

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1973

9

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОРГАН МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Основан в 1933 году

9 • сентябрь • 1973

СОДЕРЖАНИЕ

Н. И. Хитаров

Проблемы развития учения об эндо-
генных рудных месторождениях . . . 3

**А. Л. Алейников, В. А. Бугайло,
Н. И. Халевин, И. А. Малахов**

О вероятном составе верхней мантии
на Урале 12

**М. С. Буриштар, Ю. А. Спевак,
С. К. Басилова**

Пластовые резервуары нефти и газа
Восточного Предкавказья 24

**В. Н. Казмин, И. В. Орлов,
В. И. Серых, Г. Т. Скублов,
Ю. А. Чернопольский,
Ф. Ф. Таранушич, В. М. Шульга,
М. П. Щербуняев, В. И. Щибрик,
Х. А. Яковлев, Н. Я. Яценко**

Геохимические исследования при гео-
логической съемке в Центральном
Казахстане 42

Н. Н. Костенко

Основные этапы геологического раз-
вития Алтая в альпийское время . . 58

В. П. Строганов

О главных фазах генерации газооб-
разных и жидких углеводородов и
условиях формирования зон нефте- и
газонакопления 65

Л. Н. Князева

Палеотектонические условия образо-
вания бокситов в Ивдельском районе
на Северном Урале 76

С. А. Князев, Е. П. Марков

К стратиграфии и палеогеографии
раннего ордовика юго-востока Сибир-
ской платформы 86

✓ **Ю. Г. Гатинский, Ю. П. Рассказов,
Е. Н. Исаев, А. Е. Каменецкий,
Ле Ван Кы, В. И. Сухов,
Чан Ван Чи**

Структурные элементы территории
Демократической Республики Вьет-
нам 95

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

80-летие Василия Петровича Нехоро-
шева 111

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. Станов

Влажность бурых углей — геологический тензометр 113

Г. И. Вакарчук

Стратиграфия и литология верхнекаменноугольных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины 122

А. С. Кандауров, Ю. А. Розанов

Роль физико-механических свойств пород в локализации ртутного оруденения на месторождении Дальнем (Северо-Западный Кавказ) 129

В. И. Коростелев

Кобюминский грабен и его роль в тектоническом развитии Восточного Верхоянья 133

М. Э. Глуховский

О нижнем протерозое в зоне Тыркандинского глубинного разлома (Алданский щит) 141

А. Н. Горбачев, А. М. Карпунин, Л. Ф. Матуканис

Фторометрическая нейтронно-активационная индикация месторождений вольфрама и молибдена 146

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

Л. Н. Смирнов

Совещание руководителей геологической науки 150

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

В. К. Изанов

О статье В. И. Андреевой, В. Д. Когана, Я. И. Коломиец и А. М. Чернякова «Признаки трансгрессивного залегания бахмутской серии в Днепровско-Донецком прогибе» 152

М. М. Максимов

Больше внимания вопросам истории геологических знаний 154

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **Н. П. ЛАВЕРОВ**

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

Советская геология, 1973, № 9.

Издательство «Недра»

Адрес редакции:

123242 Москва, Бол. Грузинская, 4/6, тел. 254-29-56

Редакторы издательства: **Е. И. Баринкова, Р. Л. Бахматова, С. И. Какурина, Е. И. Павлуцкая, А. А. Чернов**

Технический редактор **Е. С. Сычева**

Корректор **Г. Г. Большова**

Сдано в набор 24/VII 1973 г.	Подписано в печать 24/VIII 1973 г.	T-13356.
Формат 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бумага № 2. Печ. л. 10,0.	Усл. п. л. 14,0. Уч.-изд. л. 15,64.
Тираж 3470 экз.	Заказ 543.	Цена 1 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

22. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М., «Недра», 1965, с. 379 с ил.
23. Моррис Д. Б. Анизотропия скоростей в верхней мантии Тихого океана.— В кн.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968 г.). Киев, «Наукова Думка» 1969, с. 160—167.
24. Незолонова Э. А., Халевин Н. И. О характере раздела Мохоровичича на Урале.— В кн.: Строение земной коры Урала.— Свердловск, 1967, с. 17—20 (Труды Ин-та геофизики Уф АН СССР. Геофиз., сб., № 5).
25. О результатах глубинных сейсмических зондирований земной коры на Среднем Урале.— «Известия АН СССР. Физика Земли», 1966, № 4, с. 36—44. Авт.: Н. И. Халевин, В. С. Дружинин, В. М. Рыбалка, Э. А. Незолонова, Л. Н. Чудакова.
26. Океаны и геосинклинальный процесс.— «Доклады АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др.
27. Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 7—26 с ил.
28. Рингвуд А. Э., Мейджор А. Синтез твердых растворов $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ со структурой типа шпинели.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 256—262 с ил.
29. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117 с ил.
30. Рингвуд А. Э., Мак-Грегори И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 272—277 с ил.
31. Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— «Геология и геофизика», 1964, № 1, с. 7—22.
32. Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 119—127 с ил.
33. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 88—93 с ил. Авт.: Б. А. Хрычев, Л. М. Лысяков, С. М. Альтер, А. П. Иванов.
34. Тайер Т. П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами.— В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 110—132.
35. Ураззаев Б. М. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 246 с ил.
36. Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Растворимость воды в расплаве базальта.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 763—772 с ил.
37. Халевин Н. И., Незолонова Э. А., Ломакин В. С. Об использовании поперечных волн при изучении земной коры.— «Доклады АН СССР», 1968, т. 183, № 2, с. 329—331 с ил.
38. Millard I. Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif, Notes Serv. Géol. Maroc, 1959, N 147, p. 125—160.

Пластовые резервуары нефти и газа Восточного Предкавказья

Миграция и аккумуляция нефти и газа во много определяются строением пластовых резервуаров, следовательно, целесообразно проанализировать некоторые наиболее важные параметры последних. Для этой цели нами изучено 250 разрезов юрских и нижнемеловых отложений, вскрытых скважинами на сравнительно равномерно и детально изученной платформенной части Восточного Предкавказья. В рассмотренных разрезах выделены нефтегазоводоносные комплексы и проведена их корреляция.

В преимущественно терригенной толще пород под нефтегазоводоносным комплексом (НГВК) предлагается понимать серию проницаемых (песчано-алевролитовых) горизонтов, гидравлически связанных между собой, изолированных от выше- и нижележащих отложений малопроницаемыми породами и распространенными по крайней мере в пределах одной зоны нефтегазонакопления, связанной с крупным тектоническим элементом.

Из изложенного следует, что объем нефтегазоводоносного комплекса не всегда строго следует объему стратиграфических подразделений. При значительной литолого-фациальной изменчивости синхронных отложений границы выделяемых комплексов определяются песчано-глинистым разделом.

В случае терригенных и карбонатных отложений, как, например, в верхнеюрско-неокомской части разреза Восточного Предкавказья, необходимо отдельно рассматривать терригенную и карбонатную части, характеризующиеся принципиально различными гидродинамическими и гидрохимическими условиями. Соответственно, в разрезах выделяются неоком-аптский терригенный и верхнеюрско-неокомский терригенно-карбонатный нефтегазоводоносные комплексы. Их граница проводится по кровле карбонатного горизонта, следуя, таким образом, по разрезу за терригенно-карбонатным разделом. На юго-восточном погружении Прикумско-Тюленевского вала в состав терригенно-карбонатного НГВК включается только надгипсово-ангидритовая толща. Отложения, перекрытые гипсово-ангидритовыми породами, рассматриваются в качестве самостоятельного комплекса. Строение подсолевых отложений, вероятно развитых в пределах Чернолесской впадины, не анализируется, поскольку их полная мощность пока не вскрыта ни на одной площади.

Верхняя граница изученной части разреза Восточного Предкавказья определяется глубиной залегания подошвы карбонатных отложений верхнемелового возраста, которые принимаются за региональный нефтегазоводоупор. Следует иметь в виду условность отнесения карбонатных отложений верхнего мела к региональному нефтегазоводоупору.

Газоупорными свойствами карбонатные отложения обладают очень редко, а в отдельных случаях возможно проникновение в них и воды, и нефти.

Однако подошва карбонатных отложений верхнего мела является естественной геологической границей между преимущественно терригенной и карбонатной частями мезозойского разреза. Здесь происходит смена типа резервуара с порового на трещинный и трещинно-поровый, что накладывает существенный отпечаток на все гидрогеологические параметры. Вследствие сказанного авторы считают подошву карбонатных отложений верхнего мела приемлемой верхней границей изучаемого разреза.

В разрезе юры и нижнего мела платформенной части Восточного Предкавказья нами выделено восемь нефтегазоводоносных комплексов, по которым построены с участием Н. А. Костюкова и С. П. Малкина пластовые карты, показывающие мощность и распространенность покровы, залежи нефти и газа, заключенные в данном НГВК.

Один из основных параметров, анализируемых с помощью пластовых карт,— фильтрующая (эффективная) мощность комплекса.

В терригенном разрезе под фильтрующей мощностью понимается суммарная мощность проницаемых песчано-алевролитовых пород данного НГВК. В районах общего опесчанивания разреза толща, залегающая ниже выдержанного нефтегазоводоупора, рассматривается в составе верхнего НГВК. Карты подстилающих комплексов этого же района показывают возможность вертикальных перетоков (разгрузки) нефти и газа в вышележащие отложения. Иначе говоря, здесь меняется характер миграции от преимущественно латеральной на вертикальную.

При терригенно-карбонатном разрезе НГВК в фильтрующую мощность комплекса, кроме песчано-алевритовых проницаемых горизонтов, входят пористые и трещиноватые разности карбонатных пород, которые можно уверенно выделить как проницаемые по диаграммам стандартного электрокаротажа. Остальные карбонатные прослои исключаются из фильтрующей мощности, но не вводятся в мощность покровы. Такое паллиативное решение является вынужденным и обусловлено тем, что до сих пор надежной и простой методики выделения проницаемых и малопроницаемых карбонатных горизонтов не существует. Кроме того, мы учитывали специфику движения флюидов в карбонатно-терригенном разрезе. Карбонатные отложения отличаются особенно значительной анизотропностью фильтрующих свойств, поэтому движение флюидов в них носит избирательный характер.

Для того чтобы подчеркнуть зависимость фильтрующей мощности от количества карбонатных горизонтов, на карте терригенно-карбонатного комплекса (см. рис. 4) нанесены значения средневзвешенного по мощности содержания карбонатных горизонтов.

$$K_{\text{ср. взв.}} = \frac{\text{МКГ}}{\text{МК}} \quad (\text{в долях единицы}),$$

где МКГ — суммарная мощность карбонатных горизонтов, м,

МК — общая мощность комплекса, м.

Поскольку направление миграции зависит и от условий залегания резервуара, карты НГВК, включающие наиболее выдержанные песчаные горизонты, смещены со схематическими структурными картами. В качестве таких «маркирующих» пластов приняты I, IV, VIII горизонты нижнего мела, а также песчано-алевролитовая толща байосского яруса, соответствующая нижнеджанайской подсвите Н. В. Безносова (1970 г.) или IV пласту юры [4]. По наиболее важным направлениям построены профильные разрезы.

Первый (тоар-аален-байосский) терригенный нефтегазовоносный комплекс. Стратиграфический объем названного комплекса соответствует отложениям олейниковской и промысловской свит Н. В. Безносова (1970 г.). В подошве комплекса залегают метаморфизованные отложения складчатого фундамента или лагунно-карбонатная средне-верхнетриасовая [1, 2] толща. На отдельных площадях первый нефтегазовоносный комплекс (НГВК) подстилается осадочно-вулканогенной серией. Кровлей НГВК служат глины промысловской ($J_1^{t_3}$ — J_2^a — J_2^{bl}) свиты. Наиболее древние отложения комплекса (породы олейниковской свиты J_1) установлены и подтверждены фауной и спорово-пыльцевыми комплексами лишь в пределах вала Карпинского. Распределение их фильтрующих мощностей отражает структуру фундамента.

Достаточно отчетливо фиксируется Восточно-Маньчжский прогиб и его замыкание на участке Шарын-Гол—Ачинеры; две зоны максимального погружения в районах Приманьчской площади и Артезианской опорной скважины, а также Промысловский участок Промыловско-Цубукского палеопрогиба. Во всех перечисленных районах общее опесчанивание разреза приводит к слиянию в единый резервуар отложений олейниковской, промысловской и джанайской свит.

Область отсутствия отложений олейниковской свиты, протягивающаяся в меридиональном направлении от Тенгутинско-Олейниковского участка на севере до Уланхольской площади на юге, соответствует меридиональному подъему, установленному по материалам бурения и геофизическим данным. Его северное продолжение намечается на Олейниковско-Тенгутинском участке Промыловско-Цубукского палео-прогиба.

В целом на валу Карпинского первый нефтегазовоносный комплекс не имеет самостоятельного значения, сливаясь с вышележащим вторым НГВК вдоль Северо-Маньчжского разлома. Южнее этого разлома первый НГВК (в объеме J_2^a — J_2^{bl} промысловской свиты) на большинстве площадей надежно изолирован от вышележащих отложений глинистой кровлей, мощность которой изменяется от 20 до 100 м. Локальные участки гидродинамической сообщаемости здесь отмечаются только на Приманьчской и Артезианской площадях, а также в сводовой части Озек-Суатского блока. На северо-западе Прикумско-Тюленевского вала происходит значительная глинизация разреза. Эта зона протягивается далее на северо-запад до Шангрыкской и Приозерской площадей. Подобная зона фиксируется и на участке Комсомольская—Закумская—Восточно-Артезианская скв. 1. В отдельных скважинах происходит полная глинизация отложений.

