные месторождения пространственно и генетически связаны с вулканогенными или субвулканическими породами андезит-дацитового ряда. Их руды характеризуются сложным минеральным составом, а рудные тела — телескопиро-

ванным строением. Из жильных минералов наряду с кварцем широко развиты адуляр, родонит и родохрозит, а вместе с сульфидами (аргентитом, штернбергитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом) часто встречаются селениды (в основном науманнит), интерметаллиды (алларгентит, дискразит) и сульфосоли Ag, Sn, Sb и As [11]. В распределении минералов нередко проявляется вертикальная зональность отложения: в верхних горизонтах преобладают золото-содержащие ассоциации (золото + кварц + адуляр + пирит, золото + арсенопирит), закономерно сменяющиеся на глубине серебросодержащими сульфидно-селенидно-сульфосольными (аргентит + штернбергит + науманнит, аргентит + канфилдит, аргентит + полибазит), а затем олово-серебросодержащими (аргентостаннин + окартит, халькопирит + пираргирит + станнин + аргентит и др.). Вертикальный размах промышленного оруденения на вулканогенных золото-серебряных месторождениях редко более 500 м.

Магматические источники, с которыми могут быть связаны золото-сурьмяные руды, практически всегда проблематичны, поскольку их тела располагаются в зонах региональных разломов глубокого заложения вдали от выходов магматических пород на дневную поверхность. Они не фиксируются

геофизическими методами на глубине непосредственно под рудными полями месторождений. Вероятнее всего, источниками металлов служили глубинные (верхнемантийные) магматические очаги, о составе выплавов которых можно судить по дайковым породам, встречающимся в тех же ослабленных зонах, что и рудные тела, и по существу трассирующих золото-сурьмяную минерализацию. В основном они представлены диабазами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами спессартит-керсантитового ряда. Минеральный состав руд простой и устойчивый в пределах всего рудного тела. Жильным минералом повсеместно является кварц, а среди рудных преобладают антимонит и бертьерит, соотношение между которыми колеблется от 1:3 до 1:6. Остальные минералы (карбонаты, диксит, пирит, арсенопирит, золото, ауристобит, ульманнит) встречаются спорадически. Рудные тела часто сложены мономинеральным антимонитом, а на флангах бертьеритом; тонкодисперсное золото равномерно рассеяно по всей массе руды.

Многие золото-сурьмяные месторождения представлены по существу одной стержневой жилой плитообразной или линзовидной формы, в которой сосредоточено до 90 % всех его запасов. Такие рудные тела характеризуются большим вертикальным размахом оруденения (до 1500 м) и отсутствием или слабым проявлением вертикальной зональности. В местах выклинивания рудных тел на глубине и флангах антимонит нередко сменяется бертьеритом, что связано с возрастанием на этих участках активности железа, мигрирующего из вмещающих пород с вадозными растворами. Содержание серебра в этих рудах обычно крайне низкое: спорадически отмечаются лишь сульфосоли серебра и сурьмы (миаргирит, реже пираргирит). Источником серебра служило золото ранней генерации пробностью 750—850, которое под воздействием сурьмусодержащих растворов очищалось от серебра.

Анализ газово-жидких включений, законсервированных в кварце месторождений обеих формаций, показал, что остаточные гидротермальные рас-

творы по солевому составу незначительно различаются между собой. Среди катионов в большинстве включений из кварца золото-серебряных месторождений преобладают K^+ , Na^+ и Ca^{2+} , среди анионов Cl^- и HCO_3^- [1]. Реже встречаются включения, обогащенные HSO_3^- (кварц-адуляр-сульфоантимонитовая ассоциация) или SO_4^{2-} (акантит-пираргирит-степанитовая ассоциация). Во включениях из кварца золото-сурьмяных месторождений доминируют катионы Ca^{2+} и Na^+ , крайне редко встречаются K^+ [6]. В отличие от остаточных растворов золото-серебряных месторождений в них наряду с Cl^- и HCO_3^- часто присутствуют соединения сульфидной серы, содержание которых, по данным Н. Н. Колпаковой [4], достигает $n \times 10^{-2}$ моль/л.

Экспериментальными исследованиями [7, 8, 9] и термодинамическими расчетами [5, 7] в системах $Ag-Sb-S$ и $Au-Fe-Sb-S$ нами определены наиболее важные физико-химические параметры образования минеральных ассоциаций, являющихся типоморфными для месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций. Исследованиями установлено, что на месторождениях обеих генетических формаций рудообразование осуществлялось при довольно широком диапазоне изменения температуры и закономерных вариациях других параметров — pH, fO_2 , fS_2 (табл. 1 и 2). В золото-серебряных месторождениях «сквозным» элементом, т. е. присутствующим в минеральных ассоциациях всех стадий гидротермального процесса, является серебро, а в золото-сурьмяных — золото. При этом активность и формы их нахождения в растворах последовательно от одной ассоциации к другой, по-видимому, существенно изменялись, что могло служить причиной модификации минерального состава руд по мере эволюции рудообразующих растворов.

Необходимо подчеркнуть, что в общем случае минералообразование на месторождениях рассматриваемых формаций проходило в две стадии. При этом физико-химические параметры, как видно из таблиц 1 и 2, изменялись не только от стадии к стадии, но и в пределах каждой из них при

Таблица 1

Физико-химические параметры образования минеральных ассоциаций золото-серебряных месторождений вулканогенного типа

№ п/п	Минеральная ассо- циация	Параметры					Преобладающие комплексы	
		t°, C	pH	$fO_2, Па$	$fS_2, Па$	$a_{\Sigma S}$	Au^{+}	Ag^{+}
Золото-сульфидная стадия								
1	Серебро (золото) + (+аргентит (+ал- ларгентум)	300—260	8—9	$< 10^{-22}$	$10^{-5}—10^{-10}$	10^{-2}	$Au_2(HS)_2S_2^{-}$, $Au(HS)_2^{-}$	$Ag(HS)_2^{-}$
2	Золото+пирит, зо- лото+фрейбергит, золото+халькопи- рит+сульфостан- наты	240—180	6—8	$> 10^{-35}$	$> 10^{-10}$	10^{-5}	$Au(OH)_2^{-}$, $Au(HS)_2^{-}$	$Ag(OH)_2^{-}$, $Ag(HS)_2^{-}$
Селенидно-сульфосолевая стадия								
3	Серебро (золото) + +полибазит+се- лениды серебра+ +алларгентум	200—140	7—9	$10^{-40}—10^{-43}$	$10^{-13}—10^{-16}$	—	$Au(HS)_2^{-}$, $Au_2(HS)_2S_2^{-}$	$Ag(HS)_2^{-}$
4	Пираргирит+сте- фанит+акантит	< 150	6—7	$< 10^{-45}$	$> 10^{-15}$	—		$Ag(HS)_2^{-}$

переходе от одной ассоциации к другой. Рассмотрим это положение подробнее. При формировании золото-серебряных месторождений кислотность—щелочность (pH) растворов от одной ассоциации к другой изменялась незначительно, и массовое отложение

рудных минералов происходило из близонейтральных растворов (рис. 1, а). Этапу рудообразования предшествовало массовое отложение адуляра и кварца. Затем в течение ранней золото-сульфидной стадии из умеренно щелочных и близонейтральных растворов

Таблица 2

Физико-химические параметры образования минеральных ассоциаций золото-сурьмяных месторождений

№ п/п	Минеральная ассоциация	Параметры					Преобладающие комплексы	
		t°, C	pH	$fO_2, Па$	$fS_2, Па$	$a_{\Sigma S}$	Au^{+}	Sb^{3+}
Золото-кварцевая стадия								
1	Золото+пирит+ +арсенопирит	420—360	3—5	$< 10^{-25}$	$> 10^{-5}$	10^{-5}	$AuCl_2^{-}$, $Au(OH)_2^{-}$	—
Золото-антимонитовая стадия								
2	Золото+ауристобит	360—300	8—9	$10^{-25}—10^{-35}$	$10^{-6}—10^{-11}$	10^{-3}	$HAuSbS_3^{-}$	$HSb_2S_4^{-}$
3	Золото+ауристобит+антимонит (или бертьерит)	300—200	7—8	$10^{-29}—10^{-39}$	$10^{-7}—10^{-12}$	$10^{-3}—10^{-2}$	$HAuSbS_3^{-}$, $Au(HS)_2^{-}$	$HSb_2S_4^{-}$
4	Золото+антимонит (или бертьерит)	250—180	5—6	$10^{-35}—10^{-38}$	$10^{-9}—10^{-11}$	$10^{-2}—10^{-1}$	$H_2AuSbS_3^0$, $Au(HS)_2^{-}$	$HSb_2S_4^{-}$, $H_2Sb_2S_4^0$
5	Золото+сенармонтит	250—180	5—6	$> 10^{-36}$	$< 10^{-12}$	$< 10^{-5}$	$Au(OH)_2^{-}$, $AuCl_2^{-}$	$Sb(OH)_3^0$

осаждались золото- и серебросодержащие минеральные ассоциации: золото + самородное серебро + аргентит + алларгентум, золото + пирит, золото + фрейбергит, золото + сульфостаннаты серебра и др. В золото-сурьмяных месторождениях минералообразование в раннюю стадию происходило из растворов повышенной кислотности. Вследствие этого в открытых полостях отлагался золотоносный кварц, а во вмещающих околосильных породах формировались золото-пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды.

Начало второй стадии минералообразования на месторождениях обеих формаций характеризуется повышением pH растворов (см. рис. 1). На золото-серебряных месторождениях в начале этой стадии из умеренно щелочных растворов отлагались селениды и сульфосоли серебра в парагенезисе с самородным серебром и алларгентумом, в дальнейшем по мере снижения температуры и pH растворов они сменялись низкотемпературными серебро-сурьмяными сульфосолями (пираргиритом, стефанитом и др.) и акантитом. Понижение pH растворов до нейтральных и слабокислых в конце второй стадии связано главным образом с увеличением в них концентрации H_2S и HCO_3^{-} , которые постоянно фиксируются в жильных минералах, ассоциирующих с упомянутыми сульфидами и сульфосолями серебра и сурьмы [1].

В течение второй стадии образования золото-сурьмяных месторождений из умеренно щелочных и близонейтральных растворов осуществлялось массовое осаждение антимонита (или бертьерита). Это привело к возникновению плитообразных и линзовидных тел массивных «чугунных» руд в открытых полостях глубинных разломов, как, например, в Адыча-Тарынском на Северо-Востоке СССР [6]. В таких массивных сурьмяных рудах могли присутствовать три, а иногда и четыре (см. табл. 2) минеральных ассоциации — золото-ауристобитовая, золото-ауристобит-антимонитовая (или бертьеритовая) и золото-антимонитовая, которые сменяли друг друга по мере снижения температуры и щелочности рудообразующей среды (см. рис. 1, б).

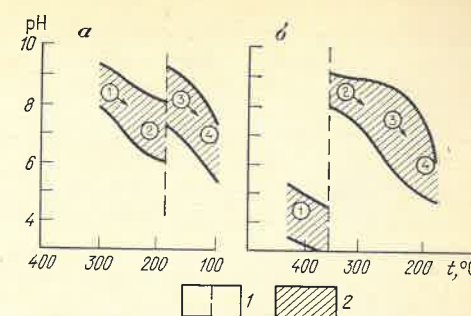


Рис. 1. График изменения кислотности—щелочности гидротермальных растворов на золото-серебряных (а) и золото-сурьмяных (б) месторождениях

1 — граница стадий минералообразования; 2 — области изменения pH растворов для каждой минеральной ассоциации; цифры соответствуют номерам ассоциаций в табл. 1 и 2

Фугитивности кислорода и серы в рудообразующих системах служат факторами, определяющими соотношение между ассоциациями, содержащими интерметаллиды и самородные металлы (Au, Ag, Sb), и ассоциациями, содержащими их сульфиды и сульфосоли. От fO_2 в рудоносных растворах, формирующих золото-сурьмяные месторождения, зависит также соотношение между свободным золотом и связанным в рудах с сурьмой в виде ауристобита. Отложение продуктивных минеральных ассоциаций в рудах месторождений обеих формаций происходило в основном в умеренно восстановительных условиях (см. табл. 1, 2). Однако в локальных участках рудных тел fO_2 могла резко понижаться (до $10^{-40}—10^{-45}$ Па) вследствие взаимодействия растворов с углеводородами остаточного флюида, и именно здесь создавались условия для отложения ауристобита, дискразита и алларгентума. Аналогичные восстановительные условия возникали и на тех участках тел, которые были обогащены ксенолитами углистых сланцев или другого углеродистого вещества. Несомненно, восстановителями и хорошими осадителями серебра служили некоторые соединения марганца, фиксирующиеся в рудных телах в виде родонита и родохрозита.

В большей степени, чем fO_2 , на минеральный состав руд и последовательность образования в них сульфидов и сульфосолей влияли fS_2 и активность суммарной сульфидной серы ($a_{\Sigma S}$). Так, растворы, формирующие место-

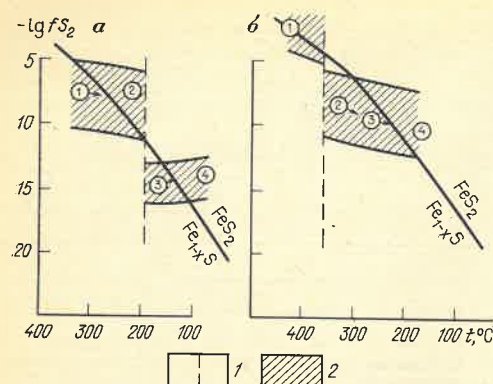


Рис. 2. График изменения фугитивности сульфидной серы в процессе рудообразования на золото-серебряных (а) и золото-сурьмяных (б) месторождениях
1 — граница стадий минералообразования; 2 — области вероятной f_{S_2} для каждой минеральной ассоциации; цифры соответствуют номерам ассоциаций в табл. 1 и 2

рождения золото-серебряной формации, характеризовались относительно невысокой a_{S_2} , которая лишь в начале гидротермального процесса достигала 10^{-2} моль/л, а затем резко снижалась до 10^{-5} моль/л (см. табл. 1). Аналогичная тенденция свойственна изменению f_{S_2} в процессе рудообразования. В первую (раннюю) золото-сульфидную стадию (см. табл. 1) значение f_{S_2} составляло $10^{-5} - 10^{-10}$ Па, а во вторую — скачкообразно снизилось до 10^{-15} Па (рис. 2, а).

Первая стадия рудообразования на месторождениях золото-сурьмяной формации имела достаточно высокую f_{S_2} , поэтому отложение золота с кварцем осуществлялось в основном в поле стабильности пирита (см. рис. 2, б). В то же время активность суммарной сульфидной серы была относительно невысокой (около 10^{-5} моль/л), чем и объясняется малосульфидность руд этой стадии минерализации. Во вторую стадию рудообразующая среда становится высококонцентрированной по сере, хлоридам и другим солевым компонентам, а также по сурьме, что обусловило образование массивных часто мономинеральных антимонитовых или бертьеритовых рудных тел (стержневых жил с «чугунными» рудами). Как показали исследования Н. Н. Колпаковой [4], даже в «отработанных» и законсервированных в кварце из антимонитовых руд газовой

жидких включениях a_{S_2} составляет $10^{-2} - 10^{-1}$ моль/л. Достаточно высока в этих включениях активность солевых компонентов, в частности NaCl.

Изменения солевого состава растворов, активности серы и фугитивности кислорода, а также закономерное увеличение роли сурьмы, мышьяка и других металлоидов к концу гидротермального процесса вызвали изменение форм миграции золота и серебра. Наиболее устойчивыми формами нахождения золота в растворах являются его соединения с сульфидной серой [12]. Поэтому при низкой активности сурьмы, что свойственно многим месторождениям золото-серебряной формации, в растворах преобладали комплексы типа $Au(HS)_2^-$ и $Au_2(HS)_2S^{2-}$ [5, 12]. Однако в солевых системах с высокой активностью не только сульфидной серы, но и ряда металлоидов возможно образование сложных гетерополиядерных комплексов [12]. В частности, по результатам изучения растворимости золота в сурьмосодержащих сероводородных растворах нами установлено, что при высокой активности сурьмы в системе $Au-Sb-H_2S$ устойчивы два гетерополиядерных комплекса: $HAuSbS_3^-$ в щелочной и $H_2AuSbS_3^0$ в слабокислой среде [9]. Возможно и в рассматриваемом случае, т. е. при формировании золото-антимонитовых месторождений из высококонцентрированных солевых растворов, богатых сурьмой, значительная часть золота мигрировала именно в виде таких гетерополиядерных комплексов. При образовании этих месторождений небольшая часть золота в начале и в конце процесса рудообразования могла перемещаться в виде хлоридного ($AuCl_2^-$) или гидроксокомплекса типа $Au(OH)_2^-$ [2].

В течение рудообразующего процесса изменялись не только формы переноса золота, но и сурьмы. Как известно, в щелочных и близонейтральных растворах устойчивым является комплекс $HSb_2S_4^-$ [3], а в кислых — $H_2Sb_2S_4^0$. Поэтому можно предположить, что в начале второй, наиболее продуктивной стадии сурьма переносилась главным образом в виде $HSb_2S_4^-$. При снижении pH растворов этот комплекс становился неустойчивым, что приводило к выпадению сурьмы в ви-

де антимонита или (при высокой активности железа в системе) бертьерита. В кислых растворах (pH 4–6) сурьма находилась, вероятнее всего, в виде нейтрального комплекса $H_2Sb_2S_4^0$. Не исключена также возможность частичного переноса сурьмы в виде нейтрального гидроксокомплекса $Sb(OH)_3^0$ на завершающем отрезке гидротермального процесса, когда в рудах происходило отложение гипогенных окислов сурьмы — шафарзита и сенармонтита.

Менее достоверны данные об изменении форм переноса золота и серебра в растворах, формирующих месторождения золото-серебряной формации. Вероятнее всего, преобладающей формой миграции этих металлов были гидросульфидные комплексы. Не исключено также, что часть золота и серебра могла транспортироваться в виде гидроксокомплексных соединений типа $Au(OH)_2^-$ и $Ag(OH)_2^-$ [10, 12].

В результате сравнения физико-химических условий образования золото-сурьмяных и золото-серебряных месторождений установлено, что резкое различие минерального состава руд является следствием разной активности и форм нахождения рудных компонентов в близких по солевому составу растворах. Различия в изменениях pH, fO_2 и f_{S_2} оказались незначительными. Общий ход эволюции этих параметров в процессе рудообразования совпадает (см. рис. 1 и 2), несмотря на существенные различия геологической обстановки, в которой формировались месторождения.

Таким образом, геохимическая специализация руд, содержащих Au, Ag, Sb, Sn и другие рудные компоненты, определяется прежде всего металлогенетическими особенностями той рудоносной зоны, в которой располагаются месторождения, т. е. зависит от состава и глубины формирования магматического источника, поставляющего рудоносные флюиды в участки их разгрузки. В этом отношении источники рудных компонентов месторождений золото-сурьмяной и золото-серебряной формаций резко различаются как по составу, так и по глубине их заложения, а следовательно, по режиму флю-

идно-магматического взаимодействия. В основе такого различия заложен принцип гетерогенного строения рудных поясов и отдельных рудных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М., Наука, 1979.
2. Золото в гидротермальном процессе: условия его транспортировки и фиксации/Н. Н. Баранова, С. В. Козеренко, Л. А. Банникова, В. Л. Барсуков. — В кн.: Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. [Мат-лы XIV Тихоокеанского науч. конгресса]. Владивосток, 1982, с. 105–114.
3. Колпакова Н. Н. Экспериментальные и полевые исследования ионных равновесий в системе $Sb_2S_3-H_2O-H_2S$. — Геохимия, 1982, № 1, с. 47–55.
4. Колпакова Н. Н. Определение сероводорода в газовой-жидких включениях жильных минералов. — Геохимия, 1982, № 2, с. 271–276.
5. Конюшок А. А., Некрасов И. Я., Сорокин В. И. Фазовые соотношения в системе $Au-Sb-S-Cl-H_2O$ при 298–473 °К. — Минералогический журнал, 1980, № 4, с. 12–27.
6. Манучарянц Б. О., Маркова Э. А. Генетические особенности золото-сурьмяного оруднения Якутии. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 127–133.
7. Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю. Парагенезисы серебро-сурьмяных минералов и экспериментальное изучение системы $Ag-Sb-S$ в сухих и гидротермальных условиях при 110–400 °С. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 9. М., 1980, с. 98–133.
8. Некрасов И. Я., Конюшок А. А. Система $Au-Fe-Sb-S$ в гидротермальных условиях при 300–600 °С. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1, с. 180–185.
9. Некрасов И. Я., Конюшок А. А. Гетерополиядерные комплексы золота в сурьмянисто-сульфидных растворах. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 6, с. 1463–1467.
10. Рафальский Р. П. Растворимость сульфидов цинка, свинца и серебра в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1982, № 12, с. 1780–1797.
11. Сахарова М. С., Брызгалов И. А., Чевычелов В. Ю. Парагенезисы минералов серебра в вулканогенных гидротермальных образованиях. — В кн.: Тезисы докладов Междунар. минерал. ассоц., XIII конгресс, Варна, 1982. София, 1982.
12. Seward T. M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. — Geochim. cosmochim. acta, 1973, vol. 37, № 3, p. 379–399.



Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ — ГСЗ

Первые расчеты мощности земной коры Таймыро-Тунгусского никеленосного региона проведены по гравиметрическим данным и носили довольно приближенный и часто неоднозначный характер [2, 6, 8]. Положение кровли консолидированной коры определялось на основе массовых расчетов глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел. Однако анализ структуры мелкомасштабных неоднородностей поля ΔT_a позволяет судить лишь об общих чертах внутреннего строения верхней трети консолидированной коры [1, 3, 7].