К югу и юго-западу от линии Левокумская—Нефтекумская—Южный Озек-Суат—Русский Хутор северный—Степная отложения первого комплекса отсутствуют.

Залежи нефти обнаружены в коллекторах первого НГВК в основном там, где распространена региональная покрывка. «Пустые» структуры по этому комплексу (Восточная, Надеждинская, Приграничная и др.) соответствуют зоне опесчанивания покрывки (гидродинамической сообщаемости с отложениями второго НГВК?). На западе (Максимокумская, Величаевская, Урожайненская площади) продуктивные структуры определенно тяготеют к участкам резкого изменения фильтрующих мощностей комплекса, то-есть аккумуляция нефти здесь обусловлена и структурным, и литолого-гидродинамическим факторами.

В этой связи большей интерес представляет участок между Плавненской и Закумской площадями, где происходит уменьшение фильтрующей мощности первого НГВК от 77 до 2—4 м. Здесь достаточно небольшого структурного осложнения (типа структурного носа, раскры-

того на север), чтобы создались благоприятные условия для аккумуляции нефти. Показательно, что непосредственно к северу от Закумской площади, в скв. 1 Комсомольской отмечались нефтепроявления в синхронных горизонтах. В пределах Озек-Суатского блока залежи в выклинивающихся пластах могут быть обнаружены на площади, заключенной между линиями Приманьчская—Арбали и Приозерская—Новоколодезная, а также у северной кромки распространения отложенного комплекса на участках Зурмутинская—Совхозная Нефтекумская—Урожайненская и Южный Озек-Суат—Высокая.

Второй (байосский) терригенный нефтегазоводоносный комплекс. Этот комплекс наиболее выдержанный в юрском разрезе Восточного Предкавказья (рис. 1), стратиграфически он соответствует отложениям джанайской свиты (J_2^{bi}), а в рассмотренных выше областях опесчанивания разреза нижней и средней юры к нему причисляются породы промысловской и олейниковской свит. Надежной кровлей второго НГВК служат мощные и почти повсеместно распространенные глины верхнеджанайской подсвиты. Лишь к северо-западу от Озек-Суата и Суходольской площади, в направлении Гороховская—Шангрык, отмечается заметное опесчанивание разреза, в результате коллектора средней юры и песчаные пласты нижнего мела образуют единую гидродинамически связанную толщу, прослеживающуюся, как правило, вплоть до VIII пласта.

На валу Карпинского меридиональный подъем, рассмотренный ранее, фиксируется только на участке Черноземельская—Придорожная. Его северное продолжение затушевывается крупной зоной повышенных фильтрующих мощностей, протягивающейся от Салхинской площади на западе до скв. 5 Профильной. Возможно, рассматриваемая зона отвечает компенсационному прогибу, разграничивающему относительно приподнятые Каспийско-Камышанскую ступень и Олейниковско-Тенгутинский участок, которые служили в таком случае близкими областями сноса.

В сводовой части Озек-Суатского, а также на всей площади Сухокумского блоков мощность глинистой покрышки не менее 50 м. В юго-восточном направлении она возрастает до 250—280 м, достигая максимальных значений на Северном Кочубее. Максимальная фильтрующая мощность отмечается на Майской площади (Бажигский прогиб) также за счет приращения песчаников промысловской свиты.

По отложениям рассматриваемого комплекса четко обозначается поднятие, связанное с выступом фундамента в районе Буйнакской площади. Судя по фильтрующим мощностям второго НГВК, это поднятие простирается на восток, вплоть до Степной площади. Четко фиксируется расчлененность поверхности сводовой части Озек-Суатского блока. Максимально приподнятыми выглядят Русский Хутор, Южный Курган-Амур и Озек-Суат. На двух последних выделяются локальные участки отсутствия отложений комплекса (скв. 6, скв. 1 и другие Курган-Амура; скв. 89, 45, 62 Озек-Суата).

В пределах Прикумско-Тюленевского вала строение комплекса оказывает определенное влияние на характер нефтегазоносности. На Сухокумском блоке и юго-востоке сводовой части Озек-Суатского блока преобладают газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи. На северо-западе с приближением к зоне опесчанивания покрышки комплекса развиты только нефтяные залежи. Исключением являются нефтяные залежи Сухокумского блока: Перекрестная, Равнинная, Мартовская, Южно-Сухокумская, тяготеющие к Срединно-Предкавказскому тафрогену. Возможно, отсутствие газа объясняется наличием разломов в верхнеджанайской покрышке. В большинстве случаев за-

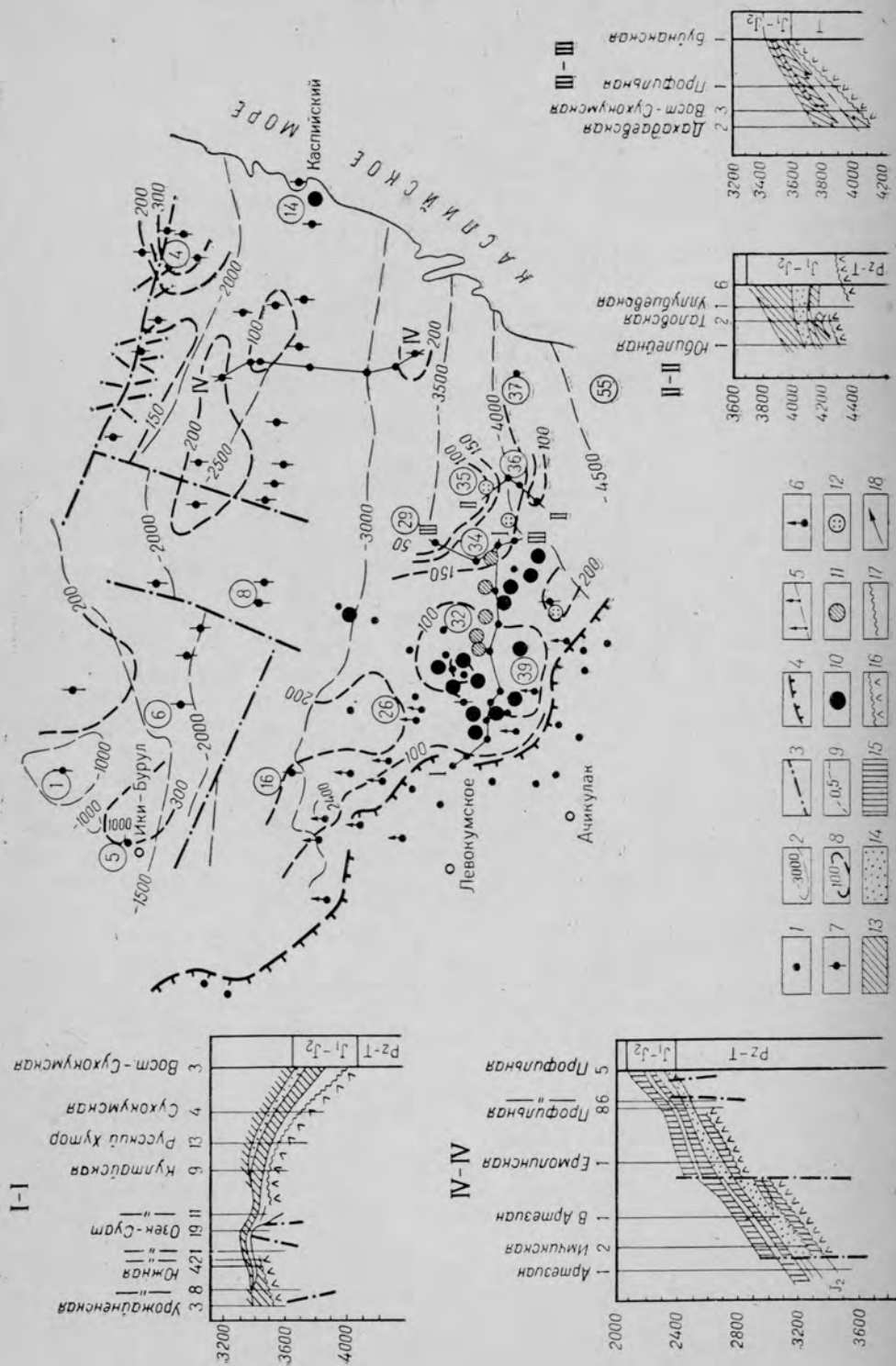


Рис. 1. Схематическая карта пластового резервуара второго НГВК (J₂^{bj}) Восточного Предкавказья

1 — излучинные разрезы; 2 — стратиграфический по кровле электрокартажных реперов; средней юры (см. рис. 1), нижнего мела для УПИ пласта (см. рис. 4), 1 — пласта (см. рис. 5), 3 — главный разлом; 4 — отложений НГВК или его частей; 5 — хемогенной толще; 6 — разреза, по которым возможна гидродинамическая связь с вышележащими НГВК; 7 — то же с подстилающим НГВК; 8 — «эффузивные» (эффузивные) мощностей НГВК; 9 — среднезалегающего (по мощности) содержания карбонатных пород (см. рис. 2); залежи: 10 — нефть; 11 — нефтяные; 12 — газопесчаные; 13 — малопроницаемые породы (покрышки); 14 — коллекторы; 15 — карбонатные породы; 16 — доюрские отложения; 17 — палеозойские стратиграфического и углового несогласия; 18 — направление движения пластовых вод. Цифры в кружках — разведочные площади: 1 — Таук-Угурская, 2 — Олейниковская, 3 — Межевая, 4 — Промысловская, 5 — Икк-Булусская, 6 — Шары-Гольская, 7 — Меклетинская, 8 — Кеке-Усунская, 9 — Надеждинская (кад.), 10 — Восточно-Камышовская, 11 — Черноземельская, 12 — Ермодовская, 13 — Улан-Хольская, 14 — Артезианская, 15 — Каспийская, 16 — Голубинская, 17 — Арбалитовская, 18 — Комсомольская (кад.), 19 — Закумская, 20 — Восточно-Артезианская, 21 — Артезианская, 22 — Миринская, 23 — Серафимовская, 24 — Приозерская, 25 — Колодезная, 26 — Величаловская, 27 — Зинная, 28 — Надеждинская (стар.), 29 — Буйнакская, 30 — Урожайинская, 31 — Урожайинская, 32 — Зуревтинская, 33 — Русский Хутор центральный, 34 — Восточно-Сухокумская, 35 — Степная, 36 — Удугубовская, 37 — Северо-Кочубейская, 38 — Северная, 39 — Папалонинская, 40 — Чкаловская, 41 — Правосудовская, 42 — Ачикулакская, 43 — Вадимовская, 44 — Нефтекумская, 45 — Южная, 46 — Курган-Ауурская, 47 — Южно-Сухокумская, 48 — Перекрестная, 49 — Равнинная, 50 — Юбилейная, 51 — Майская, 52 — Бакинская, 53 — Сталинская, 54 — Тобинская, 55 — Колубовская, 56 — Александровская, 57 — Архангельская, 58 — Степная, 59 — Касулинская, 60 — Сухопадская, 61 — Гарумовская, 62 — Тисоторская, 63 — Советская, 64 — Курская.

лежи встречены на тех площадях, где второй НГВК изолирован от вышележащих отложений.

Открытия новых, преимущественно газовых и газоконденсатных залежей в отложениях второго НГВК, можно ожидать на площадях Сухокумского блока и в ловушках, расположенных к северу от него, вплоть до Северо-Манычского разлома. Особенно интересны с точки зрения возможности обнаружения литологических и стратиграфических залежей нефти и газа южный и восточный склоны Буйнакско-Степного поднятия, район площадей 34, 35, 36 (см. рис. 1). Предварительно необходимо несколькими расчехами профилей МОГТ в комплексе с профильными скважинами в направлениях Буйнакская — Горбуновская, Буйнакская — Профильная скв. 1 и Степная — Северный Кочубей уточнить строение этого поднятия и характер выклинивания песчано-алевритовых горизонтов. Нефтяные залежи при наличии структурных ловушек могут быть встречены в коллекторах второго НГВК на участке Восточная — Плавненская — Закумская — Комсомольская. Отмечается почти полное отсутствие залежей нефти и газа в коллекторах второго НГВК на валу Карпинского, за исключением Каспийской площади, хотя строение резервуара и гидродинамическая обстановка здесь почти идеальны для образования крупных скоплений жидких и газообразных углеводородов. Вероятная причина низкой продуктивности юрских отложений на этой территории заключается в неблагоприятных условиях генерации нефти и газа: недостаточных для интенсивного нефтегазообразования глубинах погружения (менее 2000 м) и пластовых температурах не выше 100—110° [5]. Что же касается латеральной миграции подвижных углеводородных соединений с юга, то она, по-видимому, ограничивается вышерассмотренной широтной зоной глинизации разреза и разрывными нарушениями, связанными с Северо-Манычским разломом. Южнее могут быть обнаружены тектонически-экранированные, главным образом нефтяные залежи.