Сейсмическая информация о глубинном строении земной коры региона впервые получена на северном фланге Норильского рудного района при регистрации промышленных взрывов [10]. Согласно этим данным, мощность земной коры сокращается в северном направлении с 36 до 30 км, а мощность консолидированной ее части — с 30 до 20 км за счет главным образом «гранито-гнейсовой» оболоч-

ки. Граничные скорости v_r для кровли и подошвы консолидированной коры оценивались соответственно в 6,4 и 8,2 км/с.

Систематические глубинные сейсмические исследования в Норильском районе начаты в 1975 г. пересечением его геотраверсами Воркута — Тикси и Диксон — Хилок (рис. 1), отработанными по методике зондирования МОВЗ — ГСЗ со средним шагом 8—12 км [5, 9]. В результате был установлен двуслойный разрез консолидированной коры региона, причем кровля ее (раздел III) и внутрикоровый раздел Б фиксировались преимущественно обменными PS и отраженными волнами, а подошва (раздел М) — обменными, отраженными и преломленными. В Норильском рудном районе выявлена значительная сейсмическая расслоенность второго порядка, характерная не только для осадочной оболочки, но и для большей части верхнего слоя консолидированной коры. Основную информацию об этом несут обменные волны и в меньшей степени — отраженные.

Верхняя мантия характеризуется $v_r = v_{пл} = 8,2$ км/с, причем на 4—5 км ниже раздела М по профилю Воркута — Тикси фиксируется кровля слоя пониженных скоростей ($v_{пл} = 7$ км/с) мощностью 3—5 км. На восточном фланге Норильского района микроволновод резко выклинивается.

Нижний слой консолидированной коры имеет мощность в основном 13—16 км и $v_{пл}$, колеблющуюся в пределах 6,96—7,14 км/с. На юго-востоке района отмечается значительное (до 24 км) увеличение его мощности и уменьшение $v_{пл}$ до 6,7 км/с.

Верхний слой консолидированной коры мощностью 20—22 км характеризуется двучленным строением с $v_{пл}$ 6,4—6,45 км/с и 6,5—6,6 км/с.

Осадочный чехол мощностью 8—12 км по данным главным образом об-

менных волн имеет трех- или четырехчленное строение.

Пластовая скорость нижнего (рифейского) горизонта $\sim 6,2$ км/с; близкие значения ее установлены и для вышележащих палеозойских отложений.

Анализ информации, полученной по региональным профилям МОВЗ — ГСЗ, позволил сделать вывод о геологической индивидуальности глубинной структуры Норильского рудного района (трансформированного мегаблока) и на этом основании пространственно ограничить область промышленного рудообразования. Вместе с тем подтвердилась недостаточная информативность исследований подобного масштаба для решения задач выявления структурных неоднородностей коры, которые контролируют размещение промышленных рудных зон, узлов и месторождений.

По этой причине в 1979 г. ПГО «Севморгеология» была начата отработка серии среднемасштабных зондирований МОВЗ — ГСЗ с применением аппаратурных комплексов «Черепаша-М» и «Тайга-2». Рассмотрим результаты первого, завершеного в 1981 г. этапа работ по профилям Амбарная — Омнутах (МОВЗ) и Енисей — Кутарамакан (МОВЗ — ГСЗ) протяженностью соответственно 55 и 255 км (см. рис. 1).

Шаг наблюдений по обоим профилям менялся в соответствии с геологическими задачами исследований и орогидрографическими особенностями района. В зонах рудоконтролирующих разломов точки наблюдений сближались, а в междоузлиях пространстве — разрежались. На профиле Амбарная — Омнутах, расположенном в непосредственной близости от месторождения Норильск-1, среднее расстояние между точками наблюдений составляло 3—5 км; в западной части профиля Енисей — Кутарамакан 5—6 км, в восточной 6—7 км с зонами разрежения из-за сложности доставки и установки станций (горы, болота, озера).

Во избежание потерь информации на станциях «Черепаша-М» использовались два одинаково ориентированных трехкомпонентных сейсмографа СК-1П. На станциях комплекса «Тай-

га-2» применялась шестиканальная километровая расстановка сейсмоприемников СВМ-5 с точечным группированием по 8 штук. Длительность наблюдений МОВЗ на точке определялась необходимостью регистрации не менее 5 информативных землетрясений и в зависимости от уровня сейсмической активности колебалась от 12 до 20 сут. Наблюдения ГСЗ велись из трех постоянных пунктов взрыва, помещенных по краям и в центре профиля. Расположение точек наблюдений позволяло получить сейсмическую информацию о земной коре на всю ее мощность.

В процессе воспроизведения трехкомпонентная запись сейсмографов СК-1П с помощью входящего в комплект станции поляризационного анализатора ПСА трансформировалась в 21-компонентную, и выделение обменных волн PS велось на следящих составляющих, расположенных в плоскости поляризации колебаний. Применение поляризационного анализа [4] резко повысило надежность выделения волн PS и точность определения значений запаздывания их (Δt_{PS}) относительно родоначальной продольной волны.

В основу интерпретации материала легли наблюдения ГСЗ.

1. Динамические и кинематические характеристики продольных P и поперечных S прямых, отраженных и преломленных волн позволили идентифицировать основные границы раздела земной коры.

2. По годографам всех указанных волн были построены графики зависимости средней скорости продольных сейсмических волн $\bar{v}$ и коэффициента $K = v_P/v_S$ от глубины H , которые использованы для определения опорного каркаса сейсмического разреза на профиле Енисей — Кутарамакан, а также расчета палетки для построения разрезов МОВЗ.

С учетом особенностей волнового поля и соответственно расслоенности среды (количество границ раздела, их резкость, выдержанность, распределение по вертикали) по разрезу выделялись квазиоднородные блоки. Для каждого блока по данным МОВЗ составлялись диаграммы расслоенности (рис. 2). В интервалах разреза, равных 4 км, с пе-

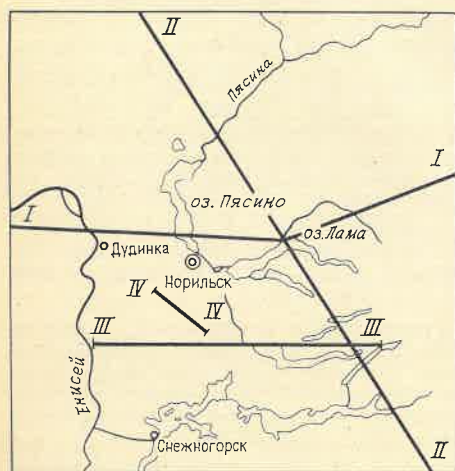


Рис. 1. Схема расположения профилей МОВЗ — ГСЗ в центральной части Норильского района

I—I — Воркута — Тикси, II—II — Диксон — Хилок, III—III — Енисей — Кутарамакан, IV—IV — профиль МОВЗ Амбарная — Омнутах

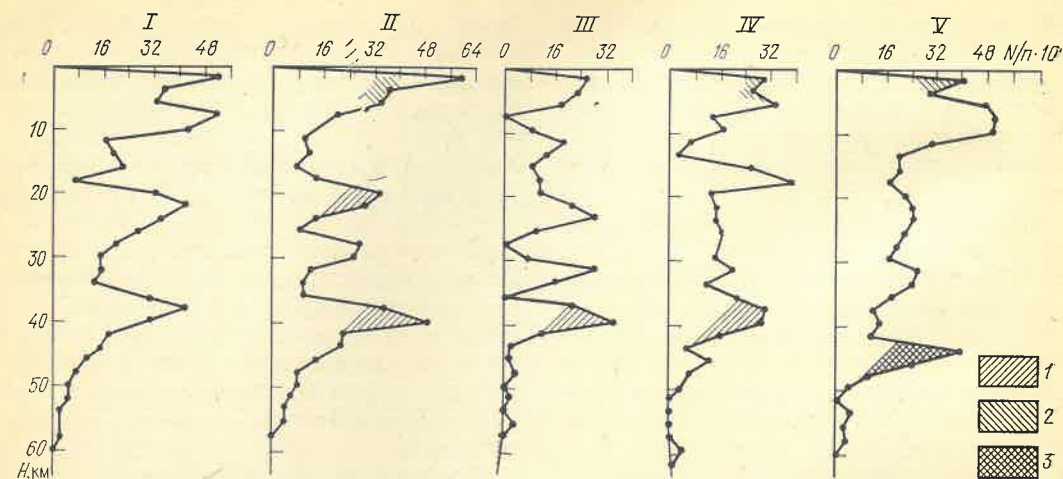


Рис. 2. Диаграммы сейсмической расслоенности разреза по квазиоднородным блокам (I—V) профиля Енисей — Кутарамакан (данные МОВЗ)
1—3 — зоны преломляющих (1), отражающих (2), отражающих и преломляющих (3) границ

рекрытием 50 % подсчитывалось количество определений глубин границ обмена N , нормированное с учетом числа точек наблюдений n в пределах блока. Полученные значения (коэффициент 10 введен для исключения дробных чисел) относились к середине интервала. На диаграммах штриховкой показаны зоны отражающих и преломляющих границ, полученные по данным ГСЗ.

Важнейшая задача выявления зон тектонических нарушений ввиду сложности и дискретности волнового поля, обусловленных как гетерогенностью реальной среды, так и методическими особенностями исследований, решалась на основе лишь наиболее явных, главным образом кинематических структурно-волновых признаков: резкий перепад значений Δt_{PS} и h границ раздела, явное изменение плотности распределения площадок обмена, их вертикальная группировка по разрезу, совместное расположение нормальных и инверсированных площадок. Кроме того, учитывались данные других геофизических методов и геологической модели.

Широтный профиль МОВЗ — ГСЗ Енисей — Кутарамакан проходит через центральную часть Норильского района вкострест простирания его основных плекативных и дизъюнктивных структур (см. рис. 1, III—III). В вос-

точной части он пересекает региональный траверз МОВЗ — ГСЗ Диксон — Хилок (II—II). Сейсмический разрез по профилю Енисей — Кутарамакан построен с использованием волн разных типов: обменных, отраженных и преломленных (рис. 3). Наиболее уверенно прослеживаются подошва консолидированной коры (раздел М) и граница внутри ее (раздел К). Кровля консолидированной коры (раздел Ф) на отдельных участках профиля также может рассматриваться в качестве опорной сейсмической границы, выделенной только по обменным волнам.

От раздела М зафиксированы все типы волн и отождествление ее базируется на следующих основных признаках: 1) $v_r = 8,15$ км/с; 2) наличие интенсивной закритической отраженной волны P_c^m ; 3) $\bar{v}_p = 6,3$ км/с; 4) выдержанность значений Δt_{PS} и совпадение глубин залегания, полученных по всем трем типам волн. Отсутствие докритических отражений позволяет предполагать, что раздел М в данном случае является либо границей первого рода, либо переходным слоем с плавным увеличением скорости. Последнее вероятнее, учитывая почти повсеместно слабую динамическую выразительность обменной волны PS_m . Глубина залегания раздела М 39—45 км. Отмечается в общем плавное, лишь

кое-где незначительно смещенное по разломам падение его с запада на восток до пикетов 130—135 км. В этом районе раздел М резко смещен по разлому с 39 до 45 км и далее относительно спокойно залегает примерно на том же уровне.

Ниже подошвы коры до глубин порядка 60 км отмечаются площадки обмена, плотность и регулярность которых падает с глубиной. Инверсированных площадок обмена в этом интервале не установлено. Характерно, что расположение площадок обмена позволяет в некоторых случаях трассировать коровые разломы ниже раздела М. Наибольшая плотность площадок обмена наблюдается на первых 5 км ниже раздела М, что еще раз подтверждает предположение о плавном переходе от коры к мантии.

Раздел К прослеживается по обменным и отраженным волнам, тем не менее он не всегда с уверенностью может быть отнесен к опорным. В покрывающей среде $\bar{v}_p$ 5,75—5,95 км/с; в нижнем слое консолидированной коры (НСКК) 6,65—6,7 км/с; для поперечных волн получены значения соответственно 3,05—3,25 и 3,85—3,90 км/с. Рельеф раздела К контрастнее, чем М, что объясняется более существенной ролью коровых дизъюнктивов, наибольшие амплитуды перемещения по которым (до 4 км) отмечаются на пикетах 88, 175 и, по-видимому, 135 км. Наблюдается как прямое, так и обратное соотношение знака смещения разделов К и М. Внутренняя сейсмическая структура и мощность НСКК весьма изменчивы по латерали. Намечается прямая зависимость между мощностью блоков и количеством внутрипластовых границ обмена. Мощность слоя изменяется от 14—18 км в западной части профиля до 20—22 км к востоку от ПК 90.

Полученные сейсмические данные не позволяют постулировать единство геологической природы внутрикорового раздела К на всем протяжении профиля. Исключив блок V, где не удалось зарегистрировать отраженную от раздела К волну, с этим можно согласиться на основании выдержанности $v_{пл}$ в подстилающем слое.

В верхней части разреза (до 10—12 км) по всем квазиоднородным бло-

кам выделяются максимумы разной интенсивности и формы, что, с одной стороны, указывает на высокую степень расслоенности среды, а с другой, — на отсутствие в этом интервале глубин опорной сейсмической границы, устойчиво коррелируемой от блока к блоку. Преломляющая граница, прослеживаемая в интервале глубин 4—5 км на пикетах 30—50 и 95—115, имеет v_r 6,15—6,2 км/с, т. е. значения, соответствующие скоростям поверхности консолидированной коры. Однако, как показывают данные измерений на образцах пород Норильского района, такие значения скоростей могут создавать пласты доломитов и окремненных известняков в толще морского палеозоя или пластовые интрузии долеритов. Роль тонких высокоскоростных пластов в этом случае тем очевиднее, что залегающая ниже преломляющей границы толща характеризуется относительно низкими значениями пластовой скорости (5,8—6 км/с).

Вместе с тем на глубинах 8—12 км практически по всему профилю (см. рис. 2, 3) достаточно уверенно прослеживается граница обмена, которую мы связываем с кровлей консолидированной коры (раздел Ф). Основанием для этого послужили три фактора: соответствие рельефа этой границы расчетному положению подошвы платформенного чехла по геологическим данным; регистрация в восточной части профиля (ПК 245—250) на глубине 6 км преломленной волны с $v_r = 6,65$ км/с; данные о положении кровли консолидированной коры на глубине 7 км, полученные по отраженным и преломленным волнам на профиле Диксон — Хилок в месте пересечения с профилем Енисей — Кутарамакан (ПК 235).

С запада на восток в соответствии с характером приповерхностной геологической структуры раздел Ф испытывает плавное погружение от 7 до 10 км, с перерывами прослеживаясь до ПК 60, где по тектоническому уступу он максимально погружается до 12 км под осевую зону Норильской мульды. В районе ПК 90 глубина залегания раздела по разлому вновь уменьшается до 8—9 км и приблизительно на этом уровне он прослеживается до ПК 175.

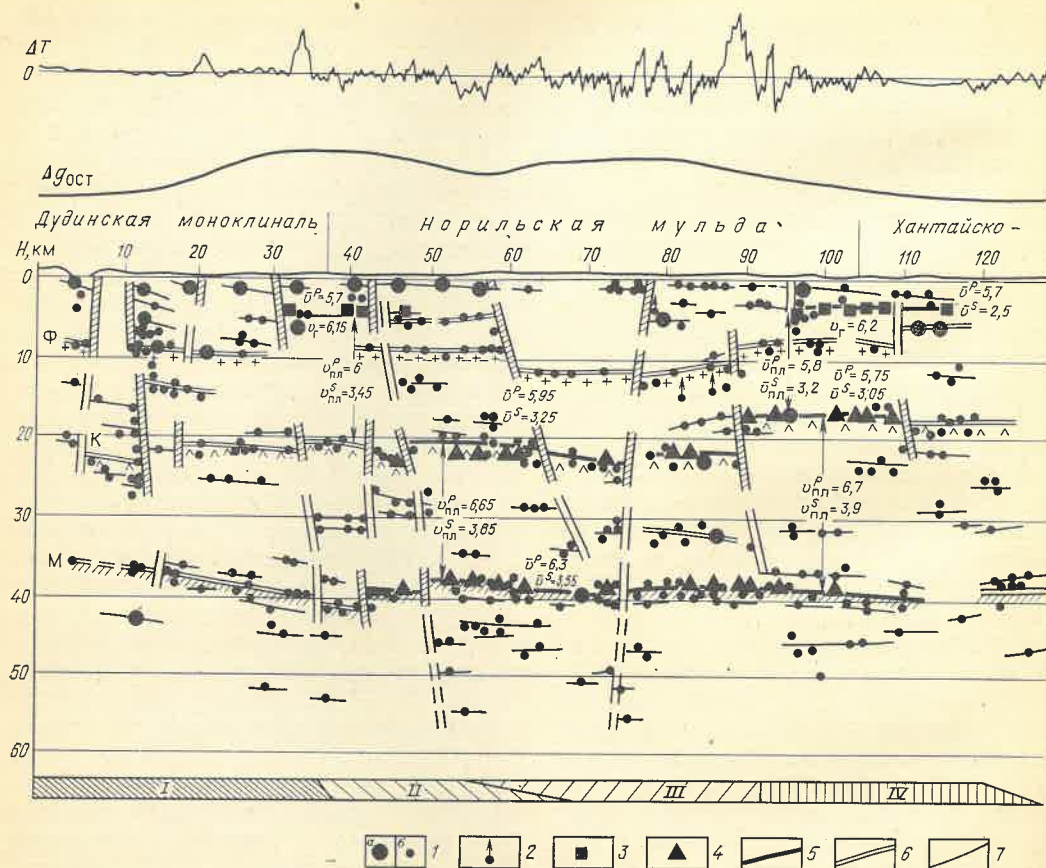


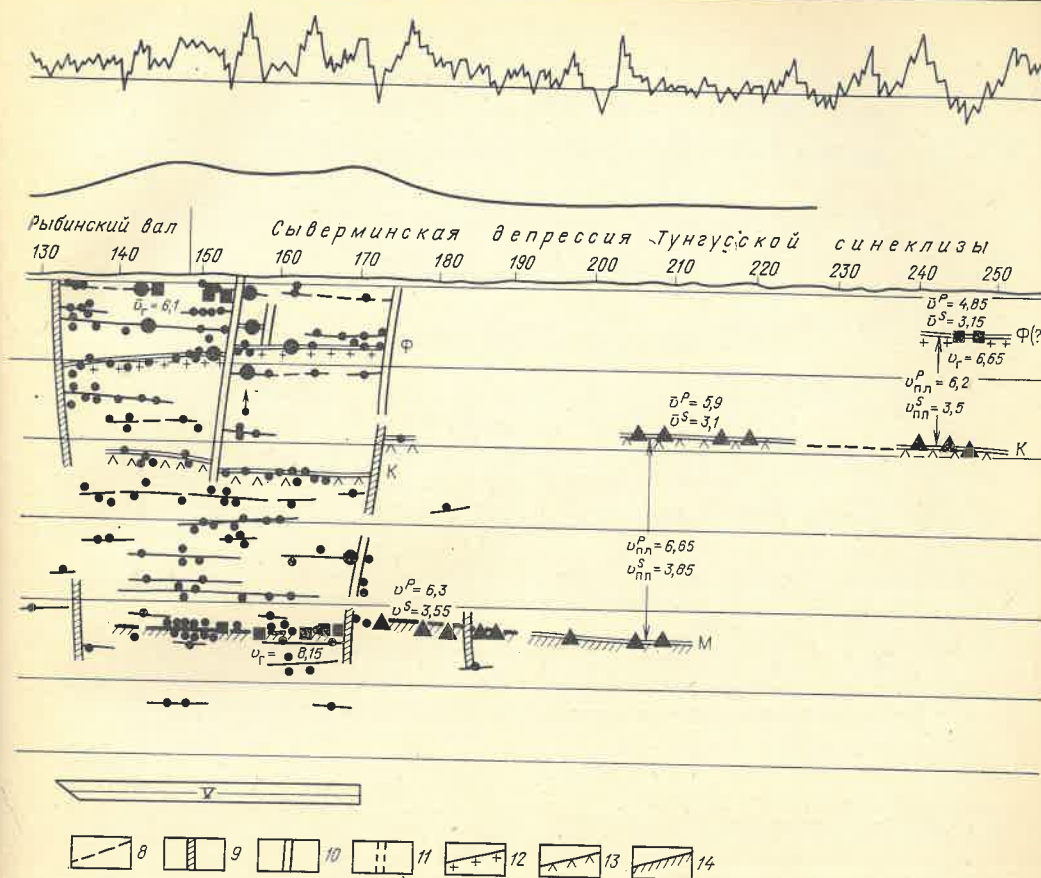
Рис. 3. Сейсмический разрез земной коры по профилю Енисей — Кутармакан (MOV3 — ГСЗ)
1—4 — точки границ раздела: 1 — по данным обменных волн (а — группы точек, б — единичные точки),

2 — инверсия скоростей, 3 — по преломленным волнам, 4 — по отраженным волнам; 5—8 — границы раздела: 5 — опорные по разным типам волн, 6 — опорные по одному типу волн, 7 — промежуточные,

Внутренняя сейсмическая дифференцированность верхнего слоя консолидированной коры (ВСКК) несколько меньше, чем нижнего. На общем фоне конформного залегания разделов Ф и К отмечаются локальные отклонения от этой особенности, обусловленные более контрастным рельефом нижнего раздела. Это приводит к колебаниям мощности ВСКК от 10 до 16 км, причем наименьшая отмечается в пределах восточного борта Норильской мульды. Конформность залегания разделов Ф и К является, на наш взгляд, дополнительным подтверждением правильности отождествления раздела Ф с кровлей консолидированной коры.

Анализ характера сейсмической расслоенности осадочной оболочки на пикетах 10—120 позволяет выделить две второстепенные, но на отдельных участках достаточно уверенно прослежи-

ваемые границы. Обменно-преломленная граница с $v_t=6,15-6,2$ км/с, прослеживаемая на глубинах 4—6 км, по соотношению ее рельефа с характером приповерхностной геологической структуры, а также на основе анализа мощностей отдельных горизонтов осадочной оболочки может быть отождествлена либо с одним из тонких высокоскоростных слоев карбонатных образований нижнего палеозоя, либо с контактом вендских терригенных и рифейских карбонатных отложений. Обменная граница, прослеживаемая на 1,5—2 км, скорее всего связана с подошвой терригенно-угленосной верхнепалеозойской толщи. В пределах западного борта Сыверминской депрессии (ПК 132—175) имеет место более плотная сейсмическая расслоенность по вертикали средней и верхней части осадочной оболочки. Локально просле-



8 — участки интерполяции границ; 9—11 — разломы: 9 — уверенные, со смещением опорных границ раздела, 10 — менее уверенные, по изменению характе-

ра сейсмической расслоенности, 11 — предполагаемые; 12—14 — разломы: 12 — Ф, 13 — К, 14 — М; 1 — V — квазиоднородные зоны

живаемая преломляющая граница с $v_t=6,1$ км/с на уровне 1,5 км скорее всего обусловлена наличием пластовой интрузии траппов.

Профиль MOV3 Амбарная — Омутах был экспериментальным для использования первых серийных образцов новых регистраторов аппаратурного комплекса «Черепаша» применительно к условиям Заполярья и сложной структуре коры Норильского горнопромышленного района. Он пересекает северную центрикуаль Норильской мульды и краевые части прилегающих геологических структур приблизительно вкост простирания основных рудоконтролирующих дизъюнктивов (см. рис. 1, IV). Сейсмическая расслоенность среды по этому профилю хуже, причем она уменьшается с северо-запада на юго-восток. Граница обмена, отождествляемая с

подошвой земной коры, выделяется по заметному увеличению количества определений на глубинах 41—44 км, причем наибольшая контрастность ее рельефа отмечается на пикетах 15—25 (рис. 4). Граница обмена на глубинах 19—25 км, которая может быть отождествлена с внутрикоровым опорным разделом К, по статистической выразительности мало отличается от фона, однако достаточно уверенно выделяется по резкому снижению расслоенности в 3—4-километровых толщах выше и ниже ее. Наибольшая контрастность рельефа раздела К отмечается на пикетах 35—40, где глубина его залегания резко уменьшается с 24 до 19 км. Сейсмическая расслоенность и мощность НСКК по профилю существенно меняются: заметное ухудшение дифференциации отмечается на пикетах 15—35 и особенно 40—52;

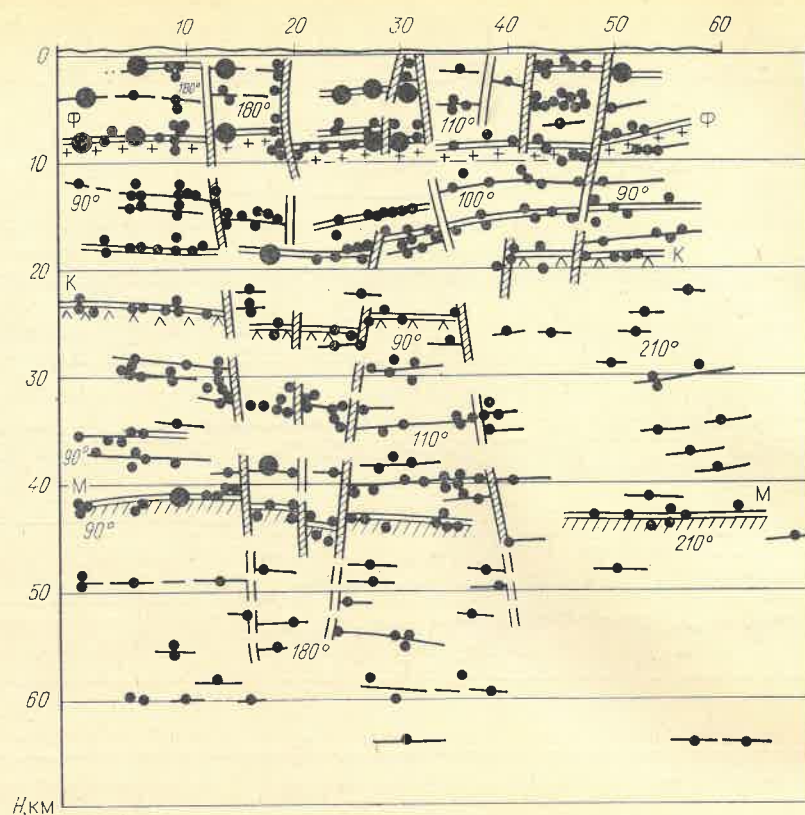


Рис. 4. Сейсмический разрез по профилю Амбарная — Омнутах (MOV3)
Условные обозн. см. рис. 2

мощность слоя на северо-западе составляет 17—19 км и резко увеличивается до 24 км на юго-востоке.

В верхней части разреза наиболее статистически выражена граница обмена на глубине 7—9 км, отождествляемая нами с кровлей консолидированной коры. Плавное залегание раздела Ф нарушается на пикетах 12—20 и 48—53, где скачкообразно с амплитудой до 3 км уменьшается глубина его залегания. Мощность ВСКК за счет главным образом контрастности рельефа К колеблется от 15—17 км в северо-западной и центральной частях профиля до 10—12 км в юго-восточной. Наибольшая сейсмическая расслоенность по всему профилю характерна для осадочного чехла. С разной степенью уверенности повсеместно прослеживается граница обмена на глубинах 4—6 км, которая в первом приближении может быть отождествлена с подошвой нижнего палеозоя. На северо-западе профиля отмечается

высокая степень расслоенности нижней части рифейского (?) чехла. Общая мощность осадочной оболочки колеблется в пределах 7—9 км, сокращаясь в юго-восточном направлении.

Полученная по данным MOV3 — ГСЗ сейсмическая информация позволяет сделать ряд выводов об особенностях глубинной структуры рассматриваемого района.

I. Земная кора характеризуется устойчивым трехчленным разрезом и средней мощностью 40—42 км. Наиболее выражен раздел М, достаточно уверенно фиксируется К и менее уверенно (только по волнам PS) Ф. Внутрипластовая сейсмическая расслоенность разреза существенна и примерно одинакова для осадочного чехла и НСКК; менее дифференцирована ВСКК. Мощности чехла и ВСКК соизмеримы (8—12 км), а нижний слой составляет примерно половину всей ее мощности. В верхней мантии не обна-

ружено инверсионных границ раздела, отмеченных в работах [5, 9].

II. Структура коры отличается мелкоблоковостью, обусловленной большой плотностью коровых и транскаровых дизъюнктивов, прослеживающихся иногда в верхнюю мантию.

III. Наибольшей контрастностью рельефа отличается раздел К, затем Ф и наименьшей М. Знаки смещения разделов М и К по одной плоскости межблокового сместителя в большинстве случаев различны, а разделов К и Ф — одинаковы. В осадочном чехле амплитуды межблоковых перемещений постепенно гаснут и на дневной поверхности редко достигают первых сотен метров. Рифейские отложения выравнивают рельеф кристаллического фундамента, и палеозойские толщи имеют спокойную платформенную структуру.

IV. По характеру сейсмической расслоенности разреза земной коры в пределах профиля Енисей — Кутармакан выделено пять квазиоднородных блоков. Однако степень квазиоднородности указанных блоков различна. Блоки I, II и III, в отличие от IV и V, значительно более гетерогенны и их можно расчленить более дробно. Сравнение приповерхностной и глубинной структуры региона с учетом различной степени квазиоднородности выделенных блоков позволяет отметить следующее.

1. Область консолидированной коры в пределах пикетов 0—90 (см. рис. 3, блоки I, II и III) соответствует Дундской моноклинали, западной и центральной частям Норильской мульды и характеризуется прямым соотношением со структурами чехла по разделам К и М, а также наибольшей плотностью дизъюнктивов, расчленяющих ее на девять блоков разной формы и размеров. Это и определяет чрезвычайно высокую латеральную дискретность внутрипластовой расслоенности и «клавишную» структуру консолидированной коры.

2. Область консолидированной коры в интервале пикетов 90—135 (блок IV) соответствует восточной части Норильской мульды и западному крылу Хангайско-Рыбинского вала. Здесь также отмечается прямое соотношение рельефа разделов М и К с характе-

ром приповерхностных структур. Особенностью блока IV является наиболее высокое положение кровли консолидированной коры, повышенная мощность НСКК и пониженная ВСКК (соотношение мощностей 2:1). Внутрипластовая слоистость на всех уровнях приблизительно одинакова. Западный и восточный контакты квазиоднородного блока IV контрастны: первый на уровне разделов Ф и К, второй — М и К.

3. Область консолидированной коры в интервале пикетов 135—175 (блок V) соответствует восточному крылу Хангайско-Рыбинского вала и западному склону Сыверминской депрессии Тунгусской синеклизы. Рельеф разделов Ф и М находится здесь в прямом, а раздела К — в обратном соотношении с характером приповерхностных структур. К особенностям глубинного строения блока V можно отнести также наибольшую плотность сейсмической расслоенности на всех уровнях и ее устойчивость по латерали, резкое увеличение мощности ВСКК и контрастное тектоническое ограничение на западном фланге (амплитуда смещения по разделу М порядка 5 км).

4. Область консолидированной коры в интервале пикетов 175—250 (высокогорная часть) изучена менее детально. Отмечается аномально высокая мощность НСКК (~25 км). Разлом на ПК 175 является, по-видимому, пограничным для восточного фланга Норильского рудного района.

V. По программе А. В. Кулинич (двумерный вариант) на ЭВМ «Минск-32» был рассчитан гравитационный эффект сейсмической модели земной коры исследованного района. Земная кора и верхняя мантия до уровня 50 км аппроксимировались 10-слойной моделью, причем для определения плотностных характеристик каждого слоя использовались как прямые измерения плотности и скорости с введением поправок за литостатическое давление, так и уравнения регрессии силы тяжести Δg от v_p [11].

На разностной кривой $\Delta g_{ост}$ между наблюдаемыми и расчетными значениями силы тяжести выделяется три типа аномалий с линейными размерами 10—15, 35—45 и свыше 80 км. Два первых типа аномалий $\Delta g_{ост}$ отмеча-

ются над блоком V, которому соответствует и осредненный максимум ΔT_a . По размерам аномалий $\Delta g_{\text{ост}}$ их сопоставления с аномалией ΔT_a , а также по геологическим данным можно заключить, что они скорее всего связаны с неучтенным повышением плотности осадочной оболочки и ВСКК за счет насыщения субпластовыми телами интрузивных траппов. Особенно высокая плотность интрузивного насыщения чехла предполагается на внутренних флангах тектонического ограничения блока V. Для блоков I—III (ПК 15—95) характерно наличие двух последних классов аномалий $\Delta g_{\text{ост}}$.

Исходя из геологических данных и интерпретации гравиметрических материалов [8], можно с уверенностью связать аномалии размером 35 км с интрузивами осадочного чехла. Аномалии же третьего типа вряд ли могут быть вызваны плотностными неоднородностями в коре. На основании их размеров и градиента предполагается наличие плотностных неоднородностей либо в самых низах коры, либо в верхней мантии, находящихся, по-видимому, под центральной частью Норильской мульды, где, как известно, локализованы месторождения медно-никелевых руд.

VI. Особое значение для решения поставленных перед среднемасштабными исследованиями МОВЗ — ГСЗ геологических задач имеет разделение выходящих на поверхность дизъюнктивов по глубине их заложения.

1. Норильско-Хараелахский разлом (см. рис. 3, ПК 78; рис. 4, ПК 30), который, по мнению большинства исследователей, контролирует пространственное размещение магматических месторождений медно-никелевых руд, может быть отнесен к трансформовым.

2. Кета-Ирбинский разлом (см. рис. 3, ПК 155), на западном фланге которого локализованы месторождения Имандинского рудного узла, может быть отнесен к внутрикоровым.

3. Имеется большая группа трансформовых дизъюнктивов, причастность которых к пространственному контролю над размещением рудных месторождений требует выяснения.

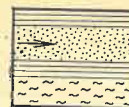
Итак, полученная с помощью среднемасштабных зондирований МОВЗ — ГСЗ информация позволила опреде-

лить индивидуальность глубинной структуры Норильского рудного района: высокую плотность коровых и трансформовых дизъюнктивов, или высокую магматическую проницаемость коры; наличие серии трансформовых разломов, часть которых контролирует пространственное распределение медно-никелевых месторождений; дискретный характер внутриблоковой сейсмической расслоенности, природу которой еще нужно выяснять.

Настоящая работа является отражением результатов первой части исследований глубинной структуры Норильского рудного района с помощью среднемасштабных зондирований МОВЗ — ГСЗ. Сейчас завершается интерпретация материалов по северному (Агапа — Микчанда) и южному (Соленая — Хаканча) профилям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булина Л. В., Спизарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., 1970, с. 54—60.
2. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.
3. Волк В. Э., Крюков С. М., Левин Д. В. Основные черты глубинного строения западной части Таймырской депрессии по аэромагнитным данным. — Уч. зап. НИИГА. 1964, вып. 3, с. 107—128.
4. Гальперин Е. И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М., Недра, 1977.
5. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным Н. М. Чернышев, А. В. Егоркин, Э. Г. Данилова и др. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 46—58.
6. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967.
7. Пятницкий В. К. Рельеф фундамента и структура чехла Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1974, № 9, с. 89—98.
8. Ремпель Г. Г., Салов В. М. Природа региональных гравитационных аномалий и их использование при оценке объема интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 86—94.
9. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., Наука, 1980.
10. Тузов И. К. Опыт использования промышленных взрывов для изучения строения земной коры в зоне перехода от Сибирской платформы к Таймырскому прогибу. — Геология и геофизика, 1965, № 2, с. 123—127.
11. Уразаев Б. М., Воларович М. П., Курскеев А. К. Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. Алма-Ата, Наука, 1973.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК [556+624.131.1] : 55.001

Н. М. ФРОЛОВ (ВСЕГИНГЕО)

Гидрогеология и инженерная геология в системе наук о Земле

Гидрогеология и инженерная геология не занимают пока среди наук о Земле заслуженного места. Гидрогеология, например, некоторыми геологами порой даже не упоминается как наука или включается в перечень прикладных дисциплин, да и в тех немногих работах, в которых вода называется «подлинным мотором всех геологических процессов» (7, с. 116), в систематике геологических наук ей не находится места. Поэтому автор поставил задачу: найти в системе наук о Земле место, которое объективно должны занимать гидрогеология и инженерная геология. Несмотря на то что интенсификация геологоразведочного производства требует постоянного опережающего развития фундаментальных исследований, как это ни покажется парадоксальным, даже общая структура наук о Земле до настоящего времени неясна, хотя без этого невозможно найти не только место отдельной науки, но и успешно решать, например, такие важнейшие задачи, как разработка основных направлений научных исследований на перспективу и долгосрочных программ развития сети институтов [5].

Изучение структуры отдельной науки в настоящее время весьма актуально также для определения места всех наук о Земле в системе общего знания, установления связей со смежными науками или разделами той же науки, для четкого определения их состава. Это позволит определить наиболее рациональные пути, перспективы и закономерности развития наук: выбрать научно обоснованную сеть институтов и рациональную структуру отдельных научно-исследовательских организаций, различного рода справочно-информационных систем, комплексных программ и т. д.

Определение места каждой науки в какой-то системе является результатом изучения данной отрасли знания

и ее места в системе общего знания, а также взаимосвязей с остальными науками. Как указывал Б. М. Кедров [8], место в системе наук со структурной стороны выражает совокупность всех связей и отношений между данной наукой и смежными, а с генетической — определенную ступень развития научного познания, отражающую соответствующую ступень развития самого внешнего мира, а тем самым наличие переходов между данной наукой и смежными в общем ряду.

Место науки можно определить лишь при глубокой и подчиняющейся определенным правилам систематизации наших знаний, но никакая систематизация, в свою очередь, невозможна без упорядочения понятийно-терминологической базы. Найти место объекту или предмету исследований можно лишь в том случае, если мы сможем его опознать и мысленно выделить из массы других, сходных с ним, т. е. необходимо определение понятия [16, 18]. Между тем, как указывалось И. П. Шараповым [18], недостаток почти всех работ по системному анализу в геологии связан с логически неправильными определениями или их отсутствием. Следовательно, суть проблемы — генерализация геологических представлений, а решение ее — создание системы основных понятий науки или системы наук.

Первую классификацию наук на основе выделения основных форм движения материи (ФДМ) дал Ф. Энгельс*. До него классификацией наук занимались многие поколения выдающихся мыслителей (Бекон, Сен-Симон, Гегель, Чернышевский и др.), что всесторонне освещено Б. М. Кедровым [8]. В последние десятилетия предпринимались попытки классификации и геологических наук. История

* Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Политиздат, 1955.

этого вопроса рассмотрена отчасти в монографиях И. В. Крутя [10] и И. Ф. Зубкова [7]. И. В. Круть дал концепцию уровней организации естественных систем — геофизических, геохимических и геолого-географических, однако к этому «таксономическому стержню» не привязал систему знаний наук о Земле, хотя и называет многие из них. И. Ф. Зубков, наоборот, разработал «схему систематизации геологических и смежных наук» с учетом развития ФДМ, но не увязал ее с системой объектов, хотя и указывает на это. В одной из этих обстоятельных монографий дается система объектов, а в другой — система знаний о них, тогда как методология (системных) исследований требует совместного их рассмотрения. В более ранних публикациях предпринимались попытки соблюдения этого принципа. Однако ни одна из них не закончилась созданием достаточно полной и непротиворечивой системы наук о Земле и их объектов.

Основная трудность заключается в отсутствии четких критериев определения фундаментальности науки. В качестве такового принимается обычно ФДМ, но в природе, как известно, имеется бесчисленное множество различных материальных систем, каждая из которых обладает специфическим для нее движением. Многолетняя дискуссия закончилась признанием и особой геологической ФДМ, что уже нашло отражение в современных учебниках по философии. Теперь некоторые исследователи выделяют более десяти разновидностей геологической ФДМ. Имеется не меньше оснований для выделения и гидрогеологической ФДМ. Неоднократно [7 и др.] указывалось, что без учета воды геологическая ФДМ вообще носит зачаточный характер (на некоторых планетах Солнечной системы) и если гидрогеологическую ФДМ не выделяли до сих пор, то, вероятно, только потому, что всегда считали гидрогеологию «растворенной» в геологии. Между тем, на особую роль воды в геологической жизни нашей планеты неоднократно указывал В. И. Вернадский: «Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых

грандиозных, геологических процессов» (2, с. 16). Позже этому вопросу неоднократно уделялось внимание [3, 7, 13, 14, 15 и др.].

Совершенно по-новому заставляют нас оценивать роль воды открытия обводненности докембрийских щитов на больших глубинах, действующих гидротерм на дне океана и др. К настоящему времени в осевых частях спрединговых хребтов обнаружены мощные выходы гидротерм, характеризующихся температурой свыше 350° и высокими концентрациями сульфидов железа, меди, цинка, серебра и золота. Изучение с подводного обитаемого аппарата скорости нарастания купола под воздействием гидротермальных образований показало, что она достигала 8 см за сутки. Недооценка роли подземных вод в выносе тепла из недр Земли и суммарном тепловом потоке отмечалась давно, и для территории СССР составлены карты конвективной составляющей [15], которую рекомендовалось учитывать при определении суммарного теплового потока на континентах. Однако эти данные в прошлом воспринимались нередко как завышенные. Общеизвестна также роль подземных вод в переносе и концентрации органического вещества и углеводородов.

В свете сказанного можно утверждать, что основой гидрогеологической формы движения материи является взаимодействие между гидрогеосферой, гидросферой и атмосферой; она находится в строго закономерной связи со специфической формой организации материи (водой) и подчиняется общим законам ее круговорота в природе.

Можно привести убедительные доказательства и в пользу существования особой ФДМ, которая могла бы служить основой для выделения инженерной геологии как науки. Так, В. И. Вернадский [2] указывал на то, что человек как высший продукт развития материи стал крупнейшей геологической силой, меняющей облик планеты. В связи с чем и предложил выделить особую сферу Земли — ноосферу. Ф. Энгельс* подчеркивал, что животное только пользуется внешней при-

* Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Политиздат, 1955.

Система основных философских категорий и категорий наук о Земле

Таблица 1

Философские категории		Специальные категории		Науки	
Материя	Вещественная	Планета Земля		Геономия	
	Невещественная	Поля Земли			
Способ существования материи	Движение	Круговорот вещества и энергии	Массообмен	Водообмен	Геоаквалогия
				Обмен химич. ингред.	Геохимия
				Энергообмен	Геофизика
Всеобщие формы бытия материальных систем и процессов	Пространство	Природная зональность Геономическое тело	Надповерхностная оболочка Земли	География	
			Твердая оболочка Земли	Геология	
	Время	Эволюция Земли		Историческая геономия	
Взаимодействие		Геономические свойства		Петрофизика	
				Инженерная геология	

родой, а человек господствует над ней. Последствия воздействия на природу человека превзошли масштабы воздействия некоторых геологических процессов. Так, выемка полезных ископаемых превышает снос твердого материала реками, а выбросы в атмосферу меняют климат планеты и т. д.

Если выделение этих ФДМ кажется условным, то степень этой условности не более той, что допускается при выделении многих других ФДМ. Впрочем, дискуссия по этому вопросу более относится к философско-методологической области знаний, здесь же подчеркнем, что человек имеет неограниченные возможности при конструировании логических систем; в частности при выборе признаков для определения перечня основных наук. Подойдем поэтому к поставленному вопросу с нескольких иных позиций — через комплекс основных категорий наук о Земле, увязав их с основными философскими категориями (табл. 1).