Третий (бат-байосский) нефтегазоводносный терригенный комплекс. Комплекс соответствует отложениям салхинской свиты (J₂^{bj}—J₂^{bt}). Область его распространения меньше, чем двух рассмотренных выше НГВК. Главная особенность комплекса заключается в резком преобладании глин на большой площади к востоку и северо-востоку от границы его распространения над проницаемыми пес-

чано-алевролитовыми пластами. Отложения комплекса почти полностью нивелируют структурный план нижней и средней юры. На валу Карпинского исчезает меридиональное Черноземельное поднятие, весьма сглаженными выглядят и другие структурно-тектонические элементы. Только Олейниковско-Тенгутинский участок свода вала сохраняет приподнятое положение и, возможно, продолжает воздыматься, развиваясь на запад-северо-запад и захватывая Цубукскую площадь. Здесь отложения Салхинской свиты отсутствуют. Заметное опесчанивание ее разреза на Худжуртской, Салхинской и Меклетинской площадях и всей территории Бугзинского блока, вероятно, вызвано привносом материала с суши (с севера).

Хорошая изолированность коллекторов комплекса от выше- и нижележащих отложений обеспечивает преимущественное развитие газоконденсатных залежей на Сухокумском блоке Прикумско-Тюленевского вала. Характерно, что все они приурочены к зонам заметного изменения фильтрующих мощностей. То же самое отмечается и для нефтяных залежей Озек-Суатского блока. На валу Карпинского, как и по нижележащим ниже-среднеюрским отложениям, залежей не обнаружено, хотя изолированность коллекторов комплекса здесь наилучшая.

Отложения этого комплекса наиболее перспективны для поисков литологических залежей, особенно в полосе глинизации разреза к северу от Равнинной, Восточно-Сухокумской, Степной, Майской, к северо-востоку от Русского Хутора центральный, Ковыльной, Приграничной, Безводной, Правобережной, Поварковской и Величаевской площадей. Определенный интерес с точки зрения возможности обнаружения литологически-экранированных залежей представляют северный склон и западная периклиналь Каспийского поднятия на южном склоне вала Карпинского.

Проведенный анализ ниже-среднеюрских НГВК позволяет отрицать гидродинамическую связь этой части разреза Восточного Предкавказья с Кавказской областью инфильтрации. От последней их отделяет широкая полоса, в пределах которой ниже-среднеюрские отложения отсутствуют. Перетоки из вышележащих нижнемеловых коллекторов, вероятно, ограничены, поскольку отмечается региональное превышение приведенных напоров вод ниже-среднеюрских горизонтов над напорами в нижнемеловых отложениях и надежная изоляция пронизаемых горизонтов первого, второго и третьего НГВК глинами салхинской свиты. Таким образом, в ниже-среднеюрских отложениях движение вод подчиняется в основном элизионному (А. А. Карцев, С. В. Вагин, М. С. Бурштар и др., 1969 г.) и термоупругому (по Б. И. Жигалину) режимам.

Главными поставщиками седиментационных вод и подвижных углеводородов служат глины салхинской свиты и верхнеджанайской подсвиты. Для первого НГВК определенное значение, по-видимому, имеют флюиды, отжимаемые из глин триаса. Основной резервуар дренирования — песчано-алевролитовая толща нижнеджанайской подсвиты второго НГВК.

Четвертый (верхнеюрско-неокомский) терригенно-карбонатный нефтегазовоносный комплекс. Ранее упоминалось, что стратиграфический объем этого комплекса непостоянен. Его подошвой служат глины салхинской свиты, а в областях ее отсутствия — более древние ниже-среднеюрские и даже триасовые отложения. Положение кровли комплекса анализировалось выше. В районах, где карбонатных отложений нет, комплекс сливается с вышележащим пятым НГВК, либо

отделяется от него 20—35-метровой пачкой глин, подстилающих VIII пласт (сводовая часть вала Карпинского).

На юго-западе и юго-востоке региона выделяются две зоны последовательного увеличения коэффициента карбонатности в направлении:



Рис. 2. Схематическая карта пластового резервуара четвертого НГВК ($J_1-C_{1,nc}$) Восточного Предкавказья (а) и подгипсово-ангидритового нефтегазоносного комплекса (б). Усл. обозн. см. рис. 1.

к центральным и южным участкам бассейна. В пределах Сухокумского блока зона развития гипсово-ангидритовых отложений характеризуется коэффициентом карбонатности не менее 0,6—0,8. Общий характер изменения карбонатности разреза в подгипсово-ангидритовых отложениях сохраняется (рис. 2).

Два рассмотренных участка разграничиваются меридиональной полосой, в пределах которой коэффициент карбонатности снижается с юга на север от 0,9—1 (Каясулинская, Орта-Тюбинская площади) до 0,1—0,2 на площадях Зимняя Ставка, Величаевская. В средней части описываемой полосы отмечается осложняющий ее овальный участок пониженной карбонатности. Еще далее на север карбонатные отложения совсем исчезают и вдоль границы распространения отложений неокома четвертый и пятый НГВК сливаются в единую гидродинамическую систему, прослеживающуюся, как правило, до VIII пласта нижнего мела включительно, а иногда и выше.

Выходя несколько за рамки настоящей работы, отметим, что гидрохимическая характеристика неоком-аптской части разреза к востоку и западу от вышеотмеченного участка пониженной карбонатности различна. Пластовые воды VIII горизонта нижнего мела на юго-востоке (Архангельская, Отказненская, Соломенская) очень похожи на рассолы растворения каменной соли и маточные рассолы солеродной лагуны ($\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ от 0,8 до 0,88; $\frac{Cl-Na}{Mg}$ более 9, общая минерализация до 4000—5000 мг·экв/л). На юго-востоке (Ямангойская, Бажиганская, Солончаковская) общая минерализация снижается до 2000—3000 мг· $\times$ экв/л; $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ около 0,90—0,95; $\frac{Cl-Na}{Mg}$ колеблется от 6 до 9, т. е. пластовые воды характерны для лагуны с гипсовой стадией сгущения природных растворов. Это дает основание предполагать, что граница распространения каменной соли может быть намечена восточнее меридиана Андрей — Курган — Ямангой — Мектеб.

Увеличение фильтрующих мощностей комплекса в целом происходит в направлении разноса крупнозернистого материала к востоку от Ставропольской суши, юго-западу от Среднекаспийского свода, а также к югу от вала Карпинского. В последнем случае за счет опесчанивания разреза отмечается слияние четвертого и пятого НГВК на южном склоне вала Карпинского. Здесь это обстоятельство имеет большое значение для продуктивности вышележащих горизонтов. Только на самых восточных площадях южного склона вала Карпинского (Каспийская, Ермолинская) и на его своде увеличивается количество глинистого материала, обеспечивающего изолированность четвертого НГВК от вышележащих отложений. В центральных районах седиментационного бассейна распределение кластического материала по крупности зерен, вероятно, определяется рельефом дна бассейна. Значительное опесчанивание наблюдается на территории Черноземельского поднятия и западном склоне нижнесреднеюрской сводной части Озек-Суатского блока. По-видимому, эти положительные элементы нижнесреднеюрского рельефа в конце юрской — начале меловой эпох вновь испытали заметный подъем.

В размещении залежей нефти и газа наблюдаются те же закономерности, что и в нижне-среднеюрских НГВК. Основная зона размещения нефтяных залежей тяготеет к периферии нижне-среднеюрского переточного пьезоминимума, смещаясь от него к северо-западу, вероятно вследствие миграции нефти и газа по восстанию пород, усиленной влиянием перетоков в вышележащие отложения. Определенное значение имеет преобладание здесь терригенных отложений, содержащих и лучшие коллекторы и более надежные покрышки.

В подгипсово-ангидритовом НГВК, то-есть там, где покрышка особенно надежна, развиты почти исключительно газовые и газоконденсатные залежи. За линией выклинивания гипсово-ангидритовых

пород происходит быстрое разделение жидкой и газообразной фаз подвижных углеводородов, что приводит к смене типа залежей.

Следует предостеречь от излишне оптимистичной оценки перспектив открытия литологически-экранированных залежей вдоль северной границы распространения отложений неокома. С юга к этой границе примыкают опесчаненные породы, т. е. создаются условия для перетока флюидов в аптские и альбские горизонты. Это не исключает возможности обнаружения отдельных залежей нефти под маломощными и невыдержанными глинистыми разделами, но в целом перспективность этой территории невысокая.

Более благоприятные условия литологического экранирования преимущественно для нефти существуют на юге (Капиевская, Тюбинская, Стальская и др.), где происходит быстрое увеличение карбонатности разреза.

Пятый (неоком-аптский) терригенный нефтегазовоносный комплекс. От вышележащих отложений этот комплекс надежно изолирован глинистыми породами, перекрывающими VIII пласт нижнего мела.

Ограниченная гидродинамическая сообщаемость с вышележащими горизонтами нижнего мела возможна лишь по проводящим разрывным нарушениям и в нескольких «гидрогеологических окнах», связанных с локальным опесчаниванием разреза (субширотная узкая полоса, приуроченная к участку Приозерная — Колодезная, Черноземельское субмеридиональное поднятие, Олейниковский участок свода вала Карпинского и участок локального опесчанивания на Юбилейной площади) (рис. 3).

Надежная изоляция комплекса от вышележащих отложений и сообщаемость с салхинскими глинами обеспечили его богатую продуктивность и большое количество газоконденсатных и газонефтяных залежей на Сухокумском блоке и Южном склоне Промыслового блока вала Карпинского. Ранее уже упоминалось, что важное значение для аккумуляции газоконденсатных залежей на южном склоне вала Карпинского в аптских отложениях имеет гидродинамическая сообщаемость последних с четвертым НГВК и глинами салхинской свиты. Немаловажную роль, по-видимому, играют вертикальные перетоки из юрских отложений по разрывным нарушениям, сопровождающим Северо-Манычский разлом [5]. Подробнее вопрос о формировании залежей на валу Карпинского рассмотрен ранее (Ю. А. Спевак, 1969 г.; В. Б. Серебряков, Ю. А. Спевак, И. А. Тронько, 1970 г.). Зона гидродинамической сообщаемости с вышележащими отложениями в пределах Черноземельского меридионального поднятия имеет важное значение для нефтегазоносности альбских горизонтов сводовой части вала Карпинского.

Для Озек-Суатского блока Прикумско-Тюленевского вала характерно «продвижение» продуктивных площадей на северо-запад и север, вплоть до Колодезной, Закумской и даже Кеке-Усунской площадей. Это обстоятельство является несомненным следствием влияния переточных пьезоминимумов, отмеченных при рассмотрении четвертого НГВК.

Аккумуляции нефти на Владимирской и Зурумутинской площадях способствовало быстрое уменьшение фильтрующих мощностей комплекса.

Наиболее благоприятные условия образования литологических ловушек (главным образом для нефти) существуют в треугольнике, ограниченном с юга площадями Плавненской и Надеждинской, с северо-запада — субмеридиональной полосой уменьшения фильтрующих мощностей за счет выклинивания X пласта нижнего мела и с востока —

Сухокумским разломом. Определенный интерес представляет плохо изученная территория между Артезианской опорной скважиной на юге и широтной полосой глинизации разреза, протягивающейся от Ермолинской до Каспийской площади.

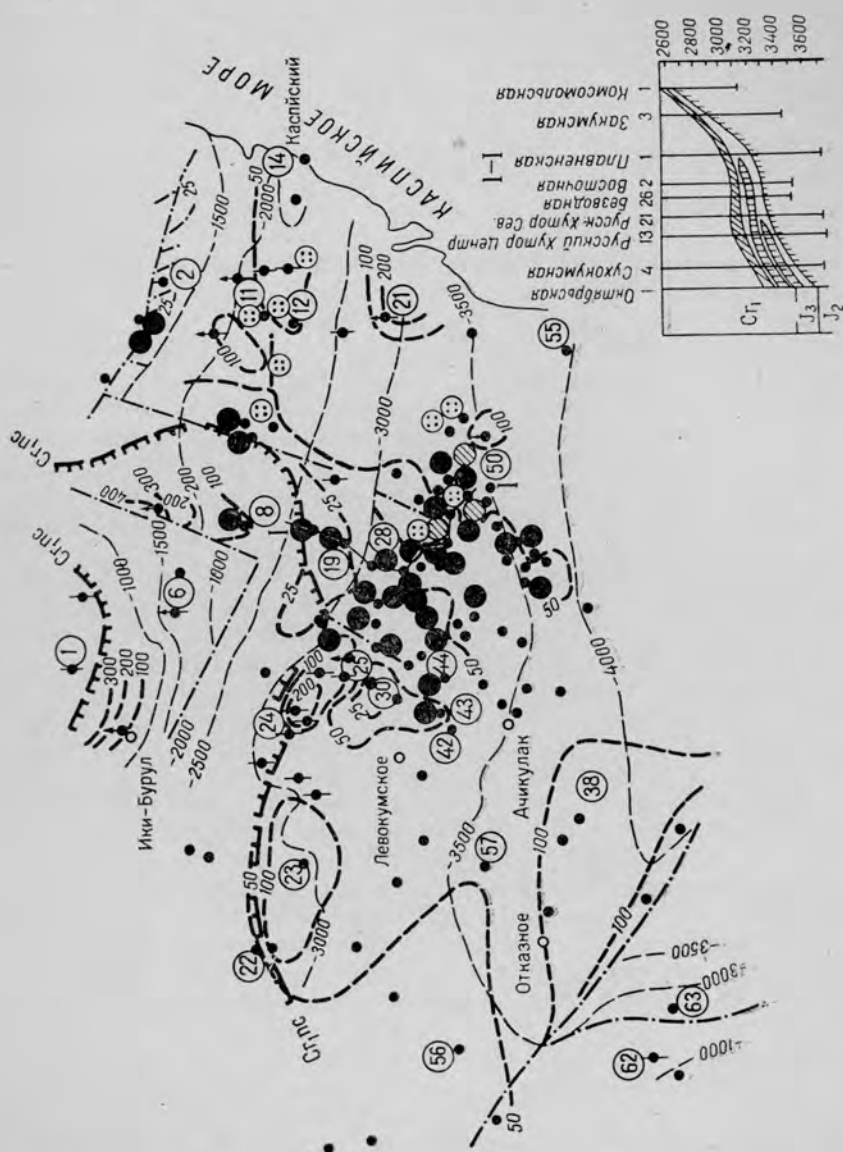


Рис. 3. Схематическая карта пластового резервуара пятого НГВК (СГне-ар) Восточного Предкавказья. Усл. обозн. см. рис. 1.

Характерно, что западные ловушки Прикумско-Тюленевского вала (к западу и юго-западу от Владимировской, Ачикулакской, Нефтекумской) оказались «пустыми». Малая продуктивность разреза пятого НГВК здесь может быть связана с удаленностью от области генерации и повышенной динамичностью пластовых вод горизонта апта (А. М. Никаноров, М. В. Мирошников, 1970 г.).

Шестой (верхнеаптский) и седьмой (нижнеальбский) терригенные нефтегазоводонаосные комплексы. Область распространения обоих комплексов ограничивается зонами нефтегазонакопления, связанными

с Промысловским блоком вала Карпинского и Сухокумским блоком Прикумско-Тюленевского вала (рис. 4). К западу от Плавненского разлома оба комплекса образуют единую гидродинамическую систему с вышележащим восьмым НГВК. К востоку от Сухокумского разлома происходит слияние шестого и седьмого НГВК за счет опесчанивания.



глин, подстилающих IV и V пласты нижнего мела. На остальной территории распространения обоих комплексов кровлей седьмого НГВК являются глины, перекрывающие IV нижнемеловой горизонт. На валу Карпинского этой кровлей служит мощная толща глин, залегающих выше нижеальбских песчаников.

Характерной особенностью распределения фильтрующих мощностей обоих комплексов является дальнейшее развитие зоны глинизации разреза, тяготеющей к Сухокумскому разлому, которая, как указывалось выше, наметилась уже в разрезе пятого НГВК.

Вторая отличительная особенность обоих комплексов — малая продуктивность разреза. Исключением служат газовые, газоконденсатные



Рис. 5. Схематическая карта пластового резервуара восьмого НГВК (C₁¹, C₂¹) Восточного Предкавказья. Усл. обозн. см. рис. 1.

и газонефтяные залежи на валу Карпинского, которые образовались в результате перетоков из отложений пятого НГВК, кратковременной латеральной миграции и аккумуляции в наиболее приподнятых структурах. Такое же происхождение имеют залежи Колодезного многопластового месторождения. В целом бедность разреза шестого и седьмого НГВК хорошо согласуется с их изолированностью от нижележащих отложений (глинами перекрыт VIII пласт нижнего мела) и отсутствием надежной выдержанной крыши. На Сухокумском блоке тектонически и литологически экранированные залежи можно ожидать в разрезе седьмого НГВК в районе, примыкающем с востока к меридиональной полосе глинизации.

Обособленное положение занимает Ики-Бурульское многопластовое газовое месторождение. Оно расположено к северу от Северо-Манычского разлома и очевидно сопутствующих ему разрывных нарушений, разделяющих вал Карпинского и Восточно-Манычский прогиб. Южнее отмечается переток из ниже-среднеюрских отложений в нижне-меловые, вплоть до горизонтов седьмого и восьмого НГВК. В результате таких перетоков (вследствие значительного уменьшения пластовых давлений) могли возникнуть условия дегазации пластовых вод, первоначально недонасыщенных растворенным газом. Концентрирование газа, выделившегося из воды, вероятно, обеспечило Ики-Бурульский пьезоминимум. Такой генезис Ики-Бурульского месторождения определил и специфику состава газа залежей, почти не содержавшего гомологов метана и обогащенного азотом.

Восьмой (верхне-среднеальбский) терригенный нефтегазоводоносный комплекс. К западу от Сухокумского разлома песчаные горизонты альбского и частично аптского ярусов сливаются в единый резервуар, ограниченный в кровле на востоке верхнемеловыми карбонатными отложениями, а западнее Плавлинского меридионального разлома — глинами, подстилающими породы верхнего мела. На отдельных участках к этому резервуару причисляются и среднеюрские отложения. В результате объем пластового резервуара резко возрастает, достигая иногда 400—450 м (рис. 5). На востоке и северо-востоке глинизация разреза среднего и верхнего альба приводит к резкому уменьшению фильтрующих мощностей рассматриваемого НГВК.

Гидродинамическая сообщаемость с вышележащими известняками верхнего мела возможна на площадях, расположенных восточнее Плавлинского разлома до меридиана Северный Кочубей — Тарумовская; на Бузгинском блоке вала Карпинского и его южном склоне, в зоне, соответствующей южному продолжению древнего меридионального поднятия. Однако для осуществления этой возможности необходимо, чтобы верхнемеловые карбонатные отложения обладали удовлетворительными коллекторскими свойствами. Такие условия могли возникнуть в мобильных районах, примыкающих к древним возрожденным разломам: Северо-Манычскому и Сухокумскому, а также на южном склоне Каясулинского вала.

Продуктивность резервуара восьмого комплекса невысока, причем преобладают нефтяные залежи. Газ обнаружен лишь на крайнем западе и северо-западе региона (Мирненское и Ики-Бурульское месторождения).

Подавляющее большинство нефтяных месторождений окаймляет с востока зону увеличения фильтрующих мощностей восьмого НГВК, соответствующую восточному ограничению области гидродинамической связи с нижележащими отложениями. Возможно, их происхождение связано с «подтягиванием» остаточной нефти огромным по площади пьезоминимумом, связанным с седьмым нефтегазоводоносным комплек-

сом. Это не исключает поступления некоторого, по-видимому, небольшого количества подвижных углеводородов, генерируемых нижнемеловыми глинами. Вполне вероятно, что Курская и Советская нефтяные залежи обязаны своим происхождением углеводородам, генерируемым нижнемеловыми отложениями.

Перспективы газоносности территории, расположенной к западу от Сухокумского разлома, следует признать невысокими. В резервуаре огромной емкости трудно рассчитывать на концентрирование легко растворимых и весьма подвижных газообразных углеводородов. Напротив, к востоку от Сухокумского разлома перспективы обнаружения газовых и газоконденсатных залежей возрастают. Ранее к подобным выводам пришли М. С. Бурштар и А. Д. Бизнигаев [2].

Следует обратить внимание на разведку Зурмутинской площади, где происходит заметная глинизация разреза, тем более что большинство залежей этого комплекса связано с зонами резкого изменения фильтрующих мощностей. Объектами для поисков литологических залежей могут быть зоны глинизации западнее меридиана Северный Кочубей — Тарумовская и южнее широты Каспийская — Улан-Хольская.

Заслуживает специального рассмотрения, с точки зрения формирования, Мирненское газоконденсатное месторождение. К востоку от него расположена обширная область гидродинамической сообщаемости с глубокими горизонтами нижнемелового разреза, вплоть до VII—VIII пластов, а иногда и до отложений ниже-среднеюрского возраста. Вместе с пластовыми водами здесь могли происходить перетоки и некоторого количества жидких и газообразных углеводородов, о чем свидетельствуют нефтяные залежи и нефте-газопроявления в апт-альбских отложениях на Ново-Колодезной, Колодезной и Величаевской площадях. Какая-то часть этих подвижных углеводородов, по-видимому, мигрировала на запад, по восстанию пластов, и скопилась в зоне, к западу от которой происходит заметное уменьшение мощности нижнемеловых отложений. Сочетание таких благоприятных факторов происходит довольно редко.

В целом Арзгиро-Мирненская структурная перемика характеризуется недостаточно высокими перспективами. В зоне выклинивания нижнемеловых горизонтов на восточном склоне Ставропольского свода есть некоторая надежда на обнаружение газовых залежей.

Анализ восьмого НГВК позволяет высказать предварительные соображения о перспективности верхнего мела. Карбонатные коллектора этого комплекса наилучшие там, где существует возможность гидродинамической сообщаемости с нижнемеловыми и палеогеновыми отложениями, особенно в мобильных зонах, тяготеющих к южному склону Каясулинского вала, Сухокумскому разлому и разрывным нарушениям южного борта вала Карпинского.

Проведенный анализ нижнемелового разреза не дает оснований отрицать существование прямой гидродинамической связи этих отложений с Кавказской областью питания инфильтрационных вод. Движение инфильтрационных вод вполне вероятно в северо-восточном направлении, в частности от Минераловодского выступа. Поступлению инфильтрационных вод из области питания, связанной с Черногорской моноклиной, препятствует обширная зона аномально высоких пластовых давлений на Терском и Сунженском антиклинариях. Основная зона дренирования может совпадать с широкой полосой развития больших фильтрующих мощностей, протягивающихся от Минераловодского выступа к Бузгинскому блоку вала Карпинского. Этот вывод, сделанный ранее М. В. Мирошниковым, подтверждается и прямыми гидрогеологическими исследованиями. К востоку от этой зоны дренирования про-

никновение инфильтрационных вод затруднено. Здесь господствуют элизионный и термоупругий режимы движения.

Основная особенность нижнемелового разреза заключается в субмеридиональной ориентации зон повышенной фильтрующей мощности, в отличие от ниже-среднеюрских разрезов, где эти зоны ориентированы в субширотном направлении. Данное различие предопределяет неодинаковую гидродинамическую обстановку как в прошлом, так и на современной стадии геологического развития. В тесной связи с этим находятся и условия миграции нефти и газа. Для флюидов ниже-среднеюрских отложений преобладающим должно быть субширотное направление движения и затрудненная гидродинамическая связь северных и южных районов. Противоположными закономерностями характеризуется нижнемеловой разрез. Эти особенности находят подтверждение как в газовой зональности пластовых вод [3 и др.], так и в закономерностях изменения их солевого состава (В. Н. Корценштейн, В. М. Кирьяшкин и др. 1970 г.; А. М. Никаноров, М. В. Мирошников и др., 1970 г.).

Палеогидродинамические реконструкции по территории Восточного Предкавказья выполнены М. С. Бурштаром и И. В. Машковым, А. А. Карцевым и С. Б. Багиным, М. С. Бурштаром и А. Д. Бизнегаевым, Д. А. Назаровым. Проведенный нами анализ позволяет несколько детализировать эти представления.

На протяжении всего ниже-среднеюрского этапа развития основными областями создания напоров могли быть Промысловско-Цубукский и Восточно-Манычский прогибы. В нижнемеловую эпоху максимальный отток элизионных вод из глин ниже-среднеюрского возраста происходил вероятно в течение аптского и второй половины барремского веков из погружающейся юго-восточной области современного Прикумско-Тюленевского вала. Здесь же могла размещаться и основная область создания напоров для нижнемеловых отложений. Существенная разница заключается в том, что юрские воды поступали в коллекторы, а нижнемеловые — в основном, в седиментационный бассейн.

В целом нижнемеловая эпоха, вероятно, характеризовалась сравнительно небольшими масштабами движений элизионных вод, поскольку погружения Восточного Предкавказья на этом отрезке геологической истории имеют региональный и малодифференцированный характер. Такая же обстановка сохраняется в верхнемеловую эпоху, после кратковременной интенсификации оттока, связанного с ускорением погружения вала Карпинского в конце альбского — начале сеноманского веков.

Направление движения элизионных вод определялось вышерассмотренным строением нефтегазоносных комплексов. Для резервуаров ниже-среднеюрских НГВК преобладало движение с восток-юго-востока на запад-северо-запад, а в неокомских и аптских горизонтах — с юга на север.

Коренные изменения в гидродинамической обстановке произошли после отложения майкопской серни и становления Кавказа как горной системы. Резкое погружение Терско-Кумской впадины, особенно интенсивное в ее юго-восточной части, привело к скачкообразному увеличению пластовых давлений и температур. В значительной степени консолидированные глины мезозоя (особенно юрские) были не в состоянии обеспечить большого количества отжимаемых вод. Однако приращение объемов последних должно было произойти вследствие неравномерности теплового расширения скелета коллекторов и заключенной в них воды (Б. И. Жигалин, 1968 г.). Весьма существенной причиной возникновения избыточных давлений в коллекторах должно было стать внедрение в поровое пространство газов, генерация которых в глинистых

породах происходила в больших масштабах, особенно если учесть, что масштабы генерации газа после 120—130° возрастают в 10—15 раз [3]. Учитывая роль газа в создании избыточных давлений, целесообразно было бы именовать режим движения пластовых вод под воздействием рассмотренных фактов термо-газоупругим.