Принимая за основу круговорот вещества и энергии на поверхности Земли и в ее недрах, определим границы системы, в которой происходит этот круговорот, и найдем таким образом

объект самого высокого ранга, а затем основные элементы этой системы и науки, которыми они изучаются.

Известно, что такие геологические процессы, как магматизм, горообразование, метаморфизм, происходят преимущественно в недрах, и их внешняя граница примерно совпадает с границей твердой оболочки Земли. Однако осадкообразование происходит на поверхности Земли, а вулканизм сопровождается притоком вещества и энергии в атмосферу. При круговороте воды в природе вещество и энергия конвективным и диффузионным путями мигрируют через ряд геосфер. В геологическое время в круговороте вещества и энергии участвуют все сферы планеты. Поэтому очевидно, что объектом самого высокого ранга в схеме иерархии объектов наук о Земле может выступать сама планета Земля как целостная система, в которой связи между элементами обеспечиваются в процессе массо- и энергообмена. И здесь мы подошли к моменту, когда необходимо выяснить — объектом какой науки является планета Земля. Поскольку объектом науки «геология» считается чаще всего земная кора и

реже вся твердая Земля, необходимо либо расширить объем понятия науки «геология» и считать объектом ее изучения планету Земля, либо говорить о более общей науке, которая объединяла бы все науки о Земле, т. е. о науке более высокого ранга, чем геология. Такую науку о планете Земля и ее компонентах уже предлагали называть геонимией [10 и др.].

Основные науки определяются по процессам, вещественным объектам и свойствам. Геофизика, как наука о физических явлениях и процессах и геохимия как наука о происхождении, эволюции и миграции химических элементов на планете Земля давно оформились. А вот для понятия, определяемого как наука о происхождении, закономерностях распространения и движения воды на Земле, необходим новый термин.

Доказано, что взаимодействие между элементами планеты Земля осуществляется с помощью воды. Вода является подлинным «мотором» всех геологических процессов [7], она «стоит особняком в истории нашей планеты» (2, с. 16), без нее бессмысленно говорить и о ФДМ [7]. Именно поэтому водообмен выделяется отдельно из общего массообмена. К настоящему времени оформились две науки о воде: гидрология — о наземных водах (гидросфере) и гидрогеология — о подземных водах (гидрогеосфере). Интегрирующей же науки нет, хотя некоторые гидрологи (преимущественно зарубежные) считают такой наукой гидрологию. Однако этот термин закреплен подавляющим большинством специалистов за упомянутым выше более узким понятием, ввиду чего автор вынужден предложить новый термин — *геоаквалолия*. Объект этой науки, который предлагается назвать *геоаквасферой*, включает два основных элемента — гидрогеосферу и гидросферу (соответственно объекты гидрогеологии и гидрологии).

Выделение уже существующих, наиболее древних наук о Земле — географии и геологии — не требует особых доказательств. Однако из рассматриваемой системы (см. табл. 1) со всей очевидностью вытекает необходимость выделения интегрирующей науки об эволюции Земли, которую можно было

бы назвать *исторической геонимией* (или планетологией). Эта наука, в отличие от исторической геологии или гидрогеологии, должна изучать эволюцию планеты Земля в целом, а не одну какую-то ее сторону.

Наконец, о взаимодействии. В неживой природе оно приводит к проявлению геонимических свойств естественного, природного характера, которые должны изучаться комплексной наукой, называемой иногда петрофизикой. Главным объектом исследования в этом случае остаются горные породы, которые одновременно служат «сквозным» объектом для других наук о Земле. Изучение всех форм взаимодействия в системе планеты Земля требует учета также живой природы и общества, что является прерогативой экологии. Наукой же о геологической среде (техногеосфере), ее рациональном использовании и охране в связи с деятельностью человека служит инженерная геология [12], которая, таким образом, выступает и как часть экологии. Надо бы рассмотреть еще специальные понятия, связанные с законом сохранения энергии и вещества, но это не столько усложняет систему, сколько уводит в малоизведанную область наук о Земле.

Выбранный методологический путь привел к выделению одной фундаментальной (геонимии) и восьми основных наук о Земле: трех по процессам — переносу вещества (воды и химических ингредиентов) и энергии (геоаквалолии, геохимии и геофизики соответственно); двух — по вещественным объектам (геологии и географии); одной — по эволюции планеты Земля (исторической геонимии, или планетологии) и двух — по взаимодействиям (петрофизики и инженерной геологии)*.

Основные науки о Земле сведены в систему (рис. 1), которая вряд ли требует особых пояснений; по-видимому, надо сосредоточить внимание на выяснении принципов дальнейшей структуризации основных наук. Прежде всего следует сказать, что структура отдельных наук (в том числе и геоло-

* Некоторые пограничные науки остаются в других системах, например, палеонтология — в системе биологических наук.

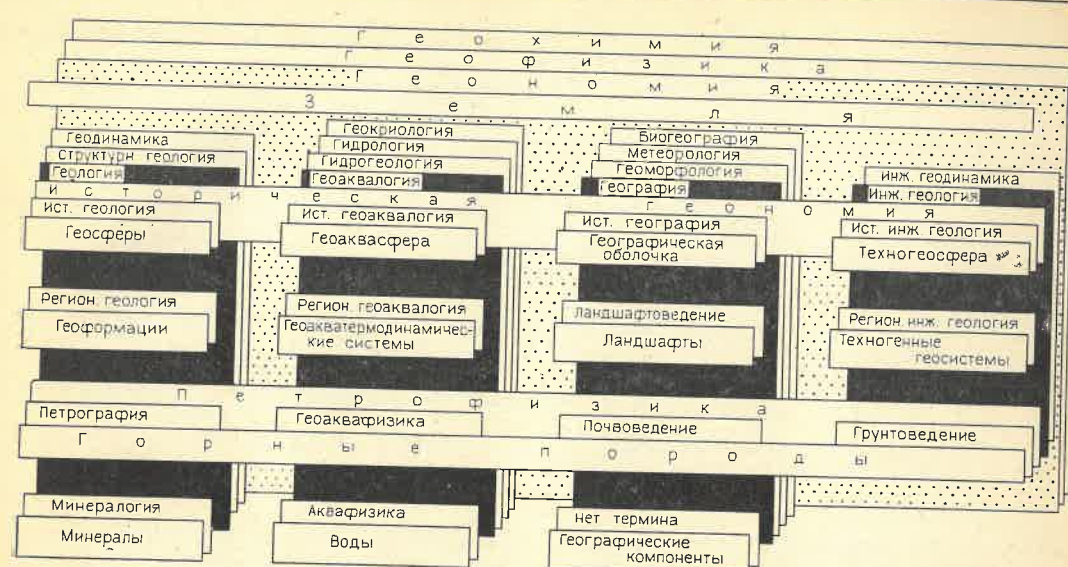


Рис. 1. Система основных теоретических наук о Земле и их объектов

гии) рассматривалась многими исследователями [6, 7, 9, 10 и др.]. Значительно меньше таких работ по гидрогеологии [11, 13, 14], инженерной геологии [1] и географии.

Необходимо подчеркнуть, что в каждой из основных наук имеются разделы, или науки, выделяемые по различным признакам. Однако при ближайшем рассмотрении оказывается, что они изучают один и тот же объект, или предмет, обозначая его разными терминами. В связи с этим создается впечатление о наличии до 40—50 наук о Земле. В нашей системе разделы, выделяемые по вещественным объектам, являются моноуровневыми, но полиаспектными, т. е. изучают объекты одного уровня, но комплексно, со всех сторон (например, минералогия или петрография). Разделы же, выделяемые по процессам (геодинамика, инженерная геодинамика), являются полиуровневыми, но моноаспектными, т. е. изучают объекты различных уровней организации материи, но с одной определенной стороны. Есть и специфика в каждой из основных наук. Так, в геологии структура геологических тел любого ранга изучается в разделе «структурная геология», а тел рангом «горные породы» и выше — в геотектонике, которая и раньше выделялась иногда как часть структурной геологии.

В геоаквалолии и физической географии специфика основных разделов наук (гидрогеологии, гидрологии, геокириологии, а также геоморфологии, метеорологии и биогеографии) состоит в том, что они являются не только полиуровневыми, но и полиаспектными — изучают свой объект на различных уровнях и со всех сторон. Это позволяет рассматривать их как самостоятельные науки, в качестве которых они обычно и выделяются. В связи с выделением геоаквалолии в качестве одной из основных наук о Земле гидрология должна стать ее разделом (наукой), а не географией, хотя это совершенно не исключает комплексного рассмотрения вопросов гидрологии в географии.

Надо сказать, что границы между объектами вообще весьма условны. Так, географ в процессе своих исследований углубляется нередко в недра Земли, а гидрогеолог, наоборот, проявляет интерес к атмосфере. Взаимопроникающими являются и четыре основных составляющие, по В. И. Вернадскому, — твердое минеральное вещество, жидкость, газ, органическое вещество. В связи с этим свойства любой геосистемы характеризуются свойствами ее составных частей, проявляющимися при взаимодействии. Выделение «качественно определенного образования» [7] вообще трудная задача,

Таблица 2

Соотношение объектов и наук (разделов) о Земле

Наука	Геонимия				
	Геология		География		
	Геоакватория		Биогеография		
	Гидрогеология		Почвоведение		
	Инженерная геология	Гидрология	Метеорология		
Объект	Техногеосфера		Гидросфера	Атмосфера	
	Почва				
	Гидрогеосфера				
	Биосфера				
	Геоаквасфера				
	Земля твердая		Географическая оболочка		
	Планета Земля				

и условность границ между ними особенно хорошо видна при попытках графического их изображения (табл. 2).

Говоря об условности границ, следует добавить, что ни границы гидрогеосферы, ни техногеосферы не совпадают строго с границей твердой Земли. Граница гидрогеосферы «размывается», например, в местах субмаринной разгрузки подземных вод, а техногеосферы — на участках взаимодействия с инженерными сооружениями и т. д.

Ограниченный объем статьи не позволяет более детально остановиться на аргументации и специфике выделения всех разделов наук. Не всегда даже даются их определения, что отчасти компенсируется выразительностью самой системы (см. рис. 1). Не видно, правда, что моноаспектность или моноуровневость разделов условна. Историческая геонимия, например, изучает не только историю происхождения и эволюцию геосфер в целом, но и их элементов (объектов регионального уровня), а стратиграфия выделяется как один из основных разделов исторической геологии, что согласуется с традиционным подходом к этому вопросу.

Рассмотрим кратко на примере гидрогеологии возможные подходы к последующей структуризации каждой из выделенных наук. Можно сразу разделить ее на теоретическую и прикладную, выделив также особый раздел «общая гидрогеология» на уровне метанауки, в котором изучаются (или должны изучаться) общие вопросы методологии гидрогеологической науки, истории ее развития, связи с другими науками и т. д. Поскольку определения основных понятий нами опубликованы ранее [14], будем в дальнейшем оперировать лишь терминами.

Теоретическая и прикладная гидрогеология делятся на разделы и направления (табл. 3).

Очень важными интегрирующими направлениями в теоретической гидрогеологии являются режим (гидрогеодинамический, гидрогеотермический, гидрогеохимический) и баланс (влаги, тепла, солей) подземных вод. Кроме того, в гидрогеологии (как и в любой другой науке) необходимо выделить методы (полевые и гидрогеологическое моделирование), а также средства (гидрогеологическая скважина, родник) исследований. Что касается гидрогеологической картографии, то она,

Разделы и направления теоретической и прикладной гидрогеологии

Таблица 3

Теоретическая гидрогеология	Прикладная гидрогеология
А. Разделы по изучаемым процессам 1. Гидрогеодинамика 2. Гидрогеотермия 3. Гидрогеохимия Б. Разделы по изучаемым объектам 1. Историческая гидрогеология (гидрогеосфера) 2. Региональная гидрогеология (ГТТДС): а) гидрогеологическая зональность б) гидрогеологическая стратификация в) гидрогеологическое районирование 3. Гидрогеофизика (вода — порода) 4. Гидрофизика (подземные воды)	А. Разведочная гидрогеология (месторождений) подземных вод 1. Пресных 2. Минеральных 3. Промышленных 4. Термальных Б. Специальная гидрогеология 1. Шахтная 2. Нефтяная 3. Инженерная 4. Гидрогеосейсмология 5. Мелиоративная В. Техногенная гидрогеология

по-видимому, является одновременно и методом, и средством исследований. На основе выделенных основных разделов по объектам и процессам строится каркас матрицы, а образовавшиеся в местах пересечения ячейки заполняются основными понятиями науки [14]. Можно поступить и по другому — так, как мы это сделали при выделении основных наук о Земле, т. е.

опираясь на основные философские категории, определить сначала не разделы науки, а основные гидрогеологические категории * (табл. 4).

* Если каждой из основных философских категорий можно поставить в соответствие одно из понятий рассматриваемой дисциплины, то ее, по-видимому, можно отнести к отдельной науке, а если нет, то — к разделу одной из наук.

Система основных философских и гидрогеологических категорий

Таблица 4

Философские категории		Гидрогеологические категории		Наука и ее теоретические разделы	
Материя	Вещественная	Гидрогеосфера		Гидрогеология	
	Невещественная	Гидрогеофизические поля			
Способ существования материи	Движение	Формирование подземных вод	Массообмен	Водообмен	Гидрогеодинамика
				Обмен химич. ингрэд.	Гидрогеохимия
				Теплообмен	Гидрогеотермия
Всеобщие формы бытия материальных систем и процессов	Пространство	Гидрогеологическая зональность Гидрогеологическое тело		Региональная гидрогеология	
	Время	Эволюция гидрогеосферы Режим подземных вод		Историческая гидрогеология	
Взаимодействие		Гидрогеологические свойства	Вода — порода	Гидрогеофизика	
			Подземные воды	Гидрофизика	

Система основных гидрогеологических

Гидро		
Общая гидро		
Теоретическая		
Формирование		
Гидрогеологические объекты (тела)	Разделы по объектам	Водообмен
		Гидрогеодинамика
Гидрогеосфера	Историческая гидрогеология	Баланс
		Баланс влаги
		Запасы подземных вод
		Режим
		Гидрогеодинамический режим
		Гидрогеофизические поля
Гидрогеотермодинамические системы	Региональная гидрогеология	Гидрогеологическое
		Гидрогеологи
		Гидрогеологи
		Гидрогеодинамическая зональность
Горные породы (система вода—порода)	Гидрогеофизика	Физические свойства
		Гидрогеологи
		Гидрогеологи
		Воднофизические: влагоемкость, водоотдача, водопроницаемость
Подземные воды	Гидрофизика	Градиент давления
		Давление

Специальная гидрогеология (шахтная,

Разведочная гидрогеология (месторождений

Техногенная

Прикладная

Таблица 5

понятий (в терминах)

геология				
геология				
гидрогеология				
подземных вод				
Теплообмен		Массообмен		
Гидрогеотермия		Гидрогеохимия		
		Радиогидрогеология		
		Гидрогеомикробиология		
		Методы	Средства	
подземных вод		Полевые гидрогеологические исследования	Родники	
Баланс тепла				Баланс солей
подземных вод		Гидрогеохимический режим		
Гидрогеотермический режим				
ческие поля				
Гидрогеотермические поля		Гидрогеохимические поля	Гидрогеологические скважины	
районирование				
ческая стратификация		Гидрогеологическое моделирование	Гидрогеологическая картография	
ческая зональность				
Гидрогеотермическая зональность				
Гидрогеотермическая зональность		Гидрогеохимическая зональность		
(мощность, плотность, пористость)				
ческое взаимодействие				
ческие свойства		Гидрогеологические модели		
Теплофизические: теплоемкость, теплопроводность				
Градиент температуры				
Температура		Градиент концентрации		
нефтяная, мелиоративная, инженерная, гидрогеосейсмология)				
пресных, минеральных, промышленных, термальных вод)				
гидрогеология				
гидрогеология				

Затем главный объект (гидрогеосферу) можно расчленить на основные элементы и соответственно выделить разделы науки, которые будут основой четырехуровневой иерархии. Формирование подземных вод как единый процесс можно также условно разложить на три основных гидрогеологических процесса и затем выделить три основных раздела науки, изучающих эти процессы. Непривычно для гидрогеолога видеть режим подземных вод в качестве объекта исторической гидрогеологии. Традиционно считается, что эволюция гидрогеологических объектов в процессе геологического времени изучается палеогидрогеологией, которую считают часто синонимом исторической гидрогеологии, реже ее разделом. Режим же подземных вод рассматривают как самостоятельное направление, призванное изучать закономерности эволюции подземных вод лишь в историческое время. Такое деление объекта лишь по масштабам времени представляется неоправданным.

Последовательная реализация принятого подхода привела к созданию системы, которая в принципе совпадает с опубликованной автором ранее [14], хотя имеются и различия (табл. 5). Совпадения являются, по-видимому, следствием субъективных склонностей автора, а различия — результатом совершенствования системы. Основные теории науки, выполненные в виде системы, наглядно показывают их связи с теориями смежных наук (рис. 2). Таким образом можно сформировать систему основных понятий «первого эшелона» для конкретной науки.

Понятия «второго эшелона» (и последующих) находятся путем классификации и расчленения основных понятий. Так, одно из основных понятий «запасы подземных вод» в результате классификации дает дополнительно восемь понятий второго эшелона, а затем третьего, четвертого и т. д. [17]. Путем классификации основного понятия «гидрогеотермодинамические системы» автор получил девять понятий второго и пять — третьего эшелонов, а путем расчленения его — еще 17 понятий второго эшелона [16]. В итоге классификации и расчленения основных понятий данной науки можно по-

лучить систему всех ее понятий на всю глубину.

В заключение необходимо подчеркнуть, что вопрос о критериях выделения той или иной области знания в качестве самостоятельной науки остается до сих пор дискуссионным. Если собрать из различных изданий определения, то окажется, что почти все упомянутые дисциплины имеют статус наук. В конце концов не так уж важно, как назвать конкретную дисциплину, гораздо важнее то, что в процессе системного подхода появляется возможность упорядочения наук о Земле в виде системы, создания их иерархии, выявляется множественность форм структуры наук о Земле и возможность выбора оптимальной. Системный анализ и оптимизация, таким образом, неразрывны.

К настоящему времени предложено несколько вариантов структуризации наук о Земле. Какой из них лучший — покажет время. Лучшим, по-видимому, окажется тот, который будет повторяться в последующих работах с различным рода уточнениями, но без существенных перестроек самой структуры системы. Последняя интересная публикация на эту тему [6] не содержит системы наук как таковой, но весьма убедительно подтверждает два важных положения:

- 1) проблема структуризации наук о Земле является одной из важнейших и актуальнейших на современном этапе их развития;
- 2) существует неограниченное число способов такой структуризации.

Вместе с тем необходимо обратить внимание на то, что хотя при структуризации наук допускаются различные подходы, при использовании любого из них обязательно соблюдение общих методологических правил. Между тем эти правила, как указывалось неоднократно, часто нарушаются [4, 18 и др.]. Так, в работе [6] деление на три комплекса геолого-минералогических наук является неполным (чем нарушено второе правило деления объема понятия), поскольку состав, строение и развитие твердой части Земли (геология I) рассматриваются применительно только к земной коре, а состав, размещение и развитие жидкого и газообразного вещества (геология II) —

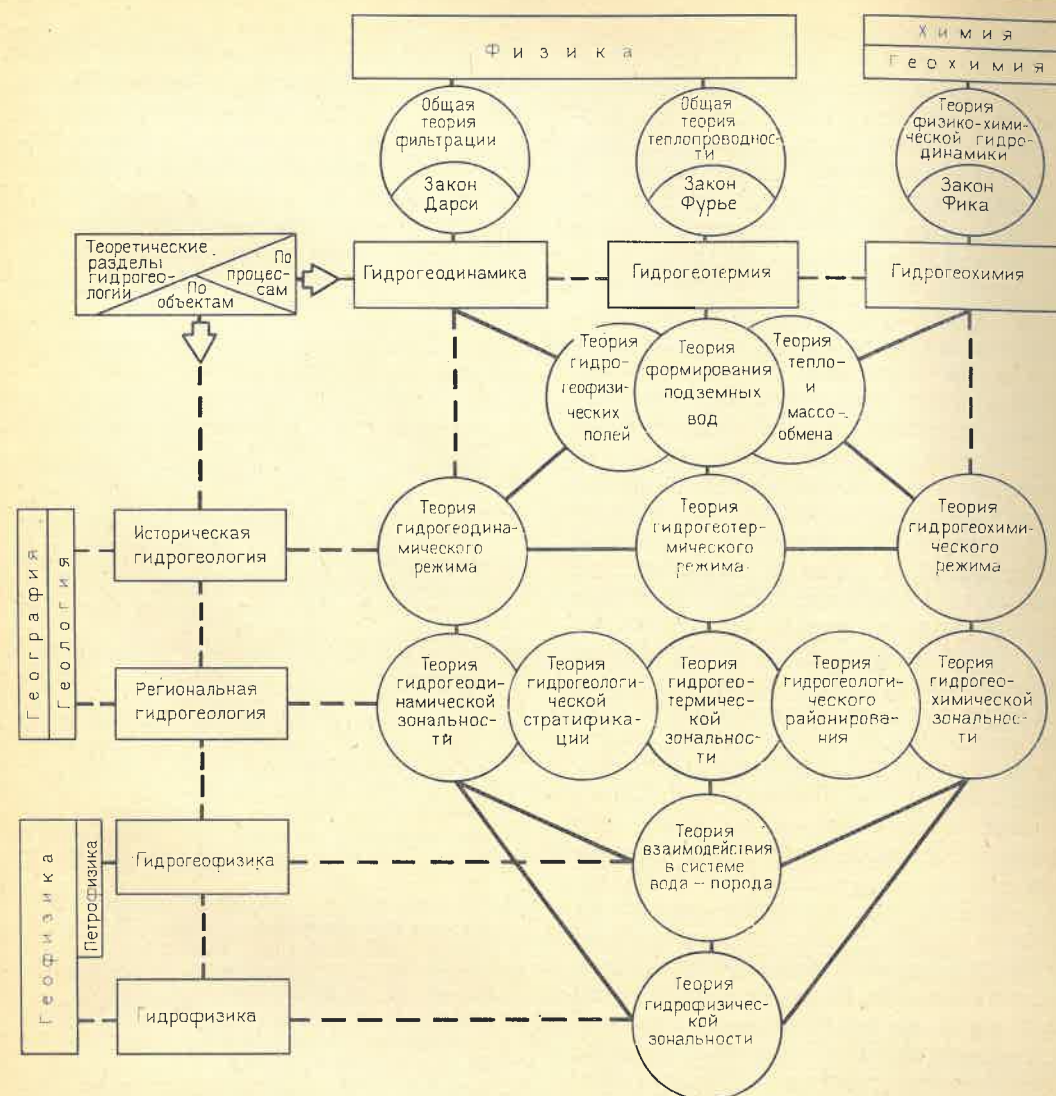


Рис. 2. Система основных гидрогеологических теорий и их связей с теориями смежных наук

и в «более глубоких сферах Земли». Твердое, жидкое и газообразное вещества на поверхности Земли вообще не рассматриваются. Кроме того, если выделяемые три комплекса наук равноправны, т. е. одного ранга (а это следует не только из их индексации), то взаимодействие между объектами наук геология I и II должно изучаться в комплексе интегрирующих наук более высокого ранга, чем науки геология I и II. Если же последние «син-

Твердое минеральное вещество $\rightleftharpoons$ Жидкость $\rightleftharpoons$ Газы $\rightleftharpoons$ Органическое вещество*

тезируют данные всех наук о Земле», то их определение дано слишком узко, ибо в число наук о Земле входят так-

же географические науки, а границы объекта наук геология II трактуются автором шире, чем наук геология I.