Избыточные объемы высоко (предельно ?) газонасыщенных пластовых вод устремлялись по юрским отложениям, в основном на запад — северо-запад от наиболее погруженного Сухокумского блока, а по нижне-меловым — на север.

В областях сообщаемости нижних НГВК с верхними в периоды интенсификации оттока формировались переточные пьезоминимумы, развитие которых ограничивалось верхним, регионально выдержанным нефтегазоупором. В зонах пьезоминимумов создавались благоприятные гидродинамические условия концентрирования подвижных углеводородов, как в пластах-донорах (преимущественно нефти по периферии пьезоминимума), так и особенно в вышележащих пластах-реципиентах. Сегрегации и аккумуляции нефти и газа при прочих равных условиях способствует изменение скоростей движения флюидов, что находит отражение в приуроченности многих залежей к зонам резкого изменения фильтрующих мощностей комплексов. Проведенный анализ пластовых резервуаров позволяет объяснить: размещение залежей нефти и газа, высокую продуктивность всей области, расположенной в зоне транзита юрских вод, то-есть к западу — северо-западу от Сухокумского блока, снижение нефтегазонасыщенности разреза к северу от последнего и выделить наиболее перспективные направления поисков, особенно литологически экранированных залежей нефти и газа.

Основные результаты проведенных исследований следующие.

1. Установление участков межпластовой разгрузки флюидов, наиболее перспективных для поисков залежей нефти и газа.
2. Дифференциация территории на зоны преимущественно латеральной и преимущественно вертикальной миграции нефти, газа и воды.
3. Выявление приуроченности залежей нефти и газа к районам резкого изменения фильтрующих мощностей рассмотренных комплексов.
4. Уточнение характера распространения коллекторских толщ юрских и нижнемеловых отложений, а также распространение региональных покровов, контролирующих размещение месторождений нефти и газа.

Предлагаемые карты могут служить «макетом» пластовой системы, на основе которого следует рассматривать многие вопросы гидрогеологии и формирования залежей нефти и газа. Они позволяют более обоснованно осуществить анализ условий миграции и аккумуляции. В последующем эти карты могут оказаться полезными при выявлении зон, перспективных для поисков гидродинамических ловушек, поскольку резкое уменьшение фильтрующих мощностей НГВК может определить и резкое изменение напоров пластовых вод.

Список литературы

1. Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Срединно-Предкавказский тафроген и его роль в формировании эпигерцинской платформы Предкавказья. — «Советская геология», 1969, № 4, с. 153—158 с ил.
2. Бурштар М. С., Бизнигаев А. Д. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях. М., «Недра», 1969. 344 с. с ил.
3. Зональность химического состава растворенных газов мезозойских отложений Средне-Каспийского нефтегазоносного бассейна. — «Советская геология», 1969, № 7, с. 133—137 с ил. Авт.: В. Н. Корценштейн, Ю. А. Спевак, А. Ф. Силин и др.

4. Корреляция, номенклатура и нефтегазоносность пластов-коллекторов юрских и нижнемеловых отложений Восточного Предкавказья. — Махачкала, Дагестанское кн. изд-во, 1968. 42 с. с ил. Авт.: Н. С. Плотников, Д. А. Мирзоев, И. Б. Беньяминов и др.

5. Спевак Ю. А., Федоров Д. Л. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа Северо-Восточного Предкавказья. М., «Недра», 1972. 159 с. с ил.

6. Справочник по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. (Под ред. А. М. Никанорова, М. В. Мирошникова). Орджоникидзе, изд-во «ИР», 1970. 257 с. с ил.

Геохимические исследования при геологической съемке в Центральном Казахстане

В. Н. КАЗМИН, И. В. ОРЛОВ, В. И. СЕРЫХ,
Г. Т. СКУБЛОВ, Ю. А. ЧЕРНОПОЛЬСКИЙ, Ф. Ф. ТАРАНУШИЧ,
В. М. ШУЛЬГА, М. П. ЩЕБУНЯЕВ, В. И. ШИБРИК,
Х. А. ЯКОВЛЕВ, Н. Я. ЯЩЕНКО
(Центрально-Казахстанское ГУ)

В Центральном Казахстане широко используются различные методы геохимического изучения, причем наибольший объем этих исследований выполняется на стадии поисково-съёмочных работ.

Целью данной статьи является изложение опыта, накопленного геологами Центрального Казахстана при проведении всего комплекса геохимических исследований (в значительной мере экспериментальных), применительно к разным масштабам геологической съёмки, а также обсуждение методики и результатов этих работ. В статье использованы материалы, полученные авторами, а также геологами А. В. Авдеевым, Г. Н. Байдошвили, В. Н. Завражным, О. В. Ивановым, В. П. Иванчиковым, И. И. Кондрашенковым, Я. П. Неб, А. М. Подольским, Д. А. Родионовым, Е. В. Рыбалтовским, В. А. Сафоновым, Г. Б. Свешниковым, В. М. Серегиним, В. А. Сушковым, Л. Я. Тененбаумом, О. М. Тюгаем, Э. С. Файзуллиним.

Геохимические исследования при геологических съёмках масштаба 1 : 50 000

Геологические съёмки этого масштаба обычно проводятся в два этапа: первый — предварительная геофизическая съёмка, второй — основные поисково-съёмочные работы.

На первом этапе в зависимости от мощности рыхлых образований съёмка сопровождается наземной или глубинной литогеохимической съёмкой (последняя с использованием буровых агрегатов СВА-2, СУГП-10, УГБ-50). Наземная литогеохимия применяется в Центральном Казахстане чрезвычайно широко около 20 лет, поэтому методика ее общеизвестна и весьма детально разработана, причем за последние годы значительно усовершенствована. Об эффективности этого метода свидетельствует выявление с его помощью полиметаллических (Узынжал, Алайгыр, Кужал и Кокзабой), редкометалльных и золоторудных месторождений. Глубинные литогеохимические поиски применяются пока только в Северном Казахстане, где этим методом обнаружено несколько золоторудных проявлений.

На втором этапе геологического картирования геохимические исследования включают довольно широкий комплекс работ, среди которых наиболее эффективной является геохимическая съёмка.

Под геохимической съемкой (или геохимическим картированием) мы понимаем всю сумму площадных геохимических исследований, проводимых в определенном масштабе чаще всего одновременно и в одном масштабе с геологосъемочными работами. Эти исследования в первую очередь включают геохимическое опробование коренных пород, геохимические поиски разными методами, а также специальные геохимические работы.

Основные задачи геохимической съемки масштаба 1:50 000 сводятся к следующему.

1. Выявление закономерностей распространения, миграции и концентрации химических элементов в процессе геологического развития района с учетом ландшафтно-геохимической обстановки. Это позволяет выделить основные геохимические эпохи, вычислить региональные кларки изучаемых элементов для пород различного состава и возраста, выявить геохимическую специализацию района в целом и отдельных его частей.

2. Проведение комплексных геохимических поисков месторождений полезных ископаемых путем выявления первичных ореолов рассеяния.

3. Оценка рудоносности района в целом, выделение перспективных площадей для постановки поисков, прогноз оруденения на глубину.

4. Повышение качества и результативности геологической съемки. Таким образом, геохимическое картирование не противопоставляется металлометрической съемке по рыхлым образованиям и не заменяет ее, поскольку каждый из методов решает свои задачи на разных этапах геологического исследования района.

Ранее нами излагались методика полевых работ при геохимической съемке, лабораторных исследований, система статистической обработки результатов опробования и принципы построения геохимических карт [2,7]. В настоящей статье эти методические вопросы дополнены с учетом накопленного опыта.

Методика полевых работ. Основой геохимического картирования является опробование коренных пород.

Число эталонных проб, отбираемых на количественные аналитические исследования, определяется необходимостью охарактеризовать породы каждой свиты или комплекса не менее чем 20 анализами на изучаемые химические элементы.

Отбор большей части рядовых проб на спектральный полуколичественный анализ производится в процессе ведения геологических маршрутов, что соответствует примерно квадратной сети с расстоянием между точками отбора проб от 250 до 500 м. Кроме того, проводятся и специальные маршруты, как правило, с некоторым отставанием от геологической съемки. В последнем случае профильное опробование производится по густой сети, выбор которой зависит от характера изучаемых геологических объектов — зоны гидротермального изменения и дробления, экзо- и эндоконтакты интрузивных тел, стратиграфические разрезы. Для характеристики перемежающихся эффузивно-осадочных пород и толщ, отличающихся сложным изменчивым строением, проходятся опорные геохимические разрезы вкрест простирания структур. Интервал опробования по таким профилям колеблется от 5 до 50 м.

Количество рядовых проб на единицу картируемой площади зависит от сложности геологического строения района, его рудоносности и степени обнаженности. В условиях Центрального Казахстана на площади 320—370 км² отбирается 3000—6000 проб. На участках широкого развития однотипных неизменных пород отбор рядовых проб резко сокращается или даже совсем не производится, а отбираются только

эталонные пробы. Это значительно сокращает объем опробования, хотя и приводит к потере части геохимической информации.

Статистическая обработка результатов анализов. На основании результатов анализов породы группируются по петрографическим типам и по возрасту, причем отдельно по данным количественных и полуколичественных определений. Для пород каждой группы, выделенной этими анализами, рассчитываются параметры распределения изучаемых элементов: их средние и стандартные множители, нижние аномальные содержания. Если количество «пустых» проб (в которых содержание элементов ниже предела чувствительности метода их определения) составляет 20—50%, то фоновые и нижние аномальные содержания определяются с помощью вероятностного В-трафарета. Если же количество «пустых» проб составляет более 50%, то при построении графика на В-трафарете используется фиксированное значение стандартного множителя, равное 1,78, которое является средним для большинства рудных элементов.

Расчет нижнего предела «геохимической ступени» для построения карты (она строится с использованием только полуколичественных данных) в случае логнормального распределения элементов ведется по формуле

$$C_{Aq} = C_{\phi} \cdot \varepsilon^{2q+1},$$

где q — порядок ступени;

C_{ϕ} — среднее содержание элемента;

ε — стандартный множитель;

C_{Aq} — нижний предел «геохимической ступени» соответствующего порядка.

Для нормально распределенных элементов нижний предел «геохимической ступени» рассчитывается по формуле

$$C_{Aq} = C_{\phi} \cdot q2S,$$

где S — стандартное отклонение.

Возможны варианты применения ступени ε^3 вместо ε^2 и $3S$ вместо $2S$, что зависит от степени неравномерности распределения элементов в изучаемом районе. В каждом конкретном районе необходимо выбрать такую «ступень», которая, с одной стороны, не привела бы к появлению большого количества ложных аномалий, а, с другой — к потере геохимической информации. Очевидно, чем неравномернее распределение большинства элементов, тем большую ступень следует выбирать для района. При необходимости выделения на карте участков с пониженными содержаниями элементов (отрицательные аномалии) используется наименьшая ступень.

Составление геохимических карт. При построении карт используются данные определения элементов только полуколичественным спектральным методом (т. е. результаты анализа рядовых проб). Составляются карты двух видов: полиэлементные и моноэлементные. Первые — для всех изучавшихся элементов, а вторые — лишь для отдельных, определяющих геохимическую и промышленную специализацию района или являющихся главными индикаторами оруденения. При съемке масштаба 1 : 50 000, имеющей своей задачей комплексные поиски, основной служит полиэлементная геохимическая карта. Принципы построения такой карты детально описаны нами в одной из работ [2].

Вместо стратиграфической колонки к карте прилагается геохимическая колонка — гистограмма местных фоновых содержаний элементов для всех основных геологических подразделений (по возрасту и

составу), выделенных на карте, для построения которой используются только данные количественных определений элементов; последние сравниваются с мировыми кларками соответствующих типов пород. Геохимическая колонка дает представление о геохимической специализации геологических образований района в целом, о поведении элементов во времени и позволяет проводить сопоставления с соседними районами. Иногда геохимическая колонка составляется по данным полуколичественного анализа, но в этих случаях ее информация используется только для составления геохимических карт и сопоставления концентраций элементов в картируемом районе.

Моноэлементные карты составляются с целью получения картины поведения элементов в процессе геологической истории развития района, выявления закономерностей их распределения и концентрации, форм нахождения при различной степени концентрации, оценки перспектив района на соответствующие полезные ископаемые, а также с целью выделения перспективных площадей для постановки поисков. Карты изготавливаются на прозрачном материале в виде накладок; на них распределение концентраций какого-либо элемента выражается площадной цветовой закраской [2]. Нижний предел «геохимической ступени» для этих карт иногда берется меньший, чем для полиэлементных.

Опыт проведения геохимического картирования показал, что составление полиэлементных карт по описанной методике на все изученные элементы не всегда возможно, и тогда составляются две или три карты, на каждой из которых обобщается информация для группы родственных элементов. Кроме того, в ряде случаев необходимо одновременно строить карту (или схему) геохимической зональности. Основой для нее служит тектоническая карта района, на которой выделены ореолы и ореольные зоны химических элементов, крупные геофизические аномалии, детали глубинного геологического строения и элементы металлогенической нагрузки. Некоторые карты геохимической зональности строятся с помощью метода «скользящего окна», размеры которого для масштаба 1 : 50 000 предлагаются равными 1×1 км с шагом в 0,5 км.

Результаты геохимической съемки. Геохимическая съемка масштаба 1 : 50 000 была проведена совместно с геологической в нескольких районах Центрального Казахстана. Первые практические результаты были получены уже при проведении опытно-методических работ в Северо-Восточном Прибалхашье, но наиболее значительные — в Агадырском рудном районе и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Площади съемок в разных районах составляли от 350 до 1400 км².

В Северо-Восточном Прибалхашье было выделено более 100 участков с повышенными концентрациями Pb, Zn и Cu в коренных породах, в том числе несколько десятков участков, не отмеченных ранее при металлометрической съемке. Работами установлено, что повышенные концентрации Pb и Zn приурочены исключительно к зонам дробления, а также к разломам и практически не зависят от состава и возраста вмещающих пород; выявлена связь обнаруженных ранее при металлометрической съемке вторичных ореолов рассеяния с теми или иными образованиями и определена степень смещения этих ореолов, установлена геохимическая специализация ряда магматических комплексов на отдельные элементы, в частности фаменского эффузивного — на цинк, а среднекаменноугольного интрузивного — на медь. В результате исследований были выделены геохимические аномалии, обусловленные повышенным содержанием элементов во вмещающих породах и связанные с рудной минерализацией.

В северной части Сарысу-Тенизского водораздела получены данные о геохимической специализации различных геологических объектов, что имеет большое значение для прогнозной характеристики района. Фаменские и турнейские карбонатные толщи обнаружили специализацию на свинец и цинк, верхи франской дайринской толщи — на полиметаллы и марганец, девонский интрузивный комплекс — на редкие элементы. Здесь выявлено более 200 точечных и площадных аномалий полиметаллов и редких металлов (причем многие из них не были отмечены проведенной ранее металлометрической съемкой), а также ряд зон вторично измененных пород, для которых характерно сопряженное расположение участков привноса и выноса Mo, Pb, Zn, Cu.

Распределение геохимических аномалий носит закономерный характер. Установлено, что аномалии редких элементов и проявления Mo, Sn, W, Bi и др. пространственно сопряжены с апикальными частями гранитного массива силурийского возраста, приурочены к мощным разломам, секущим гранитные интрузии, и тяготеют к гидротермально измененным образованиям жерловых фаций среднедевонских вулканитов. Зоны аномалий Pb, Zn и Cu обнаружили четкую приуроченность к скарнированным и ороговикованным породам среднего протерозоя, развитым в экзоконтактах некоторых гранитондных массивов.

Таким образом, в северной части Сарысу-Тенизского водораздела геохимическая съемка позволила выявить ряд участков и проявлений, перспективных в поисковом отношении, а данные о геохимической зональности сыграли важную роль при выделении прогнозных площадей и выработке поисковых критериев на различные металлы.

В южной части Сарысу-Тенизского водораздела материалы геохимической съемки помогли решить геологические задачи по корреляции палеозойских осадочных и эффузивных образований. Была обоснована геохимическая специализация гранитов теректинского интрузивного комплекса на ряд редких элементов. Геохимическая карта здесь, как и в других районах, послужила основой для составления металлогенической и прогнозной карт. Непосредственным поисковым результатом явилось выявление 66 первичных ореолов различных рудных элементов (в основном Cu, Pb, Zn и Mo), из которых только половина была зафиксирована ранее проведенной металлометрической съемкой по рыхлым образованиям. Наиболее интересным представляется участок, приуроченный к небольшому штоку гранодиоритов, где обнаружились повышенные содержания элементов-спутников золота.

В Агадырском рудном районе геохимическое картирование проведено в пределах Каргалинской кольцевой структуры нижнепермского возраста (рис. 1), расположенной в зоне сочленения Жаман-Сарысу-ского антиклинория с Токрауским синклиниорием [7]. Здесь отобрано более 30 000 рядовых проб, по результатам анализа которых выделено большое количество первичных ореолов*. Удалось установить геохимическую специализацию для многих геологических подразделений. Например, нижнекаменноугольные кислые эффузивы характеризуются повышенными содержаниями Y, Yb, Nb; нижне-среднекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация — элементами основных магм; верхнекаменноугольная — повышенными содержаниями Ca, Mo, Sn, Nb, а пермская — Y, Yb. Выявлена зональность в распределении первичных ореолов, выделено девять рудных узлов и зон, дана их детальная характеристика и намечены перспективные площади для постановки поисковых работ на Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Au и редкие металлы. Ряд рудных зон

* Ранее проводившимися литогеохимическими съемками по вторичным ореолам рассеяния большинство из них обнаружено не было.

и узлов, по геохимическим данным, имеют четкую концентрическую зональность. В общем виде внешняя зона отличается наибольшим развитием ореолов и проявлений Au и Ag, средняя — Pb, Zn, Cu, следующая — Mo и W, а внутренняя — Bi, As, Sb и Hg. В то же время каждая рудная зона в зависимости от слагающих пород, их структуры



Рис. 1. Схема геохимической зональности Каргалинской кольцевой структуры (составил Г. Т. Скублов, 1968 г.)

1 — аляскиты пермского возраста; 2 — граниты верхнекаменноугольного возраста; 3 — жерловины; 4—7 — кольцевые разломы среднекаменноугольного (4), средне-верхнекаменноугольного (5), верхнекаменноугольного (6) и пермского (7) возраста; 8 — постпермские сбросо-сдвиги; 9 — слабо дифференцированные геохимические зоны; 10—11 — сильно дифференцированные геохимические зоны с преимущественным развитием полиметаллических (10) и редкометалльных (11) геохимических аномалий. I—IX — рудные узлы (IV — Верхнемукурский, V — Карасайский, VI — Акчатауский) и зоны кольцевой (I — Слушюкская, II — Джусабайская, III — Карашиная) и неправильной (VII — Кызыльская, VIII — Караобинская, IX — Алтынсандыкская) формы.

и специфики геологического и металлогенического развития имеет свои особенности.

Непосредственным практическим результатом геолого-геохимической съемки было выделение ряда площадей для детальных поисков на W, Mo, Sb, Hg и Au. Начавшееся проведение этих работ уже привело к открытию нескольких месторождений.

Результаты геохимических съемок масштаба 1 : 50 000 показывают, что их следует рассматривать как логическое завершение комплекса металлотетрических, геофизических и геологосъемочных исследований. Все составленные геохимические карты могут послужить основой для построения прогнозно-металлогенических карт исследованных районов и могут быть использованы, например, для расчета региональных кларков.

и узлов, по геохимическим данным, имеют четкую концентрическую зональность. В общем виде внешняя зона отличается наибольшим развитием ореолов и проявлений Au и Ag, средняя — Pb, Zn, Cu, следующая — Mo и W, а внутренняя — Bi, As, Sb и Hg. В то же время каждая рудная зона в зависимости от слагающих пород, их структуры



Рис. 1. Схема геохимической зональности Каргалинской кольцевой структуры (составил Г. Т. Скублов, 1968 г.)

1 — аляскиты пермского возраста; 2 — граниты верхнекаменноугольного возраста; 3 — жерельники; 4—7 — кольцевые разломы среднекаменноугольного (4), средне-верхнекаменноугольного (5), верхнекаменноугольного (6) и пермского (7) возраста; 8 — постпермские сбросо-сдвиги; 9 — слабо дифференцированные геохимические зоны; 10—11 — сильно дифференцированные геохимические зоны с преимущественным развитием подметаллических (10) и редкометаллических (11) геохимических аномалий. I—IX — рудные узлы (IV — Верхнемукурский, V — Караский, VI — Акчатауский) и зоны кольцевой (I — Слушюкская, II — Джусайская, III — Карагинская) и неправильной (VII — Кызыльская, VIII — Караобинская, IX — Алтынсандыкская) формы.

и специфики геологического и металлогенического развития имеет свои особенности.

Непосредственным практическим результатом геолого-геохимической съемки было выделение ряда площадей для детальных поисков на W, Mo, Sb, Hg и Au. Начавшееся проведение этих работ уже привело к открытию нескольких месторождений.

Результаты геохимических съемок масштаба 1 : 50 000 показывают, что их следует рассматривать как логическое завершение комплекса металлотрических, геофизических и геологосъемочных исследований. Все составленные геохимические карты могут послужить основой для построения прогнозно-металлогенических карт исследованных районов и могут быть использованы, например, для расчета региональных кларков.

Геохимическое картирование целесообразно осуществлять одновременно и в одном масштабе с поисково-съёмочными работами в наиболее перспективных рудных районах. Анализ экономических показателей свидетельствует о том, что проведение геохимической съёмки одновременно с геологической увеличивает стоимость геологосъёмочных работ в среднем на 20—30%. Однако эти дополнительные затраты в большинстве случаев окупаются полученными геологическими результатами — возрастает целенаправленность поисков и достоверность прогнозирования.

В тех районах, где не проводится попланшетной геохимической съёмки масштаба 1 : 50 000, осуществляются другие виды геохимических исследований, среди которых наибольшее развитие получили геохимическое опробование коренных пород, гидрогеохимические и биогеохимические поиски. Результатом массового геохимического опробования коренных пород явилось открытие нескольких промышленных месторождений, сопоставление угленосного разреза каменноугольного возраста Карагандинского бассейна и красноцветных пород Тенизской впадины. С помощью гидрогеохимического опробования выявлено большое количество полиметаллических и редкометалльных аномалий. Проверкой одной из таких аномалий открыто полиметаллическое месторождение Жаманбулак, несмотря на то что этот район перекрыт рыхлыми отложениями мощностью 25—30 м.

Биогеохимическое опробование при проведении геологосъёмочных работ масштаба 1 : 50 000 используется не очень широко, хотя специфические природные условия Центрального Казахстана способствуют испарительной аккумуляции элементов в рыхлых образованиях, что является благоприятным фактором для накопления этих элементов в растениях. Биогеохимическое опробование дало наибольший поисковый эффект в районах с непостоянной мощностью рыхлых образований (от 2—3 до 30 м и более), где применение металлометрических методов практически бесполезно. С помощью этого метода выявлены баритомедные руды в районе месторождения Ушкатын и ряд перспективных на свинцово-цинковые руды аномалий в пределах Жайремского рудного поля.

Геохимические исследования при геологических съёмках масштаба 1 : 10 000

Съёмки этого масштаба проводятся в пределах рудных полей и зон. Основными их задачами являются, с одной стороны, детальное изучение структур, литологии и петрологии картируемых участков, а с другой — исследование вещественного состава руд и рудных полей с целью выявления закономерностей распределения и концентрации полезных компонентов. Кроме того, геохимическая съёмка позволяет непосредственно выявлять новые участки и зоны, перспективные для поисков.

Как правило, даже комплекс геологосъёмочных, геофизических и горно-буровых работ не позволяет до конца решить поставленные задачи без применения геохимических методов исследования рудных полей. Поэтому в Центральном Казахстане в зависимости от характера рудного процесса, состава вмещающих пород и конкретных геологических условий, проводятся структурно-геохимическая, литолого-геохимическая или петролого-геохимическая съёмки.

Задачи крупномасштабной геохимической съёмки в общем виде сводятся к следующему:

1) изучение геохимии рудных полей, их геохимической зональности, поиски на основе полученных данных рудных участков и слепых рудных тел;

2) выяснение роли структурно-тектонического фактора в миграции и распределении элементов и концентрации руд. Эта задача наиболее важна при изучении оруденения, локализующегося в вулканогенно-осадочных толщах;

3) исследование распределения элементов и руд по разрезу, восстановление фациально-геохимической обстановки их накопления, выделения горизонтов и литологических разностей пород, наиболее благоприятных для рудоотложения;

4) изучение миграции элементов и выяснение места оруденения в общем комплексе магматических процессов;

5) определение форм нахождения элементов в породах и минералах, изучение процессов перераспределения и мобилизации рудного вещества и установление его источников;

6) разработка геохимических поисковых критериев для конкретных типов месторождений и районов.

Методика работ. Методика проведения полевых работ при геохимическом картировании масштаба 1 : 10 000, в частности методика опробования, не имеет принципиальных отличий от изложенной выше методики проведения аналогичных работ в комплексе с геологической съемкой масштаба 1 : 50 000. Рядовые пробы для полуколичественного спектрального анализа отбираются по сети 100×100 и 100×50 м, соответственно количество на 1 км² — 100 и 200. Анализ проб, сопоставление результатов с данными металлотрического опробования рыхлых образований и статистическая обработка для определенных фоновых и аномальных содержаний также в принципе аналогичны работам при съемке масштаба 1 : 50 000.

Специфика задач и большая детальность работ определяют первостепенную роль моноэлементных карт, на которых отражаются первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов, их генезис, интенсивность аномалий и др. Карты сопровождаются таблицами, которые содержат основные параметры распределения соответствующего элемента в главных типах пород рудного поля. При выделении аномальных участков на картах учитываются фон, нижнее аномальное значение и стандартное отклонение от фона.