Нарушение правил деления объема понятий приводит не только к формальному несовершенству предложенной схемы [6], но и к появлению недостатков содержательного характера. Если строить схему деления наук по видам вещества, то следовало бы опираться на известную схему В. И. Вернадского [2]:

* Если исходить из основных состояний вещества, то вместо органического вещества в этом ряду следует плазма.

Однако такая схема должна лежать в основе деления всех естественных наук, а не только геолого-минералогических, поскольку она касается и подземных объектов, и поверхностных. Так, при изучении закономерностей формирования природных вод Земли нельзя отрывать друг от друга подземные и поверхностные воды, они должны рассматриваться (и рассматриваются) как единое целое в общем круговороте воды на Земле [3]. Подземные воды (как один из объектов гидрогеологии) находятся в теснейшем взаимодействии с поверхностными. Изучение же органического вещества приводит к еще большему расширению границ системы наук, так как органическое вещество изучают не только (и не столько) в рамках геологических дисциплин (гидрогеология, нефтяная геология), но и прежде всего в биологии, являющейся одной из фундаментальных естественных наук.

Таким образом, системы наук вообще (и о Земле в частности) могут иметь в принципе бесконечное число форм. Выбор же оптимальной формы должен производиться из числа тех, которые составлены с соблюдением общих правил методологии. Не исключено, однако, что наиболее привлекательная идея структуризации будет найдена в схеме, слабой с методологических позиций. В таком случае хорошую идею необходимо реализовать в методологически совершенной системе. Что касается практического выхода, то его следует рассматривать в каждом случае отдельно, применительно к конкретной задаче (автор сознательно не касается этой стороны вопроса).

С точки зрения разработки долгосрочной программы развития сети как прикладных институтов [5], так и теоретических, в свете предлагаемого варианта системы создается впечатление, что в настоящее время процесс дифференциации наук о Земле зашел слишком далеко (40 институтов только в системе Мингео СССР). Вместе с тем, в системе АН СССР нет Института геологии, а в системе Мингео СССР — Института комплексного изучения Земли (или им подобных), тог-

да как необходимость в подобного рода (интегрирующих) институтах вытекает не только из сути представленной системы, но и диктуется современными тенденциями развития науки и техники, их интеграцией, а также необходимостью решения очень крупных комплексных проблем народного хозяйства, превосходящих по своим масштабам все то, что было до сих пор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарик Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М., Недра, 1981.
2. Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. — В кн.: Основы гидрогеологии. Отв. ред. Е. В. Пиннекер. Новосибирск, Наука, 1982, с. 239.
4. Груза В. В. Методологические проблемы геологии. Л., Недра, 1977.
5. Евстахий В. А. Стратегия развития геологических наук. — Разведка и охрана недр, 1983, № 8, с. 1—5.
6. Епифанов В. П. Некоторые общие вопросы теоретической геологии (три комплекса геолого-минералогических наук). — Сов. геология, 1983, № 7, с. 3—11.
7. Зубков И. Ф. Проблема геологической формы движения материи. М., Наука, 1979.
8. Кедров Б. М. Классификация наук. Кн. 2. М., Мысль, 1965.
9. Косыгин Ю. А. Иерархия геологических объектов и тектоника. — Докл. АН СССР, 1972, т. 297, № 2, с. 111—141.
10. Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., Мысль, 1978.
11. Ланге О. К., Плотников Н. И. Научное содержание современной гидрогеологии. М., Изд-во МГУ, 1980.
12. Сергеев Е. М. Инженерная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1982.
13. Сыдыков Ж. С. Место гидрогеологии среди естественных наук, ее предмет и методы исследований. — В кн.: Проблемы гидрогеологии Казахстана. Алма-Ата, 1974, с. 16—27. (Тр. Ин-та гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР, т. 5).
14. Фролов Н. М. Многоуровневая схема гидрогеологической стратификации. М., 1982, с. 13—26. (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 148).
15. Фролов Н. М. Гидрогеотермия. Изд. 2-е. М., Недра, 1976.
16. Фролов Н. М. Методология понятийно-терминологических исследований в гидрогеологии. М., 1983, с. 5—26. (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 151).
17. Фролов Н. М., Язвин Л. С. Классификация категорий запасов подземных вод. — Сов. геология, 1984, № 3, с. 95—101.
18. Шарапов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М., Недра, 1977.

О зональности минерального заполнения трещин в надсолевом комплексе Верхнекамского района

На основании тщательного описания керна, детального гидрогеохимического и геофилитационного опробования скважин в пермских надсолевых отложениях установлен новый тип структур, наложенных (секущих) по отношению к тектоническим формам и выраженных по поверхностям раздела между зонами с разным составом минерального заполнения трещин горных пород. В литературе на эти границы не обращалось должного внимания, а они имеют большое значение при изучении литологии, стратиграфии, тектоники и гидрогеологии Верхнекамского района [2].

В разрезе синклиналичных структур выделяются следующие зоны развития по трещинам вторичных минералов (сверху вниз): гидроокислов железа и марганца совместно с кальцитом, кальцита, волокнистого гипса, бесцветного галита, розового галита совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом (рис. 1). В антиклинальных структурах зона бесцветного галита отсутствует. Выше зоны розового галита отмечается малоомощная пачка пород, трещины которых только по краям иногда выполнены халцедоном и мелкокристаллическим гипсом, а над верхней границей развития по трещинам волокнистого гипса фиксируется зона открытых трещин без заполнения.

Поверхности раздела между породами с разным составом минерального заполнения трещин расчленяют геологический разрез на водоносные и водоупорные горизонты, секущие стратиграфические границы.

Первый (сверху) водоносный горизонт имеет открытые трещины, по краям которых установлены пленки железисто-марганцевых соединений и кальцита. Подошва водоносного горизонта проходит по верхней границе зоны волокнистого гипса, воздымающейся от бортов долины р. Камы к центральной ее части. Минерализация вод увеличивается с глубиной от 0,2 до 132 г/л. Воды пересыщены карбонатом кальция и ненасыщены сульфатом кальция и хлористым натрием. Движение вод направлено от бортов долины реки к центральной ее части, где происходит их разгрузка.

Второй водоносный горизонт распространен в пределах только антиклинальных структур. Трещины пород открытые, иногда по краям выполнены корочками мелкокристаллического гипса и халцедона. Подошва водоносного горизонта проходит по верхней границе зоны розового галита. Минерализация вод увеличивается в направлении их движения с востока на запад к центральной части долины от 226 до 312 г/л. Воды пересыщены карбонатом.

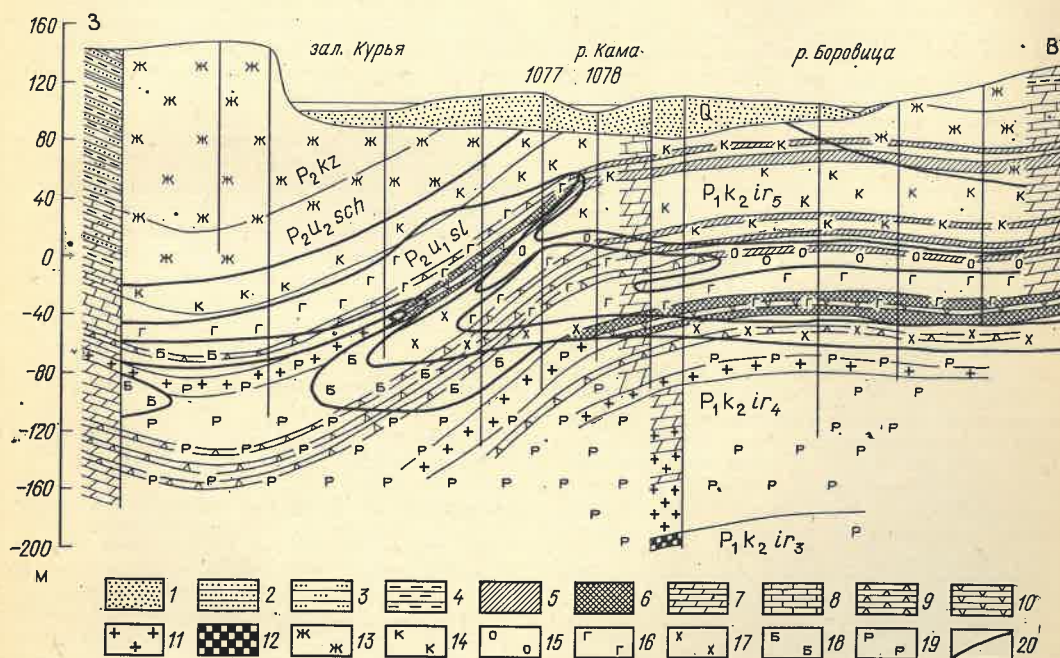


Рис. 1. Литолого-минералогический профиль поперек долины р. Камы выше Соликамска

1—12 — литологическая характеристика пород: 1 — песок, 2 — песчанник, 3 — алевролит, 4 — аргиллит, 5 — глина брекчированная известковистая, 6 — глина брекчированная доломитистая, 7 — мергель, 8 — известняк, 9 — ангидрит-гипс, 10 — гипс, 11 — каменная соль, 12 — карналлит; 13—19 — состав минерального заполнения трещин: 13 — гидроокислы железа

и марганца совместно с кальцитом, 14 — кальцит, 15 — отсутствие заполнения в трещинах, 16 — гипс волокнистый, 17 — халцедон совместно с мелкокристаллическим гипсом, 18 — галит бесцветный, 19 — галит розовый совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом; 20 — поверхности раздела между породами с разным составом минерального заполнения трещин

Научные открытия в геологии (по состоянию на 1 октября 1983 г.)

№ п/п	№ диплома	Название открытия
1	57	Явление пьезоэлектрических текстур в горных породах *
2	66	Закономерная связь распределения в минеральных зонах рудных элементов и переносающих их лигандов
3	68	Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре *
4	75	Свойство природных газов находиться в твердом состоянии в земной коре
5	92	Явление образования истинных плавучих
6	118	Явление образования и широкого распространения стабильных свободных радикалов и молекулярных ионов в минералах и горных породах *
7	127	Закономерность количественного распределения минералов в аллювиальных россыпях
8	128	Явление воздействия сейсмичности Земли через акустические волны на ионосферу
9	129	Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясениях *
10	163	Явление естественного разделения урана-234 и урана-238 (эффект Чердынцева — Чалова) *
11	179	Явление возбуждения квазипериодических колебаний магнитного поля Земли нарастающей частоты
12	217	Явление изменения эффективного удельного электрического сопротивления горных массивов пород перед местными землетрясениями
13	218	Закономерность зонального распределения элементов-индикаторов в первичных геохимических ореолах гидротермальных рудных месторождений *
14	219	Свойство неокисляемости ультрадисперсных форм простых веществ, находящихся на поверхности космических тел
15	234	Явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры *
16	253	Закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли *
17	267	Явление генерации природными полиметаллическими рудными телами импульсного электромагнитного излучения *
18	270	Закономерность пространственно-временного изменения формы природных кристаллов в процессах минералообразования *
19	273	Явление глобально выдержанных, быстро протекающих пульсационных изменений в гидросфере (гидрогеологический эффект Варта-няна — Куликова) *
20	279	Закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере *

* Открытия, по материалам которых созданы изобретения.

се широкой программы научно-технического сотрудничества. Это достижение зарегистрировано также в Болгарии в качестве научного открытия.

2. Явление глобально выдержанных быстро протекающих пульсационных изменений в гидросфере. 30 июня 1983 г. Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий внес в Государственный реестр под № 273 открытие Г. С. Варта-няна и Г. В. Куликова (ВСЕГИНГЕО) — явление глобально распространенных быстро протекающих пульсационных изменений в гидросфере, получившее название «гидрогеологический эффект Варта-няна—Куликова».

Многолетние наблюдения за режимом подземных вод в различных структурно-фациальных зонах с применением специальных способов изучения напряженного состояния массивов горных пород по гидрогеологическим дан-ным позволили установить изменения емкост-

ных свойств толщ, охватывающие огромные регионы с различной геологической историей, как реакцию на смену напряженного состояния протяженных массивов горных пород.

Установленное явление исходит из положения о том, что в некоторой области фильтрации, контролируемой определенным законом распределения емкостей в массиве горных пород, процессы теплопереноса реализуются согласно характеру распределения в пространстве соответствующих физико-химических и термодинамических потенциалов и учитываются с помощью величин напоров, концентраций вещества, упругостей газов, температур и др. При постоянных условиях на внешних границах системы распределение флюидального вещества в любом коллекторе подчиняется законам теплопереноса и пространственная структура его потоков оказывается стабильной во времени. В случае нарушения исходного состояния водонапорной системы (например, ее емкостных свойств) в

соответствии с природой, мощностью, интенсивностью и местом приложения возмущающего импульса возникают нарушения—аномалии, проявляющиеся в изменении структуры фильтрационного потока, ее гидродинамических, концентрационных, температурных и других составляющих.

На обширном экспериментальном материале авторы показали наличие скоротечных преобразований структуры гидросферы, что свидетельствует о происходящих в недрах изменениях физических параметров огромных толщ флюидосодержащих коллекторов вследствие ряда естественных процессов, регистрируемых при геолого-геофизических и геохимических исследованиях. По своей сущности это новый вид геофизического поля, отражающий в гидросфере смену напряженно-деформационного состояния больших литосферных блоков, и его можно рассматривать как специфичное гидрогеодеформационное (ГГД) поле Земли. Установлено, что на перестроение структурных форм гидросферы (ГГД поля) влияет весь комплекс эндо-, экзо- и техногенных факторов.

Глобальная структура гидросферы в основном имеет неупорядоченное строение, когда зоны растяжения на короткие отрезки времени появляются среди участков слабого сжатия, т. е. пространственная ткань гидросферы состоит из множества короткоживущих структур сжатия и растяжения. Зарегистрирована также иная направленность развития гидросферы: отдельные изометрические структуры удлиняются, сливаясь друг с другом, увеличиваясь и образуя в короткие промежутки времени линейно вытянутые сооружения. При этом вся структура гидросферы приобретает ориентированное строение.

Максимальная упорядоченность строения гидросферы отвечает периоду, непосредственно предшествующему мощному сейсмическому событию, после чего ее структура вновь становится хаотичной. Показательно поведение отдельных короткоживущих сооружений. Скорости их разрастания неравномерны во времени и колеблются от единиц до 400 тыс. км²/сут и более в периоды, непосредственно предшествующие крупным землетрясениям.

Отмечается достаточно четкая закономерность: деформация растяжения, которая развивается в пределах определенной площади, достигает некоторого предела, релаксирует, сменяется сжатием и наоборот.

Таким образом, гидросфера является весьма чувствительным индикатором любых микроструктурных перестроений в недрах, свидетельствует об исключительной мощности и дальности действия медленно накапливающихся тектонических напряжений, позволяет судить о сопряженном развитии разнозначных структур деформации, охватывающих как устойчивые платформенные регионы, так и подвижные горно-складчатые области.

Научное значение открытия заключается в том, что на его основе следует по-новому оценивать процессы, протекающие в гидросфере, и прежде всего новый вид миграции флюидов — глобальную геодинамическую фильтрацию, обеспечивающую дренирование глубоких этажей литосферы, где классический закон Дарси неэффективен. Эффект Варта-ня-

на—Куликова объясняет ряд регистрируемых природных явлений, в частности, встречаемые в недрах участки аномально высоких давлений флюидов, вариации кажущегося электрического сопротивления горных массивов и др. Механизм глобальной геодинамической фильтрации можно привлекать для рассмотрения процессов эволюции Земли.

В практическом отношении открытие позволяет решать ряд задач прикладной геологии — количественно обоснованного гидрогеологического районирования крупных территорий, подземной гидродинамики в связи с выявлением объектов, пригодных для газохранилищ, «сухих котлов», поиска месторождений нефти и газа, оптимальных мест заложения водозаборов, при прогнозе землетрясений.

Познание закономерностей развития ГГД поля, особенностей скоротечных изменений в гидросфере создает основу для систематического слежения за внутривулканическими процессами эволюции.

Приоритет открытия установлен 20 июня 1981 г. по дате поступления статьи «Гидрогеодеформационное поле Земли» в редакцию журнала «Доклады Академии наук СССР» (1982, т. 262, № 2, с. 310—314).

Формула открытия зарегистрирована в следующей редакции: «Экспериментально установлено неизвестное ранее явление глобально выдержанных быстро протекающих пульсационных изменений (порядка сутки—месяцы) в гидросфере, обусловленное способностью последней реагировать на изменение напряженного состояния литосферы».

Эффект Варта-няна—Куликова представляет собой фундаментальное достижение в гидрогеологии, открывающее широкие перспективы качественно нового подхода в гидрогеологических исследованиях.

3. Закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере. А. А. Сауков, Н. А. Озерова (ИГЕМ АН СССР) *, В. П. Федорчук (ВИЭМС), В. З. Фурсов и О. В. Вершкова (ИМГРЭ) * открыли неизвестную ранее закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере. При сравнительно небольших колебаниях ее содержания в лито- и атмосфере вокруг гидротермальных рудных месторождений и в зонах разломов областей активизации развиты обширные ртутные ореолы — литохимические и газовые, что позволило использовать ртуть в качестве универсального поискового индикатора.

Эта закономерность была установлена как следствие всестороннего изучения поведения ртути, ее рассеяния и концентрации в различных геосферах. Теоретической предпосылкой для установления названной закономерности явились разработки авторов о наличии ртутьсодержащей газовой атмосферы над гидротермальными растворами, формирующими различные типы рудных месторождений. Существование ртутьсодержащей атмосферы и современное формирование ртутных ореолов было впоследствии установлено при изучении парогидротермальных систем Курило-Камчатской провинции, где в настоящее время фор-

* Открытие сделано в связи с выполнением служебного задания.

мируются ртутное, сурьмяное, мышьяковое и колчеданное оруденения. Проведены экспериментальные работы по исследованию переноса и отложения сульфидов ртути в гидротермальных растворах для объяснения условий образования ореолов ртути. Способность ртути в газообразной фазе проникать в окружающие породы заметно выше по сравнению с растворами, поэтому первичные литохимические ее ореолы, синхронные с образованием месторождения, значительно более широкие по сравнению с другими халькофильными элементами, которые переносятся в основном в растворах.

Газовые ореолы формируются за счет ртути, выделяющейся из рудных тел, а также из пород в пределах развития ее литохимических ореолов. Ртуть фильтруется и диффундирует к поверхности со времени образования месторождения, при этом она частично сорбируется перекрывающими отложениями, а также участвует в формировании газовых ореолов в породах, почвах и приземной атмосфере.

Первичные литохимические и газовые ореолы ртути установлены не только на собственно ртутных (киноварных) месторождениях, но и на свинцово-цинковых, сурьмяных, колчеданных, золотых, оловянных и др. Ртутные ореолы распространяются в стороны от рудных залежей на сотни метров, иногда до километра и более. Они значительно более широкие, чем зоны окolorудных измененных пород и ореолы других металлов.

Ртутные аномалии фиксируются по зонам рудоконтролирующих и рудопродвигавших тектонических нарушений в пределах провинций, а также по зонам глубинных разломов в областях тектоно-магматической активизации вследствие поступления ртути из глубин Земли.

Установлены и описаны закономерности распределения ртути в пределах ореолов. Интенсивность развития ореола и содержание в нем ртути зависят от вещественного состава месторождений (собственно ртутных, кинварных и нертутных), от механических и сорбционных свойств вмещающих пород и структурных особенностей рудных районов. Ртутометрические исследования максимально результативны при комплексном подходе к изучению регионов, в сочетании с геологическими, геофизическими и геохимическими методами.

К числу перспективных следует отнести использование выявленной закономерности при поисках магматогенных сульфидных месторождений, а также газовых и газонефтяных, при изучении сейсмоактивных регионов в связи с предсказанием землетрясений.

На основании заключения Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, одобренного Секцией наук о Земле Президиума АН СССР, Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий принял решение о государственной регистрации открытия за № 279 с приоритетом:

от 21 ноября 1951 г. по теоретическому обоснованию закономерности распределения ртути в лито- и атмосфере и ее установления

для ртутных месторождений по дате подписания к печати монографии А. А. Саукова «Геохимия» (М., Госгеоллиздат, 1951);

от 10 ноября 1958 г. по установлению закономерности для нертутных рудных месторождений различного вещественного состава и зон глубинных разломов по дате подписания к печати тезисов статьи Н. А. Озеровой «О первичных ореолах рассеяния ртути над сульфидными месторождениями Туркестано-Алая (на примере некоторых месторождений)» в книге «Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. Тезисы докладов и сообщений» (М., Госгеолтехиздат, 1958).

Формула открытия зарегистрирована в следующей редакции: «Экспериментально установлена неизвестная ранее закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере, заключающаяся в образовании вокруг гидротермальных рудных месторождений и вдоль глубинных разломов областей активизации обширных ореолов ртути с содержанием на 1—2 порядка выше фонового».

Научное значение открытия состоит в том, что оно вносит существенный вклад в теоретическую и прикладную геохимию, в учение о месторождениях полезных ископаемых. На основе установленной закономерности предложено принципиально новое направление в решении проблемы поисков гидротермальных рудных месторождений и трассировании разломов — поисковая ртутометрия.

Практическое значение открытия заключается в широком его использовании при поисках месторождений, для выявления новых рудных участков и тел в пределах известных месторождений и при геологическом картировании для прослеживания разломов в областях активизации. Практическое использование открытия уже привело к обнаружению новых рудоносных участков и скрытых рудных залежей и во многих случаях повысило эффективность геологопоисковых работ.

Открытие используется также в США, Канаде, Великобритании, Югославии, ФРГ, ГДР, Турции, Австралии и Индии, при этом зарубежные исследователи отмечают приоритет СССР.

На основе установленной закономерности авторами созданы изобретения, защищенные авторскими свидетельствами (№ 369490 и др.). Сконструировано несколько моделей атомно-абсорбционных газоанализаторов.

Публикация на страницах журнала «Советская геология» информации о наиболее крупных достижениях в области геологии, признанных научной экспертизой в качестве открытий, должна содействовать развитию работ по выявлению, регистрации новых научных достижений, а следовательно, скорее их внедрению в практику геологоразведочных исследований.

С целью привлечения к экспертизе научной общественности Госкомизобретений и АН СССР подготавливают решение о предварительной публикации материалов заявок на открытия в профилирующих журналах.

УДК 55(092)

В. Л. МАСАЙТИС, Н. А. РУМЯНЦЕВА, В. Н. МОСКАЛЕВА,
И. П. НИКОЛЬСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Научное наследие А. Н. Заварицкого в развитии геологических исследований

Выдающийся советский ученый академик Александр Николаевич Заварицкий (1884—1952 гг.) известен не только в нашей стране, но и далеко за ее пределами. Многие годы жизни он посвятил геологическим изысканиям на Урале, в Казахстане, на Кавказе, на Камчатке и в других регионах. Эти исследования были начаты им во время его работы в Геологическом комитете (1913—1939 гг.), а затем продолжены в учреждениях Академии наук СССР. Уже в первые годы деятельности А. Н. Заварицкий воспринял главные принципы полевых наблюдений и их научного анализа, которыми руководствовались основатели Геолкома, и следовал им в течение всей жизни. Александр Николаевич так писал об этом: «Основной целью науки я считаю приобретение знания новых фактов о реальных вещах и точное их изложение, а не согласование с той или иной гипотезой... Точное изображение фактов так, как они могут наблюдаться каждым, и выяснение связи и взаимных отношений между этими фактами вместе с ясным представлением границ и степени точности нашего познания этих фактов — вот что мы должны требовать от естественно-исторического исследования» [18, с. 307].

Научное наследие А. Н. Заварицкого, составляющее более 270 работ, включая крупные монографии, охватывает большинство геологических дисциплин: общую геологию, тектонику, геофизику, петрографию, петрохимию, минералогию, кристаллографию, учение о полезных ископаемых, вулканологию, метеоритику. Широка его научных интересов объясняется стремлением осмыслить геологические явления в их взаимосвязи и найти пути решения на этой основе наиболее фундаментальных проблем геологии. Однако в центре интересов Александра Николаевича всегда находились вопросы петрографии и петрологии, поскольку

ку, по его мнению, найти такие пути возможно только в результате детального изучения вещества горных пород, в том числе изверженных и метаморфических.

А. Н. Заварицкий по праву вошел в историю науки как выдающийся ученый-петрограф. Им был исследован практически весь спектр различных горных пород — перидотиты, габбро, граниты, нефелиновые сиениты, кайно-типные и палеотипные вулканические породы, пегматиты, лампрофиры и др. Их петрография, минералогия, условия залегания, соотношения с другими породами освещены в ставших классическими монографиях [5, 7, 8 и др.]. Работы А. Н. Заварицкого отличаются исключительной точностью и достоверностью, детальностью и конкретностью описания геологических объектов. Вместе с тем, в своих петрографических работах он не ограничивался одними описаниями, а ставил и решал сложнейшие проблемы происхождения горных пород и их ассоциаций, а также связанных с ними полезных ископаемых.

Как известно, А. Н. Заварицкий много внимания уделял ультрамафитовым и габбровым породам Урала (нижнетагильский комплекс, массивы Рай-Из и Пай-ер на Полярном Урале и др.). Придавая большое значение составу и строению интрузивных массивов, он уже в середине 20-х годов применил методы петролого-структурного анализа, что позволило сделать заключение о более позднем формировании габброидов по отношению к уже затвердевшим массам дунитов и опровергнуть существовавшие ранее представления о возникновении дунитов в результате дифференциации базальтовой магмы. Клинопироксенитовые полосы вокруг дунитов им рассматривались как реакционные образования между дунитами и габбро. Детальные исследования, выполненные в

последние годы, полностью подтвердили это заключение. При изучении Бердяшского плутона [8] А. Н. Заварицким были впервые описаны щелочные и, в частности, нефелиновые породы. Появление таких пород, как диориты и сиениты, он связывал с явлениями гибридизации, отвергая роль габброидной магмы в их образовании. Такие объяснения происхождения отдельных групп пород в Бердяшском плутоне широко используются и в современных работах. Данные А. Н. Заварицкого, касающиеся эпидейцитовых пород Ишимского щелочно-габброидного комплекса [7], также сохранили актуальность, на них опираются все проводящиеся исследования по петрографии и минералогии в этом регионе.

Для работ Александра Николаевича характерна тесная увязка результатов петрографических наблюдений с геологическим строением регионов, что по праву дает основание считать его одним из основоположников региональной петрографии, хотя термин «региональная петрография» получил права гражданства уже после его смерти. А. Н. Заварицкий во многих работах проводил мысль о том, что собственно петрографические исследования должны быть тесно связаны с геологическими съемками и изучением отдельных регионов. При этом он отмечал, что чем более детальными будут геологические работы, тем глубже будут решаться и петрологические проблемы. «Ошибочно, когда изучение геологической структуры изверженных образований отрывается от петрографического изучения горных пород», — писал А. Н. Заварицкий [10]. Он подчеркивал в то же время недопустимость положения, когда геология изучается одними лицами, а вещество горных пород — другими, указывал, что для успеха петрографии связь ее с геологией должна быть как можно теснее и крепче.

Характеризуя общее развитие петрографии СССР за 25 лет [10], А. Н. Заварицкий особо выделил ее региональное направление, которое зародилось в Геологическом комитете и в дальнейшем стало частью деятельности многих геологических организаций. Весьма важно, что в петрографических работах А. Н. Заварицкий ши-

роко применял методы и использовал результаты физической химии. Он считал, что физическая химия имеет такое же значение для изверженных горных пород, как теория Дарвина для понимания эволюции органического мира. Эти основные принципы А. Н. Заварицкого получили воплощение в созданных им учебных курсах, изданных позднее в виде учебников [2, 16].

А. Н. Заварицкий — основоположник новой отрасли геологических знаний — петрохимии, главная задача которой, по его мнению, выявление закономерностей в огромном разнообразии химических составов изверженных горных пород и их объяснение с позиций физико-химической петрологии. А. Н. Заварицким эта задача решалась с использованием разработанного им метода пересчета и графического изображения составов эффузивных и интрузивных пород и их ассоциаций. В природе породы сочетаются между собой не случайно, а по определенным законам, фигуративные точки их составов располагаются в выбранной системе координат вполне закономерно и занимают в ней определенное ограниченное пространство. Он наметил пути объяснения этих закономерностей, показав соответствие вариационных линий состава отдельных ассоциаций изверженных пород линиям кристаллизации простейших экспериментально изученных силикатных систем.

В настоящее время идея о том, что вариации состава пород вулканических формаций связаны с генерацией и кристаллизацией магм в условиях котектик и эвтектик, плодотворно развивается многими исследователями. Результаты впервые выполненных разработок по петрохимии изложены А. Н. Заварицким в ряде трудов, в законченном виде они сформулированы в книге «Введение в петрохимию изверженных горных пород» [11], которая в 1946 г. была удостоена Государственной премии I степени. Необходимо подчеркнуть, что возможность использования идей А. Н. Заварицкого в области изучения химического состава ассоциаций горных пород далеко не исчерпаны. Александр Николаевич считал, что он применил свой метод для отдельных частных случаев и лишь наметил пути для систематического изучения ассоци-

аций изверженных пород, что является делом будущего.

Исследования А. Н. Заварицкого в области региональной петрографии, петрохимии, петрологии сыграли огромную роль в становлении формационного направления в геологии. В своих работах он почти не пользовался термином «формация», предпочитая термин «естественная ассоциация горных пород», которую понимал как «совокупность горных пород, связанных так или иначе в своем происхождении... территорией, на которой эти породы встречаются, и геологическими условиями их нахождения. В различных местах земного шара могут повторяться сходные между собой ассоциации горных пород. Их сравнение и сопоставление приводит к понятию типов петрографических провинций, петрографических формаций, родственных групп... Такие понятия являются уже обобщением фактических данных» [11, с. 195]. Это понимание основных целей региональных петрографических исследований близко к современному, в частности, к определению магматической формации; в нем заложено также представление об абстрактных и конкретных формациях, или о видах и индивидах формаций.

Заложив основы региональных петрологических исследований, А. Н. Заварицкий показал возможность использования их результатов для широких сопоставлений однотипных магматических образований, что является, по существу, основой формационного анализа. Каждое изученное им магматическое тело получало детальное освещение петрографического состава, строения и соотношения с вмещающими породами. В современных формационных исследованиях эти характеристики рассматриваются как три основных признака магматической формации — состава, строения и соотношения с окружающей средой. А. Н. Заварицкий считал необходимым рассматривать каждый объект во взаимосвязи с другими, последовательно возникавшими магматическими образованиями и устанавливать положение его в истории геологического развития региона. Этот подход в настоящее время принят в качестве основного при выделении и изучении временных и ла-

теральных рядов магматических формаций.

Важнейшее значение для развития формационного направления исследований имеют и упоминавшиеся выше петрохимические исследования А. Н. Заварицкого. Им показано, что в единой системе координат могут быть сопоставлены химические составы не только отдельных пород, но и их ассоциаций. При этом проанализирован огромный материал по новейшим вулканическим ассоциациям мира и выделены обобщенные типы ассоциаций, разработаны принципы, на которых может быть построена систематика магматических ассоциаций, в частности, впервые сформулированы подходы к изучению с помощью петрохимических диаграмм признаков ассоциаций, которые теперь определяются как признаки конституционного строения формаций.

А. Н. Заварицкий внес огромный вклад в развитие учения о месторождениях полезных ископаемых. Плодотворность работ в этом направлении обусловлена тем, что он изучал месторождения в тесной взаимосвязи с вмещающими горными породами и окружающей геологической обстановкой. Это позволило подойти к установлению связей между горными породами и рудами, рудогенезом и петрогенезом, указать их место в геологической истории регионов. Хотя исследования А. Н. Заварицкого касались почти всех главных типов рудных полезных ископаемых, наибольшее значение имеют его работы по месторождениям железа, платины, медных руд на Урале [1, 4, 13]. Им предложено принципиально новое понимание генезиса руд, в частности, впервые доказана позднемагматическая природа промышленных скоплений руд платины, хрома, титана, никеля в перидотитовых массивах, контактово-метасоматическое происхождение железных руд горы Магнитной, выдвинута гипотеза вулканогенного происхождения колчеданных руд, блестяще подтвердившаяся в дальнейшем. На основании результатов этих исследований до сих пор определяется направление поисковых и разведочных работ на Урале, что способствует быстрейшему освоению недр. В частности, его работы по горе

Магнитной по существу послужили основанием для проектирования Магнитогорского рудника и металлургического комбината.

Принципиально новые результаты были получены А. Н. Заварицким и при изучении других месторождений Урала, а также Северного Кавказа, Закавказья, Средней Азии. Все это позволило ему сделать важные теоретические обобщения, создать общую классификацию магматических рудных месторождений, основанную на положениях петрологии и физико-химии [3]. Эта классификация получила широкое признание и послужила основой для дальнейших исследований в этом направлении.

В работах А. Н. Заварицкого высказаны идеи, которые используются в настоящее время при составлении металлогенических и прогнозных карт. Так, рассматривая вопросы о содержательной части карт прогноза полезных ископаемых [9], он проводит мысль, получившую развитие ныне в представлениях о потенциальной и реальной рудоносности магматических образований. Исходя из положения о том, что месторождение и вмещающие (рудоматеринские) горные породы находятся в причинной взаимосвязи и по совокупности устойчиво прослеживаемых признаков можно ожидать обнаружения подобных месторождений в других местах, А. Н. Заварицкий обращал внимание на необходимость учитывать масштабы карт прогноза и их разрешающую способность; он указывал, что обоснованные предположения о наличии месторождений можно получить только при детальном исследовании конкретных магматических тел и их ассоциаций.

Более 40 работ Александра Николаевича посвящены вопросам древнего и современного вулканизма. Эти исследования явились основой создания советской вулканологической школы. Собственно систематическое изучение Камчатских вулканов началось после 1931 г., когда А. Н. Заварицкий подробно исследовал действующий вулкан Авача [6]. В ряде монографических работ (1931—1935 гг.) им описано строение вулкана и его развитие во времени. Впервые в отечественной науке были изучены фумарольные газы с

измерением их температуры и образовавшиеся из них минеральные отложения. Помимо данных о разновидностях лав и пирокластолитов, характере пеплов и действии фумарол, было указано место этих пород в петрохимическом ряду тихоокеанских вулканических серий. Анализ всех имеющихся материалов по Камчатским вулканам позволил определить связь их с тектоникой региона, в частности, приуроченность северной группы вулканов к пересечению Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

Проведенные в 40-е годы аэровизуальные наблюдения и изучение аэрофотоснимков значительно расширили представления о морфологии вулканов — характере кратеров, величине и направлении лавовых потоков, объемах пирокластического материала и т. д. Эти данные были использованы в сводной работе А. Н. Заварицкого, содержащей исчерпывающее описание 67 вулканов Восточной зоны Камчатки и 18 вулканов — Срединного хребта [15].

В работах по четвертичному вулканизму Армении [12] А. Н. Заварицкий уточнил понятие «игнимбрит» и рассмотрел возможность возникновения игнимбритов из раскаленных пепловых туч катмайского типа. Он впервые доказал пирокластическую природу туфов и туфолав Армении, что послужило толчком для пересмотра характера аналогичных вулканогенных образований неясного происхождения и в ряде других регионов Советского Союза.

При исследовании современного вулканизма Камчатки А. Н. Заварицкий использовал для решения геологических задач и геофизические методы. Анализируя первые данные о глубокофокусных землетрясениях Тихоокеанского побережья, он пришел к весьма важному выводу о существовании падающих под островные дуги фокальных зон глубокофокусных землетрясений, с которыми связан андезитовый вулканизм. Открытие этих зон, получивших название зон Заварицкого — Бенъофа, имело выдающееся значение и сыграло чрезвычайно важную роль в развитии современных геодинамических концепций.

В 40-х и 50-х годах внимание А. Н. Заварицкого привлекла область метеоритики. Им были выявлены важные особенности состава и структур метеоритов, дана их классификация, выдвинуты гипотезы образования [14, 17].

Краткий обзор главнейших направлений геологических исследований А. Н. Заварицкого показывает, что несмотря на многие десятилетия, прошедшие со времени их выполнения, большинство из них в настоящее время не утратило актуальности. Это в равной степени относится и к фундаментальным исследованиям, касающимся проблем соотношения современного вулканизма со строением наружных оболочек Земли, и к изучению закономерностей формирования состава ассоциаций магматических пород, и к решению проблем вулканогенного рудообразования и ко многим другим.

Помимо выдающегося теоретического наследия, А. Н. Заварицкий оставил имеющие непреходящую ценность многочисленные фактические описания геологических объектов, являющиеся примерами, на которых учились и будут учиться многие поколения геологов. Наконец, исключительное значение для современников имеет и понимание им целей науки и путей их достижения.

Научную работу Александр Николаевич постоянно совмещал с педагогической, научно-общественной и административной деятельностью. В течение 40 лет он вел педагогическую работу в Ленинградском горном институте, затем в МГРИ и МГУ, где им впервые были созданы курсы физико-химических основ петрологии и вулканологии. В течение ряда лет он был президентом Минералогического общества, директором Института геологических наук и Лаборатории вулканологии АН СССР, возглавлял Отделение геолого-географических наук АН СССР.

Советское правительство высоко оценило заслуги А. Н. Заварицкого, наградив двумя орденами Ленина; его работы были удостоены Ленинской и дважды — Государственной премии СССР.

Труды А. Н. Заварицкого оказали огромное влияние на развитие важнейших отраслей геологии, во многом спо-

собствовали определению направлений геологических исследований в нашей стране, созданию научной основы для расширения сырьевой базы горнорудной промышленности. Вместе с тем научное наследие А. Н. Заварицкого еще требует тщательного изучения, значение его работ по-новому раскрывается со временем, и идеи его находят воплощение в становлении новых направлений в развитии советской геологической науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. — Труды Геол. ком., Нов. сер., 1922, вып. 122, ч. I; 1923, ч. II, с. 281—414; 1927, ч. III, с. 419—695.
2. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Л., Науч. химико-техн. изд-во, 1926.
3. Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. — Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 2, с. 67—80.
4. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. — Мат-лы общ. и прикл. геол. Изд. Геол. ком., 1928, вып. 108.
5. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М., ОНТИ, 1932.
6. Заварицкий А. Н. Вулкан Авача и его состояние в 1931 г. — Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 35, с. 1—33.
7. Заварицкий А. Н. Щелочные породы Ишима. — Труды Петрограф. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7—8, с. 47—105.
8. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. М., ОНТИ, 1937.
9. Заварицкий А. Н. О картах прогноза. — Вестн. АН СССР, 1939, № 8—9, с. 151—156.
10. Заварицкий А. Н. Петрография. — В кн.: Успехи геолого-географических наук в СССР за 25 лет. Отв. редактор акад. В. А. Обручев. М., Изд-во АН СССР, 1943, с. 21—32.
11. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1944.
12. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3, с. 13—18.
13. Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
14. Заварицкий А. Н., Кваши Л. Г. Метеориты СССР. Коллекция АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.
15. Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1955.
16. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
17. Заварицкий А. Н. Работы по метеоритике [Сборник статей]. М., Изд-во АН СССР, 1956.
18. Заварицкий А. Н. Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.



Опыт геонимического изучения территории СССР

ВСЕГЕИ завершено издание Атласа геологических и геофизических карт территории СССР*. Из 16 карт 7 имеют либо непосредственно геофизическое содержание, либо являются результатом интерпретации преимущественно геофизических данных на геологической основе. Каждая карта сопровождается краткой объяснительной запиской, лаконично, но достаточно полно характеризующей принципы и методы составления, а также основные результаты ее анализа. Изданные ранее книги «Глубинное строение и геодинамика литосферы»**, «Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана»*** и другие тесно связаны с Атласом, так как в них разрабатываются, а также развиваются принципы и идеи, сформировавшиеся в процессе работы над геофизическими и геолого-геофизическими картами.

Все карты изданы в масштабе 1 : 10 000 000, из них нами рассмотрены: Карта аномального магнитного поля ΔT_a (З. А. Макарова, Н. П. Шмирова и др.); Карта геотермического режима земной коры (У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов и др.); петрофизические карты геологических формаций — петроплотностная и петромагнитная (Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубинчик и др.); Схема зон глубинных разломов (Д. М. Мильштейн, Ю. И. Сытин и др.); Схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков (И. Г. Клушин); Карта глубинного строения земной коры (Ю. И. Сытин, И. В. Головин и др.); Геодинамическая карта (А. А. Смыслов, И. М. Гашева и др.). В комплексе перечисленные карты служат образцом геонимического подхода при геологических исследованиях, поэтому необходима их общая характеристика.

Помимо карт Атлас включает объяснительные записки и монографии, для которых характерны геологическая направленность и, как правило, тесное переплетение геофизических, геологических и в какой-то мере геохимических методов в решении широкого круга геологических проблем, имеющих часто глобальное значение. Практически каждый раздел, состоящий из карты и соответствующей записки, содержит серьезные методические разработки, направленные на развитие приемов интерпретации данных методов для решения принципиальных, важнейших геологических задач.

Карта аномального магнитного поля ΔT_a отличается от ранее изданной

(1972 г.) однотипностью методики ее составления, большей однородностью использованного материала, высокой точностью и информативностью. Авторы дают объективную характеристику аномального магнитного поля в пределах основных тектонических элементов на территории СССР, показав его различие над структурами разных типов и подтвердив общий характер многих выводов, сделанных ранее на частных примерах. Карта, без сомнения, является богатейшим источником информации по многим геологическим проблемам.