В одном из районов Северного Казахстана (месторождение Ичкеульмес) на моноэлементных картах выделялись следующие типы аномальных площадей: «минимально аномальные», «аномальные», «заведомо аномальные» [15]. Кроме того, на карту наносились участки «минимальных содержаний». По аналогичной схеме обрабатывались и анализы металлотрической съемки. Специальными условными знаками выделенные аномалии разделялись на сингенетические и эпигенетические.

Полиэлементные карты строятся на генерализованной геологической основе, при этом выделяются аномальные участки, связанные с эпигенетическим перераспределением элементов, сингенетическим рассеянием и др. В свою очередь, эти участки подразделяются по контрастности и связи с различными геологическими образованиями. Аномалии дополнительно характеризуются различными коэффициентами: аномальности, выноса и привноса.

Практические результаты геохимической съемки. Как уже говорилось, по описанной методике было проведено геохимическое картирование района контактово-метасоматического месторождения Ичкеульмес (рис. 2). На геолого-геохимической карте совершенно отчетливо выде-

ляются положительные первичные аномалии меди, бария и сопряженные с ними отрицательные аномалии этих же элементов, расположенные по периферии положительных. Те и другие аномалии охватывают различные по составу и возрасту породы, фиксируя зоны скарнирова-

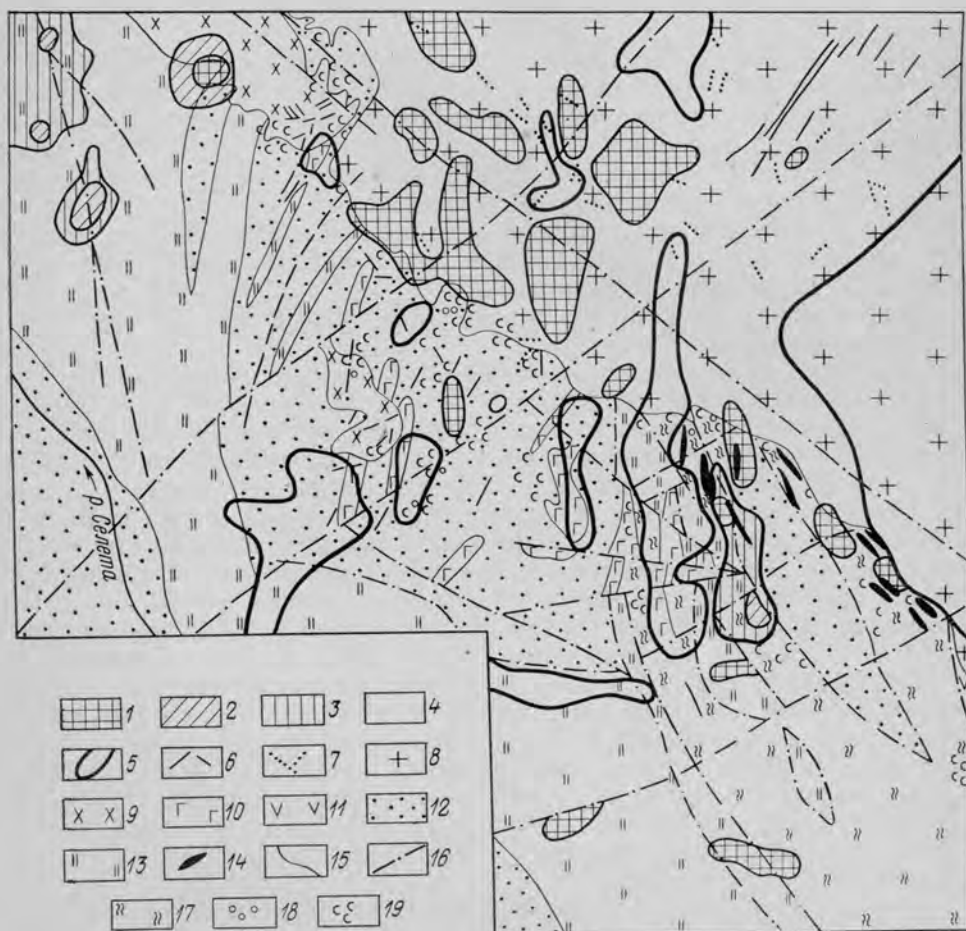


Рис. 2. Геохимическая карта района медного месторождения Ичеулмес (составили Н. Я. Яценко, Э. С. Файзуллин, 1967 г.)

1 — участки с заведомо аномальными содержаниями Си; 2 — участки с аномальными содержаниями Си; 3 — участки с минимально-аномальными содержаниями Си; 4 — участки фоновых содержания Си; 5 — участки минимальных содержания Си; 6 — разновозрастные дайки основного, среднего и кислого состава; 7—13 — верхнеордовикский интрузивный комплекс: 7 — жильные граниты и кварцевые жилы; 8 — адаметлиты III фазы; 9 — диориты; 10—13 — верхнепротерозойский комплекс: 10 — субвулканические диабазы; 11 — вулканогенные породы основного состава (туфы и лавы); 12 — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 13 — кварциты, кварцитовидные песчаники; 14 — рудные тела с медной минерализацией; 15 — интрузивный контакт и граница согласного стратиграфического залегания; 16 — тектонические нарушения; 17 — зоны катаклаза и лимонитизации; 18 — окварцованные породы; 19 — скарнированные породы.

ния и гидротермальной переработки. Это свидетельствует о том, что медь на аномальных участках заимствована из окружающих пород и руды образовались за счет ее перераспределения. Вторичные ореолы меди в большинстве случаев приурочены к участкам с высоким ее содержанием в коренных породах.

В результате геохимической съемки в районе месторождения были выделены четыре участка под детальные оценочные работы: 1) Селетин-

ский интрузивный массив с высокими содержаниями меди*; 2) район комплексных ореолов Zn, Pb, Bi, Ag, Ba, Y, Yb, где можно ожидать нахождения зон брекчированных окварцованных пород с Au, Cu, Pb, Zn и др.; 3) комплексных ореолов Cu, Zn, Pb в зоне брекчирования; 4) мощная зона дробления к юго-востоку от месторождения, сопровождаемая ореолами Mo, Pb, Zn, As, Sn. Два последних участка перекрыты рыхлыми отложениями и их картирование велось путем опробования коренных пород в горных выработках и керна скважин.

Другим примером проведения геохимической съемки масштаба 1 : 10 000 является месторождение Майкаин, где рудное поле складывается магматическими и метаморфическими породами, а оруденение контролируется в основном структурными факторами. Здесь структурно-геохимическая съемка была проведена с целью выяснения генезиса оруденения, геохимии рудного поля и направления дальнейших работ (рис. 3). По известной классификации В. И. Смирнова это месторождение может быть отнесено к классу комбинированных. Формирование его предположительно происходило в две фазы: в первую имело место сингенетическое отложение бедных, преимущественно серноколчеданных руд, а во вторую — эпигенетическое образование руд остальных типов.

Значительная часть месторождения недоступна для опробования коренных пород, поэтому для составления геохимической карты, кроме опробования на поверхности, был проведен отбор проб из большого количества скважин. Полученные данные по распределению элементов экстраполировались на поверхность и увязывались с остальными данными по опробованию коренных и рыхлых образований. Сеть опробования была неравномерной, количество проб на 1 км² в среднем равно 100 (без учета проб по скважинам). Общее количество всех проб, использованных для построения карты, составило около 7000. Методы выделения аномальных участков и их контрастности аналогичны описанным выше.

Кроме частных карт на большую группу элементов, была построена общая геохимическая карта для Cu, Pb, Zn и Ba, характеризующих как вмещающие породы, так и все типы руд.

Геохимическая съемка позволила выяснить, что состав первичных ореолов в окружающих породах изменяется в соответствии с вертикальной зональностью. Барит-полиметаллические и баритовые руды сопровождаются ореолами Ba, Zn, Pb, Au, Ag, Bi, Mo, а серноколчеданные — ореолами Cu, Zn, Pb, Co, Mo, Bi, As.

На карте показаны площади совпадения аномалий четырех, трех и двух элементов. Области с аномальными содержаниями четырех элементов в виде сплошных полос и цепочек изолированных ореолов трассируют оба известных на месторождении рудолокализирующих горизонта. Трех-, двух- и одноэлементные аномалии располагаются в периферических частях рудного поля. Некоторые из них, вероятно, представляют собой надрудные аномалии над неизвестными рудными телами. Отрицательные аномалии в виде отдельных фрагментов прослеживают упомянутую ранее зону проницаемости. Значительная часть отрицательных аномалий совпадает с подрудной свитой. Соотношение отрицательных и положительных аномалий свидетельствует о возможном перераспределении главных компонентов руд при гидротермальной переработке первично бедных оруденелых зон и вмещающих пород с последующей концентрацией металлов в благоприятной геохимической и структурной обстановке.

* В самое последнее время результатами поисковых работ перспективы этого массива на медь подтвердились.

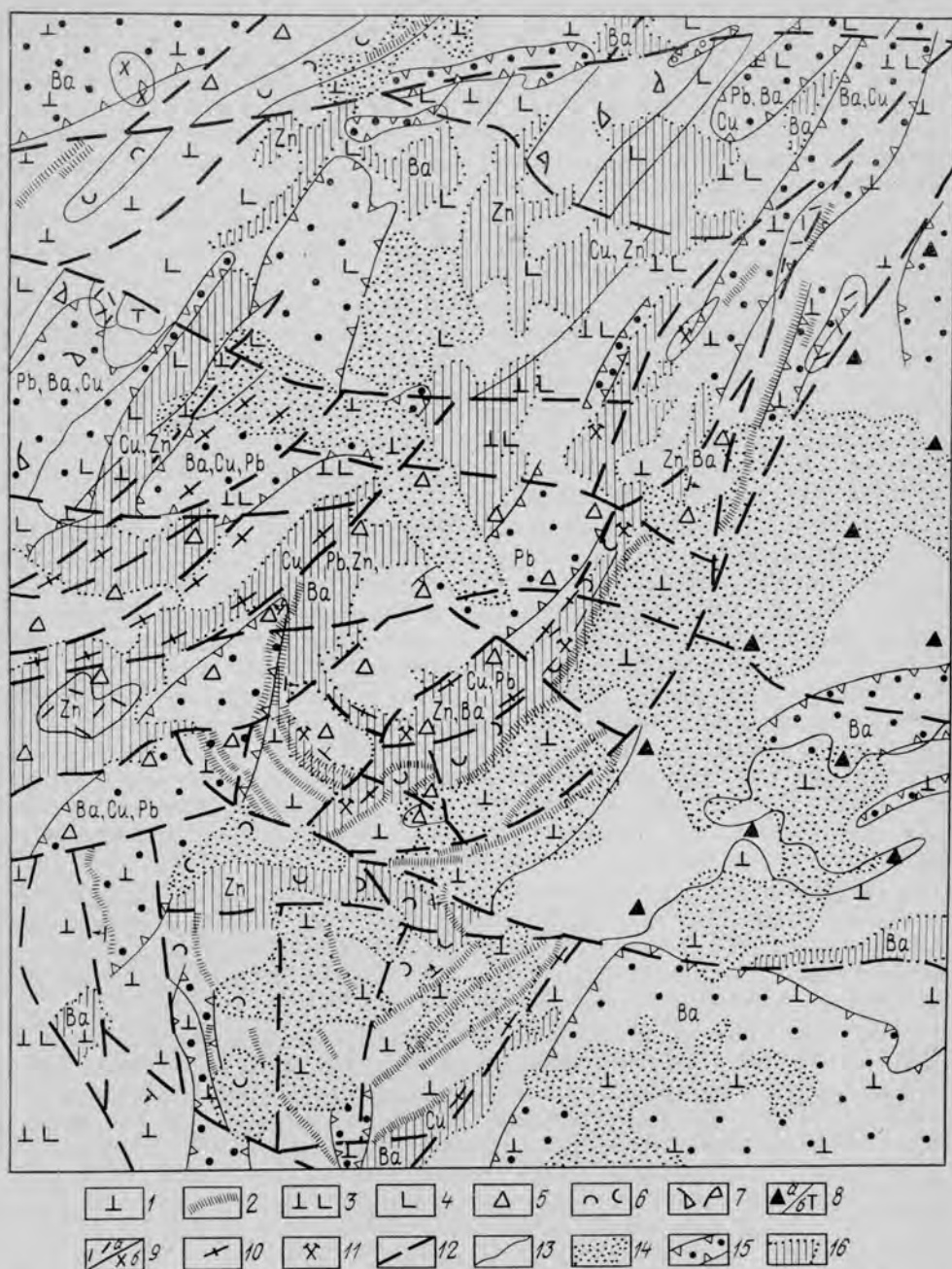


Рис. 3. Геохимическая карта района Майкаинского месторождения (составили М. П. Щебуняев, В. А. Сафонов, Р. И. Крозем, 1966 г.)

1-2 — базальтовая свита: 1 — основные эффузивы, 2 — яшмы; 3-7 — базальт-дацит-андезитовая свита: 3 — андезит-базальтовые порфиры, 4 — андезитовые порфиры, 5 — лавобрекчия и туфы андезит-базальтового состава, 6 — вулканомиктовые конгломераты и песчаники, 7 — туфы андезит-дацитового состава; 8-9 — субвулканические образования: 8 — габбро-диабазы (а) и диабазы (б), 9 — аподацитовые и аполитаритовые альбитофиры (а) и диорит-порфиры (б); 10 — гидротермально измененные породы; 11 — месторождения; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы; 14 — неопробованные площади; 15 — отрицательные аномалии; 16 — положительные аномалии.