Карта геотермического режима земной коры дает представление о тепловом состоянии верхней части литосферы в областях с различным тектоническим режимом и геологическим строением. Она иллюстрирует зависимость теплового режима земной коры от процессов тектогенеза и характера распространения теплоизолирующего осадочного покрова. При составлении ее авторы использовали значения среднего геотермического градиента, теплового потока, данные о конвективном переносе тепла через гидротермы и вулканизм, о генерации радиогенного тепла в верхнем структурно-формационном этаже осадочного и гранитно-метаморфического комплекса. Учена также важная теплоизолирующая роль слабо-литифицированных отложений.

Приведенный объем фактических данных по различным типам структурных элементов позволяет судить о степени обоснованности карты и выводов, сделанных по ней. Она удачно сочетает фактический материал и его интерпретацию, поэтому может быть полезна для специалистов разного профиля и различной степени подготовки. Особо ценными в ней являются сведения о геотермическом режиме различных районов страны. Идея разделения территории на области стационарного и нестационарного режимов различных видов заслуживает одобрения, хотя ее практическое применение к конкретным районам не всегда бесспорно. Непонятно, почему основное содержание карты (геотермические режимы) изображено малозаметным крапом, а дополнительное (геотермический градиент) — цветом. По самой карте не видна степень ее обоснованности. Порой весьма странно показаны области проявления тектоно-магматической активизации в мезозое — кайнозое. Так, в их число включены Южное Приаралье, Чу-Сарысузская и Балхашская впадины, а Центральный Казахстан, северная часть Горного Алтая и Западный Саян, где неотектоника проявлена очень отчетливо, оказались за их пределами. В объяснительной записке в одинаковом ранге фигурируют и платформы, и межгорные впадины, и складчатые области, и краевые прогибы, и рифты. Платформами именуются лишь плиты, а шиты выделены как особые «докембрийские складчатые области». Такая терминологическая вольность не оправдана.

Петрофизические карты геологических формаций — петроплотностная и петромагнитная — составлены исходя из некоторых наиболее вероятных значений плотности и намагниченности пород различных металлогенических и петрографических формаций, полученных в результате изучения физических свойств образцов или расчетов намагниченности геологических тел. Карты служат хорошим пособием для исследования закономерностей изменения физических параметров пород в зависимости от условий их генезиса, существования и особенностей геотектонического развития регионов. На их основе возможно изучение геологической природы гравитационных и магнитных аномалий, отражающихся на мелкомасштабных картах. Нельзя не согласиться с выводом авторов о том, что петрофизика позволяет выявить детали, которые не отражены на геологических картах. Например, эвгеосинклинальные структурно-формационные комплексы четко отличаются от мезогеосинклинальных или вторично-геосинклинальных.

Рассматриваемые карты благодаря детальной, тщательно разработанной легенде весьма информативны. Однако, являясь результатом определенной схематизации, они по объективности отражения фактического материала не могут соперничать с картами, составляемыми в более крупных масштабах на основе конкретных измерений плотности или намагниченности.

Авторы уделили много внимания не только анализу распределения плотности и намагниченности пород по структурным элементам земной коры, но и выявлению закономерных связей их с важнейшими геологическими процессами: осадконакоплением, метаморфизмом, магматизмом. Они хорошо изучили зависимость намагниченности и плотности пород от возраста, генезиса и типа формаций; выделили шесть петрофизических ассоциаций, различающихся термодинамическими условиями образования пород. Петрофизические данные проанализированы в самых различных аспектах, вплоть до физического и металлогенического.

Вызывает сомнение практическая ценность разделения пород на петрофизические ассоциации, большинство из которых имеет перекрытия не только с соседними, но и с удаленными ассоциациями как по величинам плотности, намагниченности, так и по составу и генезису пород. К тому же термодинамические условия их образования часто по меньшей мере дискуссионны. В объяснительной записке к карте обычно речь идет о литологических и петрографических формациях и переход от них к тектоническим не всегда понятен. Авторы употребляют термин «разуплотнение» лишь при упоминании о пониженной плотности. Вряд ли оправдана двойственность петрофизической характеристики пород плит и складчатых областей. В первом случае она относится к некоторому объему пород до глубины 300 м, а во втором — к земной поверхности.

Схема зон глубинных разломов составлена на основании четко сформулированных критериев их выделения согласно геофизическим данным, исходя из глубинности, протяженности, межблокового положения, гетерогенности, длительности развития. Она да-

ет четкое представление о том, в каких слоях земной коры фиксируются разломы, какими методами они установлены, какие магматические и метасоматические тела к ним приурочены. Особо выделены зоны сочленения континентальных массивов и океанических впадин, отмечены детали, свидетельствующие об активности разломов в настоящее время: эпицентры землетрясений, вулканы, термальные источники. Схема отражает и результаты дешифрирования космических снимков.

Авторы обстоятельно анализируют характер проявления в геофизических полях разломов разных рангов и ориентировки, убедительно показывают автономность развития и строения отдельных участков многих глубинных разломов, а также явное преобладание среди них разломов с крутопадающим или близвертикальным сместителем. Схема содержит богатый материал для изучения региональных и временных закономерностей формирования и развития глубинных разломов. Так, авторы указывают, что отдельным этапам тектонического развития присуще преобладание глубинных разломов одного направления, но могут одновременно развиваться и разломы нескольких сопряженных направлений; анализируют связь современных проявлений динамики недр (сейсмичности, вулканизма, гидротерм) с глубинными разломами и высказывают суждение о влиянии последних на упомянутые процессы не только непосредственно, но и через систему оперяющих разрывных нарушений.

Пожалуй, наиболее существенным недостатком этой работы является ее схематизм, что при высокой насыщенности схемы будет мешать ее практическому применению. К упущениям следует отнести отсутствие названий разломов, данных о наклоне сместителей, когда это возможно. Для гипоцентров землетрясений было бы полезно указать их глубину, чем положение в земной коре или мантии.

Схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков отражает распределение относительной плотности в земной коре и мантии, установленное путем обработки данных об аномальном гравитационном потенциале (G) и приведенной аномальной массе (M_a). Для большей обоснованности плотностной характеристики коры и мантии, а также выяснения возможных причин, вызывающих ее изменение, автором исследованы (кроме G и M_a) корреляционные связи девяти параметров (сила тяжести в редукции Буге, скорость воли Лява, тепловой поток, амплитуда новейших движений и др.). По мнению автора объяснительной записки к карте, аномальный гравитационный потенциал, полученный в результате траекторных спутниковых и комбинированных (космических и наземных) измерений, и приведенная аномальная масса служат принципиально новой информацией, которая позволит резко увеличить глубинность исследований.

Вопрос о глубинности дискуссионен, поскольку материалы высотных съемок имеют тенденцию к однотипному, осредненному отражению эффектов как от глубокозалегающих тел, так и от тел большой горизонтальной протяженности. Тем не менее построенная схема представляет значительный интерес, так как отображает интегральное для коры и мантии

* Редакционная коллегия: А. А. Смыслов (гл. редактор), Н. Б. Дортман, А. И. Жамоид, Д. В. Рундквист, Р. И. Соколов, Ю. И. Сытин, Л. Недра, 1982.

** А. А. Смыслов (гл. редактор). Л., Недра, 1983.

*** А. А. Смыслов (гл. редактор). Л., Недра, 1983.

распределение плотности на огромной территории. Это подчеркивается различием крупных структурных элементов (платформ и складчатых областей) по плотности составляющих их мантийно-коровых блоков, а также существованием гигантской полосы меридионального простираия, которая охватывает Западную Сибирь, часть Восточной Сибири, Среднюю и Центральную Азию, Индоокеанский бассейн, отличающийся наименьшей плотностью коры и мантии. В гравитационных картах, опубликованных И. Д. Жонголовичем (1952 г.), И. Е. Артемьевым (1966 г.), эта полоса соответствует Индийско-Сибирской гравитационному минимуму. Геологическая природа ее еще не выяснена и, думается, далека от предполагаемой автором схемы.

Схема вызывает много вопросов. Остается неясной доля коры и мантии в общем эффекте повышенной или пониженной плотности. Есть основание полагать, что аномалию плотности в одних случаях определяет кора, а в других — мантия. Следовало бы учесть имеющиеся материалы региональных исследований. Так, весьма вероятно, что в Балхашском блоке, Западной Сибири, Южном Алтае, Туве и на юге Восточного Саяна основную роль играет неоднородность коры или только ее верхних частей. Неизвестно, до какой глубины характеризуется «глубинная плотность». Нет никаких оснований привлекать идею субдукции и конвекции в мантии для объяснения наблюдаемой картины распределения «глубинной» плотности.

Карта глубинного строения земной коры отличается от аналогичных карт тем, что в ней доминирует не мощность коры или ее слоев («компонент») в изолиниях, а отражается дискретность земной коры в вертикальном и горизонтальном направлениях, которая рассматривается авторами как основное ее свойство. При этом по разрезу выделяются компоненты и субкомпоненты, а по латерали — сегменты, отличающиеся друг от друга набором и значением структурных и вещественных характеристик, т. е. в основу построения карты положена слоисто-блоковая модель земной коры с двухслойным разрезом ее консолидированной части.

Авторы выделяют блоки трех порядков, каждый из которых отражает специфику строения определенной части литосферы: 1-й — всей коры и верхней части мантии, 2-й — всей коры, 3-й — лишь верхней части коры. Гранитно-метаморфический слой разделен на четыре комплекса. По количеству и сочетанию комплексов и слоев установлено девять типов консолидированной земной коры, которые показаны на карте цветными условными знаками. Состав коры характеризуется «коэффициентом сиаличности», определяемым как отношение мощностей сиалической и фемической ее частей. Они правильно подчеркивают, что коэффициент сиаличности, является более информативным фактором, чем мощность земной коры.

В объяснительной записке отмечаются и особенности проявления блоков различных порядков в потенциальных полях, рассматриваются процессы формирования коры, дается характеристика тектонического режима блоков различного строения. В частности, указывается, что линейные блоки мобильны на протяжении

большей части геологической истории, а мозаичные более стабильны.

В общем карта вскрывает интересные и важные особенности структуры и химического профиля земной коры различных регионов, показывает ее гетерогенность, обосновывает связь глубинного строения с особенностями геологической структуры и тектонического режима. На основе этой карты могут быть выполнены весьма различные по содержанию теоретические разработки. В то же время нельзя не отметить и ряд недостатков. Она не создает впечатления об изменении мощности коры. Из-за отсутствия линии профилей ГСЗ неясно, на основании чего решался вопрос о количестве компонент разреза коры.

На карте трудно различить условные обозначения усредненных значений плотности и намагниченности коры в пределах блоков, которые часто имеют сложную конфигурацию, и вряд ли тип коры следует указанным границам. На Русской платформе кора, как правило, многокомпонентна, но на карте она показана в основном двух- и отчасти трехкомпонентной. Не отмечены участки с однокомпонентным разрезом коры в Западной Сибири и на Украине. На Урале, в Саянах и Туве обозначение коры по типу комплексов гранитно-метаморфического слоя местами не соответствует геологическим данным. Например, по приведенной в тексте характеристике эвгеосинклинальный Урал сложен метаморфическим, а миогеосинклинальный — складчатым комплексом. На карте же они не различаются.

Геодинамическая карта представляет собой первый опыт синтеза обширного и разностороннего геолого-геофизического материала в целях познания динамики земной коры и мантии на протяжении длительной истории планеты. Являясь палеогеодинамической, она в какой-то мере характеризует динамическое состояние Земли не столько в настоящий момент, сколько в прошлом, начиная с докембрия. За основу геодинамического районирования принята «геодинамическая система» — природная саморегулирующаяся геологическая структура, где происходят процессы вещественной дифференциации и структурной перестройки, термодинамическое обеспечение которых обусловлено взаимодействием глобальных и локальных действующих сил.

Различаются стабилизированные (стационарные), стабилизирующиеся (остывающие) и активные (разогревающиеся) геодинамические системы, неодинаково проявляющиеся в пределах древней консолидированной, зрелой консолидирующейся и молодой формирующейся литосфер. Системы разделяются также по морфологии, вещественному составу и связанному с ними направлению действующих сил и движений земной коры. Так, выделены полигональные системы, где преобладают коровая дифференциация вещества, вертикальные движения и действующие силы, а также линейные системы, в которых процессы обусловлены горизонтальными перемещениями геологических тел. Отметим, что ведущая роль горизонтальных перемещений не находит подтверждения на карте, а геодинамический разрез ей противоречит, если не считать Курильской фокальной зоны землетрясений.

Карта составлена с использованием широко распространенного приема: описываемый признак, установленный для части определенного тектонического элемента, распространяется на весь элемент. Поэтому геодинамическая карта не только по своей фактуре, но и по легенде мало отличается от тектонической. На ней часто приводится вещественно-возрастная характеристика тел, тип структур, но не их динамика. От тектонической карты, она в сущности отличается только тем, что структурные элементы названы геодинамическими системами и распределены они по предполагаемой степени стабилизации. Для некоторых элементов линейных систем указано их динамическое состояние (сжатие, растяжение). Динамика литосферы характеризуется изменением теплового режима, однако это динамика на молекулярном уровне и, как она выразится на уровне механическом, определяющем многие черты тектонической структуры, остается неясным.

Без сомнения, авторы сделали первый, очень важный шаг в создании геодинамических карт; было бы несправедливо упрекать их за недочеты и шероховатости. Тем не менее необходимо отметить некоторые недостатки. Выше уже указывалось на слабость и неполноту «динамического» содержания карты. Это особенно заметно на примере полигональных систем, для которых практически дана лишь кинематическая характеристика (поднятие, опускание), в то время как одинаковая кинематика может быть результатом различной динамической обстановки.

Трудно согласиться с тем, что на геодинамической карте области новейших поднятий (плато Путорана, Алданский щит, Алтай и даже Памир) представлены лишь как стабилизированные в докембрии — позднем палеозое геодинамические системы в консолидированной литосфере. Ведь на их особое динамическое состояние, отличное от такового «неактивизированных» частей тех же докембрийско-палеозойских структурных элементов, указывают значительные амплитуды неоген-четвертичных поднятий, анизостатическое состояние некоторых из них, а также отраженные на карте детали динамики (землетрясения, термальные источники).

Все древние «полигональные морфологические типы геодинамических систем» произвольно отнесены к астенотонам и геотонам (они

же поднятия и опускания). Неясно, что собой представляют многие не вяжущиеся с геологической обстановкой «структуры центрального типа».

По мнению авторов, вулканические пояса, сложенные преимущественно кислыми и средними вулканитами, сформировались в условиях сжатия, а геосинклинальные ультрабазитовые пояса типа Чарского (Зайсанская складчатая система) или Джалаир-Найманского — в условиях растяжения. Это противоречит давно установленным фактам: кислые излияния отчетливо тяготеют к эпохам поднятий и растяжений, а ультрабазитовые согласные факолитовые тела — к эпохам сжатия. Такая трактовка является результатом стремления подвести факты под гипотезу тектоники плит.

Непонятно, что собой представляют «нескомпенсированные впадины», к числу которых отнесены и Черноморская, действительно не скомпенсированная осадконакоплением, и Прикаспийская, выполненная осадочным материалом. На геодинамическом профиле изолинии скоростей сейсмических волн не отражают различий в плотности мантии. Судя по всему, так называемые зоны разуплотнения есть не что иное, как зоны пород пониженной плотности, хотя вряд ли авторы располагают сведениями о том, что эти породы ранее были более плотными. Противоречит логике построения классификации расположение в легенде структурных элементов («геодинамических систем») без учета их рангов.

В рассмотренных работах имеются и другие упущения, просчеты и недостатки, но не они определяют общее впечатление. В целом глубина рассмотрения большого числа фундаментальных проблем геологии, многогранность исследования геологических явлений, взаимопроникновение геологических, геофизических и геохимических данных позволяют оценить по крайней мере рецензируемую часть Атласа геологических и геофизических карт территории СССР с сопровождающими ее монографиями как крупное явление в советской геологии. К сожалению, целиком Атлас издан очень небольшим тиражом. Отдельные его части, вышедшие в свет в течение длительного промежутка времени, могли остаться для многих геологов не замеченными. Желательно в будущем сопроводить Атлас единой монографией, а не серий объяснительных записок и частных публикаций.

УДК 549.08 : 548.73 (049.32)

Г. А. СИДОРЕНКО (ВИМС)

Структурный типоморфизм минералов — основа поисковой генетической минералогии

В современной минералогической справочной литературе для каждого минерального вида приводятся его структурные характеристики, как минимум, симметрия и метрики элементарной ячейки, т. е. его кристаллической решетки. Это естественно, поскольку индивидуальность каждого минерального вида определяется прежде всего особенностями его кристаллической структуры, атомы, ионы, молекулы ко-

торой, их пространственное взаимоотношение и существующие между ними связи обуславливают все физические и химические свойства минералов. Однако в справочной литературе состав каждого минерального вида характеризуется, как правило, идеализированной кристаллохимической формулой, а строение — не менее идеализированной кристаллической структурой.

На практике мы имеем дело с минералами, формирующимися в различных физико-химических условиях, что отражается и на их составе, и на кристаллической структуре. Следовательно, изменения реальной кристаллической структуры минерала, отклонения ее от идеализированной модели обусловлены конкретными условиями образования, т. е. несут информацию генетического характера.

Такого рода особенности кристаллического строения минералов, вошедшие в литературу под названием структурного типоморфизма, и являются основой генетической минералогии. Но структурные особенности минералов отражают условия не только их формирования, но и последующих воздействий на минерал гидротермальных процессов, метаморфизма и метасоматоза, которые влияют на рудообразование. Следовательно, структурные особенности минералов могут служить также источником информации для поисковой минералогии. В этом плане наиболее ценны «сквозные» минералы, встречаемые в широком спектре физико-химических обстановок, и минералы, достаточно «чувствительные» к этим изменениям.

Опыт последних трех десятилетий показывает, что такими минералами-индикаторами условий формирования и последующего преобразования являются прежде всего каркасные (кварц, полевые шпаты) и слоистые силикаты, а среди последних — минералы глин, как правило, высокодисперсные и «трудные» для оптической микроскопии. Вследствие этого основным методом диагностики минералов глин, их фазового состава, изучения типоморфных особенностей строения (это относится и к каркасным минералам) служит рентгенография. Аппаратурная обеспеченность способствует широкому внедрению этого метода в НИИ и производственных организациях, а результаты его применения находят признание не только минералогов, но и геологов. Однако возможности метода popularизируются весьма скромно, а методические руководства выходят в свет не более одного раза в 10 лет.

Богатый опыт исследований структурного типоморфизма минералов и практического использования получаемых результатов накоплен коллективом кафедры кристаллографии Ленинградского государственного университета. Обобщением этого опыта являются выпущенные издательством «Недра» методические пособия «Рентгенография основных типов породообразующих минералов»* и «Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P — T -параметрах**».

Первое пособие предназначено прежде всего для специалистов в области рентгеноструктурного анализа минералов, второе — скорее для демонстрации возможности моделирования природных процессов в лабораторных условиях. Однако хочется обратить внимание широкого круга лиц, работающих в области геологии, на то, что по содержанию оба труда объединяют не только школа, но и общая цель: использовать современные методы минералогического анализа для решения приклад-

ных задач в области геолого-минералогических наук.

В вводимом разделе первой книги хорошо проработаны вопросы кристаллохимии слюд, каолинита (особенно удачно) и родственных им силикатов, даны методические рекомендации по ходу выполнения их рентгенографического анализа, выявления структурных особенностей и интерпретации полученных результатов, рассмотрен структурный типоморфизм слоистых силикатов. Слабым звеном в этом разделе является низкий уровень рассмотрения смектитов, значительно уступающий по своей информативности разделу в целом, и отсутствие данных по смешаннослоистым силикатам.

Удачен второй раздел книги, где освещены не только кристаллохимия полевых шпатов и типоморфность их структурного состояния, но и целый спектр рентгенографических методик его изучения. Несомненно, геологам и минералогам будет интересен материал, демонстрирующий выход данных по структурному состоянию полевых шпатов на решение конкретных генетических задач. Обращено внимание на необходимость монокристалльных исследований при выявлении структурных особенностей минералов.

Отмеченный выше «пробел» в отношении смешаннослоистых силикатов вполне компенсирует вторая книга, в которой глубоко и всесторонне рассмотрены сущность, природа, условия образования и метастабильность смешаннослоистых фаз, в последнее время привлекавших к себе внимание не только минералогов, но и геологов. Несомненная приуроченность этих фаз к наложенным, преимущественно гидротермальным процессам делает их в ряде случаев индикаторами рудопроявлений и месторождений, связанных с такими процессами, т. е. позволяет использовать эти образования как основу минералогического картирования геологических объектов.

Не переоценивая значения смешаннослоистых силикатов в поисковой геологии (гидротермальный процесс, с которым связано их формирование, не обязательно приводит к образованию рудного тела, поля), нельзя игнорировать их генетическое значение. Именно поэтому особенно ценен материал этой книги, содержащий данные по моделированию процессов минералообразования в различных химических системах и P — T -условиях. Авторы детально описывают условия эксперимента, что позволяет оценить степень их приближения к природным обстановкам, чаще открытым системам минералообразования, оставляя возможность внесения корректив в их результаты.

По существу рассмотрены весьма разнообразные фазовые диаграммы, а формирующиеся фазы диагностируются рентгенографически при данных P — T -условиях. Именно основной метод диагностики — рентгенография и слоистые силикаты как один из ведущих объектов исследования объединяют рассматриваемые работы. Высокотемпературная и «высокоатмосферная» дифрактометрия позволили авторам изучить динамику процесса преобразования слоистых силикатов в различных средах. В итоге ими получены эффектные диаграммы преобразования минеральных фаз, на основе которых сделаны генетические обобщения

ния и которые могут быть использованы геологами и минералогами в их практической деятельности.

Отмечая несомненную большую значимость рецензируемых работ, хотелось бы их рассматривать как одно общее методическое пособие, за которым последует продолжение, содержащее сведения по структурному типоморфизму таких минералов, как пироксены и амфиболы, особенностям их строения и условиям образования, подобно тому как это сделано для полевых шпатов в книге «Рентгенография основных типов породообразующих минералов». Это расширит круг минералов — индикаторов на-

ложенных процессов и связанного с ними рудообразования, минералов — источников генетической информации, поднимет в целом уровень использования минералогии для повышения эффективности геологоразведочных работ на всех стадиях от поиска до оценки и минералогического картирования месторождений, оценки качества минерального сырья и обоснования схем его передела.

Рентгенография в комплексе с другими кристаллохимическими методами обеспечит успешное внедрение минералогии в повседневную производственную практику.

УДК 553.04.001 (5) (049.32)

Е. А. АНЦИФЕРОВ (ПГО «Севвостгеология»)

Новый подход к металлогении Азиатского континента*

Монография М. А. Фаворской, В. А. Баскиной, Н. Л. Шилина, Н. В. Виноградова, А. М. Курчавова и Е. Н. Сапожниковой с интересом воспринята не только в научных кругах, но и геологами-производственниками, проводящими исследования по выделению структур различных рангов, их металлогении и рудоносности. Учение о рудоконцентрирующих структурах — новое направление в геологической науке, поэтому публикация этого фундаментального труда оказалась весьма необходимой и важной. Монография, состоящая из шести глав, введения и заключения, содержит обширную информацию, отличается четкостью и единообразием изложения, что является итогом многолетних усилий коллектива авторов по анализу и систематике особенностей структур Азиатского континента.

Введение, первая и вторая главы посвящены комплексному исследованию сквозных, скрытых глубинных региональных линейментов, в том числе рудоконцентрирующих структур. В них кратко, но достаточно обоснованно сформулированы специфические устойчивые признаки и критерии выделения последних, рассмотрена их роль в размещении рудоносных площадей. Наибольшее внимание при изучении структур сквозного типа уделено геологическим факторам и, в первую очередь, магматизму. Убедительно показано, что магматизм позволяет обнаруживать скрытые зоны дислокаций даже там, где они не выявлены геофизическими и другими специальными методами. Это подтверждается, в частности, работами последних лет в центральной части Магаданской области, где по результатам геологической съемки, дешифрирования космических и высотных аэрофотоснимков, а также анализу размещения интрузивных тел установлена Майманджинская система региональных рудоконцентрирующих разломов, являющаяся частью широтного Аткинского линеймента, впервые выявленного и охарактеризованного в ре-

цензируемой работе. Позднее она была подтверждена аэрогеофизической съемкой.

Для изучения структурного каркаса Азиатского материка в полном объеме применен морфоструктурный анализ, с помощью которого установлены не только линейные, но и кольцевые структуры типа сводовых поднятий. В заключение второй главы сделан важный вывод о совпадении результатов, полученных по морфоструктурным построениям, с одной стороны, и геологическим данным, с другой, что свидетельствует о перспективности этого метода при металлогенических исследованиях.

В последующих главах довольно детально изложен и систематизирован материал по расшифровке рудоконцентрирующих структур таких крупных регионов, как Приморье, Северо-Восток Азии, Алдано-Становая область, Средняя Азия и Казахстан. При этом авторами с успехом использованы результаты обработки и анализа космической информации, аэрофото-материалов, морфоструктурных построений, проведена статистическая обработка данных по трещиноватости.

Для отдельных регионов выделены и подробно описаны эталонные продуктивные структуры и присущие им черты, которые позволяют определять рудоносные системы нарушений подобного типа в других провинциях. Например, для Кавалеро-Дальнегорской структуры (Приморье) на основании геологических особенностей и специфики вещественного состава продуктов магматизма сделан важный вывод о том, что сквозные системы нарушений являются рудоконцентрирующими там, где они пересекают жесткие консолидированные блоки. Спецификой магматических образований рудоконцентрирующих структур является наличие в их составе глубинных, высокотемпературных, богатых летучими компонентами расплавов на всех этапах развития региона. Все эти критерии и признаки в совокупности предлагается использовать для регионального прогнозирования и обнаружения новых продуктивных тектоно-магматических обстановок в конкретных регионах, что, с точки зрения рецензента, представляется весьма перспективным. Следует отметить, что авторы очень бе-

* Колл. авторов. Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. Л., Недра, 1983, 360 с.

** Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойхо Э. А. Л., Недра, 1983, 152 с.

* Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения/М. А. Фаворская, В. А. Баскина, Н. Л. Шилин и др. М., Недра, 1983, 192 с.

режно отнеслись к материалам других исследователей, работающих в различных регионах Азиатского континента.

В заключительной части сформулированы основные характеристики всего комплекса скрытых сквозных систем дислокаций и некоторые отличительные признаки рудоконцентрирующих структур в различных регионах. Подчеркивается, что общей особенностью магматизма сквозных зон нарушений является преимущественная локализация в них контрастных вулканогенно-интрузивных формаций.

Выделение рудоконцентрирующих структур и узлов длительной эндогенной активности с использованием комплекса методов, включающего анализ структурно-магматических, морфоструктурных, геофизических и других признаков, позволяет не только по-новому проводить региональное металлогеническое районирование, но и вплотную приближает к локальному прогнозированию рудоносных площадей. Все это определяет как научную, так и практическую значимость монографии.

Вместе с тем, необходимо сделать следующие замечания.

1. Несмотря на привлечение обширного материала по изучению особенностей сквозных систем нарушений в различных регионах, авторам не удалось до конца решить вопрос о принципах выделения среди них именно рудоконтролирующих структур.

2. Геологические исследования с применением дистанционных методов, в том числе аэрокосмических, привели к открытию большого числа кольцевых структур различного ранга. Однако данные о соотношении их с линейными структурами и их взаимном влиянии на металлогению регионов отсутствуют.

3. К недостаткам следует также отнести не совсем точную терминологию. Так, Охотско-Чукотский пояс называется то вулканическим, то вулканогенным, а изометричные структуры — то кольцевыми, то круговыми.

В заключение еще раз отметим, что монография представляет собой крупный вклад в геологическую науку и практику, а изложенная в ней комплексная методика локального прогнозирования может быть с успехом использована при выявлении рудоносных площадей.

Издательство «Недра»
предлагает Вашему вниманию
учебную и специальную литературу,
намеченную к выпуску в 1985 году

ПО ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ, ТЕКТОНИКЕ, ПЕТРОГРАФИИ, ПЕТРОЛОГИИ, ВУЛКАНОЛОГИИ И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

БЕЛОУСОВ В. В. Основы структурной геологии. 18 л. Цена 3 р. 10 к.

План 1985 г. № 48

БГАТОВ В. И. История кислорода земной атмосферы. 5 л. Цена 15 к.

План 1985 г. № 33

ГОЛОВИНСКИЙ В. И. Тектоника Тихого океана. 14 л. Цена 2 р. 10 к.

План 1985 г. № 49

ЕФРЕМОВА С. В., СТАФЕЕВ К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. 40 л. Цена 2 р. 40 к.

План 1985 г. № 44

Историческая геология с основами палеонтологии: Учебник для вузов/Е. В. Владимирская, А. Х. Кагарманов, Н. Я. Спасский и др. 25 л. Цена 1 р. 50 к.

План 1985 г. № 65

КЕЙЛЬМАН Г. А., БОЛТЫРОВ В. Б. Основы геологии: Учебник для техникумов. 18 л. Цена 75 к.

План 1985 г. № 36

КИЗЕВАЛЬТЕР Д. С., РЫЖОВА А. А. Основы четвертичной геологии: Учеб. пособие для вузов. 12 л. Цена 40 к.

План 1985 г. № 125

Классификация лунных магматических пород/О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, Д. И. Фрих-Хар и др. 11 л. Цена 50 к.

План 1985 г. № 61

КОВАЛЕВ А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. Изд. 2-е, перераб. и доп. 19 л. Цена 3 р. 30 к.

План 1985 г. № 50

МАРХИНИН Е. К. Вулканизм. 20 л. Цена 3 р. 40 к.

План 1985 г. № 51

МИЛАШИН А. П., ПАНАЕВ В. А. Тектоника и нефтегазоносность дна Мирового океана. 19 л. Цена 3 р. 30 к.

План 1985 г. № 52

МИЛОВСКИЙ А. В. Минералогия и петрография: Учебник для техникумов. Изд. 5-е, перераб. и доп. 30 л. Цена 1 р. 30 к.

План 1985 г. № 43

МИРЛИН Е. Г. Раздвижение литосферных плит Земли и рифтогенез. 18 л. Цена 3 р. 10 к.

План 1985 г. № 53

МОЙСЕЕНКО У. И., СМЫСЛОВ А. А. Температура земных недр. 19 л. Цена 3 р. 30 к.

План 1985 г. № 67

ОРЛЕНОВ В. В. Физика и динамика внешних геосфер. 15 л. Цена 2 р. 30 к.

План 1985 г. № 54

ПАТАЛАХА Е. И. Тектонофацальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: Обоснование, методика, приложение. 12 л. Цена 60 к.

План 1985 г. № 64

ПОПОВ В. И., ЗАПРОМЕТОВ В. Ю. Учение о геологических формациях. 34 л. Цена 5 р. 50 к.

План 1985 г. № 62

РАМБЕРГ Х. Сила тяжести и деформаций в земной коре: Пер. с англ. 35 л. Пер. изд.: Великобритания, 1981. Цена 5 р. 70 к.

План 1985 г. № 55

СПИРИДОНОВ А. И. Геоморфологическое картографирование. Изд. 2-е, перераб. и доп. 14 л. Цена 70 к.

План 1985 г. № 124

УДИНЦЕВ Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. 19 л. Цена 3 р. 30 к.

План 1985 г. № 56

УИЛСОН Дж. Геологические структуры малых форм: Пер. с англ. 10 л. Пер. изд.: Великобритания, 1982. Цена 70 к.

План 1985 г. № 59

ХАИН В. Е., МИХАЙЛОВ А. Е. **Общая геотектоника:** Учеб. пособие для вузов. 20 л. Цена 1 р. 10 к.
План 1985 г. № 60
ЧУДИНОВ Ю. В. **Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника.** 18 л. Цена 2 р. 90 к.
План 1985 г. № 57
ЭЗ В. В. **Складкообразование в земной коре.** 18 л. Цена 3 р. 10 к.
План 1985 г. № 53
ЯСАМАНОВ Н. А. **Популярная палеогеография.** 10 л. Цена 40 к.
План 1985 г. № 63

ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ГАВИЧ И. К., ЛУЧШЕВА А. А., СЕМЕНОВА-ЕРОФЕЕВА С. М. **Сборник задач по общей гидрогеологии:** Учеб. пособие для вузов. Изд. 2-е, перераб. и доп. 29 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 122
КРАСИЛЬЩИКОВ Н. С. **Основы фотографии и кинематографии при геологических работах:** Учеб. пособие для техникумов. Изд. 3-е, перераб. и доп. 13 л. Цена 40 к.
План 1985 г. № 109
МЕСЧАН С. Р. **Экспериментальная реология глинистых грунтов.** 25 л. Цена 1 р. 70 к.
План 1985 г. № 274
МОЛОКОВ Л. А. **Инженерно-геологические процессы.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 275
МУХИНА Л. И., ТОЛСТИХИН О. Н. **Природа и научно-техническая революция.** 6 л. Цена 15 к.
План 1985 г. № 126
ОПАЛОВСКИЙ А. А., ГРИГОРЯН С. В. **Охрана окружающей среды при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых.** 20 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 127
Разведка месторождений урана для отработки методом подземного выщелачивания/М. В. Шумилин, Н. Н. Муромцев, К. Г. Бровин и др. 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 96
САДОВ А. В. **Аэрокосмические методы в инженерной геодинамике.** 10 л. Цена 50 к.
План 1985 г. № 276
СОЛОДУХИН М. А. **Инженерно-геологические изыскания для промышленного и гражданского строительства.** Изд. 2-е, перераб. и доп. 16 л. Цена 80 к.
План 1985 г. № 277
Теоретические основы инженерной геологии: Геологические основы. Под ред. акад. Е. М. Сергеева. 20 л. Цена 1 р. 70 к.
План 1985 г. № 271
Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические аспекты. Под ред. акад. Е. М. Сергеева. 20 л. Цена 1 р. 70 к.
План 1985 г. № 273
Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы. Под ред. акад. Е. М. Сергеева. 20 л. Цена 1 р. 70 к.
План 1985 г. № 272
ФЕДОРОВА Т. К. **Физико-химические процессы подземных вод.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 120
ФИНАЕВ И. В., ДОМРАЧЕВ Г. И., РУДЧЕНКО Э. Г. **Инженерно-геологическая оценка лёссовых пород.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 278
ШВЕЦ В. М., ГЫЛЫБОВ М. М. **Методы охраны подземных вод от загрязнения и истощения.** 20 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 121

ПО ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВОЛЬФСОН Ф. И., ЯКОВЛЕВ П. Д. **Структуры рудных полей и месторождений:** Учеб. пособие для вузов. Изд. 2-е перераб. и доп. 25 л. Цена 1 р. 30 к.
План 1985 г. № 101
ЛАВЕРОВ Н. П., НЕВСКИЙ В. А., ФРОЛОВ А. А. **Структуры рудных месторождений кольцевого типа.** 19 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 84
ЛАРИЧКИН В. А. **Промышленные типы месторождений редких металлов (олово, вольфрам, молибден).** 14 л. Цена 70 к.
План 1985 г. № 85
ПЛЮЩЕВ Е. В., ШАТОВ В. В. **Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований.** 17 л. Цена 85 к.
План 1985 г. № 94

Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых: Учеб. пособие для вузов/А. Е. Карякин, П. А. Строна, Б. Н. Шаронов и др. 20 л. Цена 85 к.
План 1985 г. № 106
Словарь по геологии россыпей/Н. Н. Арманд, В. Д. Белоусов, Л. З. Быховский и др. 20 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 115
Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов/А. И. Кривцов, И. З. Самонов, Е. И. Филатов и др. 25 л. Цена 1 р. 70 к.
План 1985 г. № 117
Справочник по рудам черных металлов для геологов/В. М. Григорьев, Л. Ф. Борисенко, Г. Г. Кравченко и др. 20 л. Цена 1 р. 40 к.
План 1985 г. № 116
ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г. А. **Металлогения земной коры.** 12 л. Цена 1 р. 80 к.
План 1985 г. № 70

ПО ЭКОНОМИКЕ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ И МЕТОДАМ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

БАРАБАНОВ В. Ф. **Геохимия:** Учебник для вузов. 25 л. Цена 1 р. 30 к.
План 1985 г. № 41
БАХТИАРОВ А. В. **Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ в геологии и геохимии.** 10 л. Цена 50 к.
План 1985 г. № 72
БОРИСОВИЧ В. Т., МОКЕЕВА А. С., ЧАЙКИНА Л. А. **Экономика труда на геологоразведочных работах.** 10 л. Цена 50 к.
План 1985 г. № 73
БУЛАХ А. Г., КРИВОВИЧЕВ В. Г. **Расчет минеральных равновесий.** 12 л. Цена 60 к.
План 1985 г. № 39
ВЛАСТОВСКИЙ А. М. **Экономическое стимулирование эффективности геологоразведочных работ.** 6 л. Цена 30 к.
План 1985 г. № 74
ДЕЧ В. Н., КНОРИНГ Л. Д. **Методы изучения периодических явлений в геологии.** 18 л. Цена 1 р. 30 к.
План 1985 г. № 79
КАГАНОВИЧ С. Я. **Экономика минерального сырья.** Изд. 2-е, перераб. и доп. 13 л. Цена 2 р.
План 1985 г. № 163
КАЖДАН А. Б., КОБАХИДЗЕ Л. П. **Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых.** 17 л. Цена 2 р. 90 к.
План 1985 г. № 66
КАНТОР Б. З. **Минерал рассказывает о себе.** 10 л. Цена 30 к.
План 1985 г. № 37
КУКОР Б. Л., САЛМАНОВ Ф. К. **Управление производственно-хозяйственной деятельностью геологоразведочных предприятий.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 82
КУРОВ А. В., НАЗАРОВ В. П., ПОПОВ Ю. В. **Геолого-экономические вопросы освоения минеральных ресурсов Мирового океана.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 83
МАКСИМОВ В. И., ТЫМИНСКИЙ В. Г. **Геологу об изобретении.** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 86
Методы минералогических исследований: Справочник. Под ред. А. И. Гинзбурга. 50 л. Цена 2 р. 90 к.
План 1985 г. № 45
Минералогическая энциклопедия: Пер. с англ. Под ред. К. Фрея. 80 л. Пер. изд.: США, 1981. Цена 4 р. 70 к.
План 1985 г. № 46
О ДОНОХЬЮ М. **Путеводитель по минералам для начинающих:** Пер. с англ. 80 л. Пер. изд.: Великобритания, 1982. Цена 40 к.
План 1985 г. № 38
Определение экономической эффективности научно-технических разработок в геологии/Г. В. Белов, А. Ш. Богданов, Ю. А. Асташкин и др. 10 л. Цена 50 к.
План 1985 г. № 91
Рентгенорадиометрический метод при поисках и разведке рудных месторождений/А. П. Очкур, Н. В. Томский, Ю. П. Яншевский и др. 18 л. Цена 1 р. 30 к.
План 1985 г. № 97
САРАНЧИНА Г. М., КОЖЕВНИКОВ В. Н. **Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ).** 15 л. Цена 75 к.
План 1985 г. № 40
СМИРНОВА А. С. **Информационный анализ в геологии.** 12 л. Цена 1 р. 80 к.
План 1985 г. № 32
СОЛОВОВ А. П. **Геохимические методы поиска месторождений полезных ископаемых:** Учебник для вузов. 20 л. Цена 1 р. 10 к.
План 1985 г. № 42

ШАФРАНОВСКИЙ И. И. Симметрия в природе. Изд. 2-е, перераб. и доп. 10 л. Цена 35 к.
 План 1985 г. № 34
 ШУМСКАЯ Н. И. Определитель рудных минералов по спектральным кривым отражения. 19 л. Цена 1 р. 30 к.
 План 1985 г. № 47
 Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ: Учеб. пособие для вузов. Под ред. М. И. Агошкова. Изд. 3-е перераб. и доп. 25 л. Цена 1 р. 30 к.
 План 1985 г. № 107

Предварительные заказы на книги издательства «Недра» принимают все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу, а также магазины — опорные пункты и отделы «Книга — почтой» магазинов «Недра»:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О. Средний пр., 61

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Своевременное оформление предварительных заказов — гарантия того, что Вы приобретете интересующую Вас книгу.

CONTENTS

ENERGY RESOURCES

Kabanov A. I., Golov A. A., Efimova N. A., Samoletov M. V., Lomako P. M.
 Upper Permian—Triassic sediments in the Caspian region and oil presence in them 3

Amurskiy G. I., Zhabrev I. P., Soloviev N. N., Khusnutdinov Z. B.
 Hydrogen sulphide contamination dynamics in the Dauletabad-Donmezshtye gas field 11

MINERALS AND NON-MINERALS

Akylbekov S. A., Valkov V. O., Tyugay O. M., Frolov A. A.
 Tungsten prospects of the Agadyrskiy ore region, Central Kazakhstan 20

Kekelia S. A., Tvalchrelidze A. G., Yaroshevich V. Z.
 Geological and physical-and-chemical conditions of the formation of pyrite-barite-polymetallic deposits 30

Belgorodskiy E. A.
 Stages of the pyrite deposit formation 36
Grigoriev V. M., Kots G. A., Malyutin E. I., Chernopyatov S. F.
 Geological-technological mapping of the deposits of useful minerals 43

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Yakobson K. E.
 Vendian of the stratotypical region 45
Soloviev V. O.
 Upper Paleozoic and apossibility of distinguishing planetary lithologic complexes 51

Dulub V. G., Menkes M. A., Portnyagina L. A., Smirnov S. E., Romanov A. M.
 On the stratigraphy of the Lower Cretaceous in the East Crimea 61

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Babadzhanov T. L., Kunin N. Ya., Sheikh-Zade E. P.
 Depth structure of the Aral-Caspian region 67

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Sultanova M. A.
 Application of petrochemical data to solving genetic problems with a special reference to the Almalykskiy region 75

GEOCHEMISTRY

Nekrasov I. Ya., Chevychelov V. Yu., Konyushok A. A.
 Physical and chemical conditions of the formation of the gold-silver and gold-antimony-bearing formations 80

GEOPHYSICS

Avetisov G. P., Golubkov V. S.
 Depth structure of the central part of the Norilskiy ore region 86

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Frolov N. M.
 Hydrogeology and engineering geology in a system of sciences of the Earth 95
Migunov L. V.
 On zonation of the mineral fill in the fractures overlying the salt complex in the Verkhnekamskiy region 107

NEWS IN BRIEF

Ivanov I. B., Tyminskiy V. G.
 Scientific achievements in geology classified as discoveries 109

ON THE EVE OF A. N. ZAVARITSKIY'S CENTENARY'S BERTHDAY

Masaytis V. L., Rumyantseva N. A., Moskaleva V. N., Nikolskaya I. P.
 A. N. Zavaritskiy's heritage in the development of geological investigations 113

BOOK REVIEWS

Moiseenko F. S.
 Experience in geonomical studies of the territory of the USSR 118

Sidorenko G. A.
 Structural typomorphism of minerals: the basis of the prospecting genetic mineralogy 121

Antsifirov E. A.
 A new approach to metallogeny of the Asian continent 123

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, №10, 1-128