Проведенное геолого-геохимическое картирование помогло определить направление поисковых работ, а также определить естественные границы рудного поля и планировать поисковые работы.

В районах развития осадочных отложений со стратиформными рудными залежами большое значение приобретают геохимические исследования, сопровождающиеся детальным изучением литолого-петрографических особенностей вмещающих пород и минерального состава оруденения. В Центральном Казахстане подобные работы проводятся при геолого-геохимической съемке масштаба 1:10 000 рудных полей комплексных месторождений атасуйского типа, приуроченных к вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации верхнего фамена — нижнего турне. Последняя развита в наложенных мульдах, располагающихся в пределах краевого девонского вулканического пояса.

Для этого типа месторождений характерны три этапа оруденения. С первым — седиментационным — связано формирование вулканогенно-осадочных железо-марганцевых и бедных цинковых руд; со вторым — гидротермально-метасоматическим — наложенных богатых свинцово-цинково-баритовых руд. В рудах третьего этапа встречаются лишь единичные зерна галенита, но во вмещающих их глинисто-кремнисто-карбонатных породах наблюдаются повышенные содержания свинца, цинка и бария. Среди железных руд в прослоях мелкообломочных карбонатных песчаников иногда отмечается рассеянная вкрапленность галенита.

Вулканогенно-осадочные железо-марганцевые и цинковые руды полифациальны. Первые представлены окисной, силикатной, карбонатной и сульфидной фациями. Сингенетичные цинковые руды установлены только в сульфидной фации.

Свинцово-цинково-баритовое оруденение характеризуется четкой вертикальной и особенно горизонтальной метасоматической зональностью рудоотложения. Центральные части рудных залежей сложены кварцевыми метасоматитами или безрудными баритами, к периферии они постепенно сменяются свинцово-баритовыми, свинцово-цинково-баритовыми и затем барит-свинцово-цинковыми рудами, а окаймляются слабобаритизированными пирит-сфалеритовыми рудами.

Учитывая полигенность руд и различные формы нахождения основных рудных компонентов, геохимические исследования при поисках месторождений атасуйского типа приобретают очень важное значение, особенно поиски по первичным ореолам рассеяния. Для оценки перспективности картируемой территории и решения поисковых задач проводился тщательный анализ фациальной принадлежности пород, вскрытых каждой скважиной, выяснялось присутствие элементов-индикаторов барит-полиметаллического оруденения.

Геохимическими исследованиями установлено, что для руд разных этапов характерен определенный набор микроэлементов (см. таблицу). Руды I этапа — сингенетичные глобулярные пириты — отличаются максимальными в разрезе содержаниями Tl , Co , Ni , As ; гематит-магнетитовые руды и сингенетичные сфалериты — наличием германия. Руды II этапа отличаются от сингенетичных высокими концентрациями и неравномерным распределением основных элементов — Ba , Zn , Pb , Cu , а также набором типоморфных малых элементов — Sr , Hg , Cd , Sb , Ag . Руды III этапа — инфильтрационные — отличаются наиболее бедным набором малых элементов.

Как видно из приведенного материала, геохимическое картирование масштаба 1:10 000 решает более узкие задачи, чем картирование масштаба 1:50 000 и ставится пока только в пределах основных перспективных рудных полей. Структурно-геохимическая съемка в ком-

**Среднее содержание элементов в разных типах руд
месторождения Жайрем (вес. %)**

Элементы	Руды I этапа (седиментационные)			Руды II этапа (гидротермально-метасоматические)			Руды III этапа (инфильтрационные)
	гематит-магнетитовые	пиритовые	сфалеритовые	баритовые	полиметаллические	пиритовые с оруденением	цинк-олигонитовые
Ba	0,035		0,2	$\gg 1,0$	1,0		
Pb	0,011	0,19	1,0	$> 1,0$	$> 1,0$	0,1	
Zn	0,010	0,22	$> 1,0$	0,76	$> 1,0$	$> 1,0$	$> 1,0$
Cu	0,001	0,04	0,02	1,45	0,02		
As		0,31	0,33	0,028	0,24	0,15	
Sb		0,01		0,07	0,007	0,01	
Hg			0,00n	0,00n	0,00n		
Ag		0,002					
Cd					0,02	0,006	
Tl		0,01			0,01	0,03	
Ge	0,0019		0,0011				
Co		0,068		0,012	0,0076	0,005	0,007
Ni	0,001	0,021		0,006	0,0056	0,003	0,010

плексе с другими геохимическими методами поисков (наземная и глубинная литогеохимия, гидрохимия, биогеохимия) — основной вид такого картирования в Центральном Казахстане. В дальнейшем его роль значительно возрастет в связи с началом проведения детальных поисковых работ в основных перспективных рудных зонах в Прибалхашском, Агадырском и Майкаинском районах. При этом геохимическая съемка будет составной частью единого комплекса геолого-геохимических и геофизических поисковых работ.

Геохимические исследования при геологических съемках масштаба 1 : 200 000

Геологические съемки масштаба 1 : 200 000, как и съемка масштаба 1 : 50 000, проводятся в две основные стадии, поэтому и геохимические исследования выполняются соответственно в два этапа.

На первом этапе, когда проводится геофизическая съемка, ее обычно сопровождают наземные литогеохимические поиски по вторичным ореолам. В тех случаях, когда мощность рыхлых образований велика, наземные литогеохимические поиски сменяются глубинными.

На втором этапе параллельно с геологической съемкой проводятся геохимические исследования, имеющие ряд специфических особенностей. Применяемый в Центральном Казахстане комплекс геохимических исследований масштаба 1 : 200 000 позволяет решать многие задачи геологического, металлогенического и прогнозного характера. Существенным отличием таких исследований является региональный характер решения перечисленных задач. Геохимические исследования масштаба 1 : 200 000 включают:

1. Геохимическое изучение опорных разрезов на площадях развития осадочных, метаморфических и вулканогенных пород. Каждый комплекс пород опробуется не менее чем по двум-трем однотипным разрезам. В зависимости от конкретных задач применяется различная детальность опробования, разное соотношение рядовых и эталонных проб. Изучение разрезов позволяет определить геохимическую специализацию пород района, рассчитать средние содержания химических элементов, составить геохимические колонки и провести их корреляцию друг с дру-

гом и с соседними районами. Для существенно различных крупных структурных элементов колонки даются раздельно. Тем самым выясняется, с одной стороны, характер поведения элементов в различных зонах, а с другой — специализация структурных элементов.

2. Геохимическое изучение магматических комплексов с целью их расчленения и корреляции, выявления геохимической специализации и потенциальной рудоносности, а также с целью решения прямых поисковых задач.

3. Поиски по первичным ореолам рассеяния с опробованием тектонических зон, контактов, районов развития даек, кварцевых жил, зон окварцевания, альбитизации, гидротермальной переработки и т. д.

При геохимических исследованиях широко применяются современные методы математической статистики, в том числе и многомерный анализ.

Составление геохимических карт масштаба 1 : 200 000 вполне возможно путем обобщения материалов, получаемых при более крупномасштабных геохимических съемках и региональных геохимических исследованиях. В этих случаях методика составления моно- и полиэлементных карт должна быть близкой к методике, описанной для карт масштаба 1 : 50 000. В какой-то мере таким картам отвечают и описанные нами выше различные карты геохимической зональности, составленные в более мелком масштабе.

Практические результаты. К настоящему времени получены результаты по геохимическому исследованию главным образом интрузивных образований, поскольку с ними в Центральном Казахстане связано большое количество месторождений, и они служили первоочередными объектами изучения.

В северной части региона — на Кокчетавском поднятии и в Степнякской складчатой зоне — породы основных интрузивных комплексов получили геохимическую характеристику, сопоставлены друг с другом и для каждого из них выявлена металлогеническая специализация [3—9, 12—14]. Особенно детально были изучены редкие и рассеянные элементы, на основании чего сделаны выводы о потенциальной рудоносности различных комплексов на некоторые из них. Наиболее важными для этого района являются выводы о связи месторождений Nb и Ta с породами орлиногорского комплекса, а также о близости геохимических особенностей интрузивов золотоносного степнякского и крыккудукского комплексов. Последним подтверждена точка зрения В. С. Коптева-Дворникова [3] об их генетическом родстве. Подробную геохимическую характеристику получили интрузивные породы Калдырминской зоны и Прибалхашья. Установлены специализация и потенциальная рудоносность топарского комплекса на Cu, Au, Fe, а акчатауского — на W, Mo и Bi. Геохимическое изучение гранитов Чингизского антиклинария позволило выявить связь тантал-ниобиевой (колумбитовой и эцинитовой) минерализации с кызылрайским комплексом, а редкометальной и в ряде случаев тантал-ниобиевой (пироксеновой) — с тлеумбетским комплексом щелочных гранитов.

Для Северного Прибалхашья предпринята попытка разработать критерии оценки потенциальной рудоносности на W, Mo и редкие металлы гранитных интрузивов посторогенной формации, для которых уже давно установлена соответствующая металлогеническая специализация, но рудоносным оказывается далеко не каждый массив. С этой целью проведено сравнительное минералого-геохимическое изучение заведомо рудоносных и безрудных позднегерцинских интрузивов, породы которых разделены на шесть групп по количественно-минеральному составу [11]. Все интрузивы, несущие промышленное оруденение, и подавляющее

большинство интрузивов с рудопроявлениями по составу отнесены к лейкократовым гранитам. Однако поскольку рудоносными являются не все массивы лейкократовых гранитов (во всяком случае в нескольких массивах оруденение пока не обнаружено), а рудопроявления, хотя и редко, но встречаются в других гранитоидах (например, в аляскитовых массивах), для более надежного определения потенциальной рудоносности конкретных интрузивов были привлечены дополнительные данные о содержании редких элементов в породах и минералах, а также акцессорных минералов в породах. Выявленные критерии в настоящее время используются для оценки потенциальной рудоносности гранит-аляскитовых массивов в процессе поисков редких металлов. Заключение о перспективности и бесперспективности интрузива делается на основании одновременного учета всех признаков и их взаимосвязей. Комплексная интерпретация всех этих данных решается как статистическая задача распознавания образов [1, 6, 10].

Материалы по геохимическому изучению опорных разрезов метаморфических, осадочных и вулканогенных пород Центрального Казахстана требуют еще систематизации и обобщения. Важной составной частью этой работы надо считать сбор и обобщение данных по расчету средних содержаний химических элементов (местных кларков) в главных типах пород всего региона. Полученные материалы послужат основой для построения мелкомасштабной геохимической карты Центрального Казахстана, которая может быть использована при составлении металлогенической карты.

Проводимые в Центральном Казахстане геохимические исследования, сопровождающие геологические съемки различного масштаба, в целом несомненно способствуют повышению эффективности геологического изучения региона, проведения поисковых работ и прогнозирования. Доказана эффективность и комплексного метода геохимического изучения — геохимического картирования разного масштаба. К сожалению, бытующее до сих пор неверное представление о дороговизне метода, отсутствие соответствующих нормативов (а это затрудняет финансирование работ) и во многих случаях слабость лабораторной базы не позволяют ставить геохимическое картирование более широко, хотя оно этого заслуживает.

Список литературы

1. Зуев Г. С., Сорокин С. А. К проблеме распознавания потенциально рудоносных и безрудных гранитных массивов. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 210—213 (Труды ЦКГУ, вып. 3).
2. Казмин В. Н., Орлов И. В. К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке. — «Советская геология», 1966, № 6, с. 90—100 с ил.
3. Коптев-Дворников В. С. Об особенностях верхнеордовикского интрузивного магматизма Северного Казахстана. «Бюллетень МОИП. Новая серия», 1964, т. XXXIX, вып. 3, с. 132.
4. Корыткин А. А. Палеозойские интрузивные комплексы северо-запада Центрального Казахстана. — «Известия вузов. Геология и разведка», 1965, № 5, с. 70—84.
5. Корыткин А. А., Серых В. И., Подольский А. М. Каледонские гранитоидные интрузивные комплексы Кокчетавской глыбы. — В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана (тезисы докл. первого Казахст. петрогр. совещ.). Алма-Ата, «Наука», 1965, с. 74—75.
6. О некоторых признаках рудоносных гранитов в Центральном Казахстане и методика их выявления. — «Геохимия», 1968, № 12, с. 1479—1485. Авт.: О. В. Иванов, В. И. Серых, Д. А. Родионов, Г. С. Зуев.
7. Опыт проведения геохимической съемки в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан). — «Советская геология», 1970, № 2, с. 80—90. Авт.: Г. Т. Скублов, И. В. Орлов, А. В. Авдеев и др.
8. Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиевых гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального

Казахстана.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 267—282.

9. Подольский А. М., Серых В. И. Ниобий в интрузивных породах Кокчетавского поднятия (Казахстан).— «Геохимия», 1964, № 10, с. 1037—1042.

10. Родионов Д. А., Серых В. И. Проблема выбора поисковых признаков и ее статистическое решение.— В кн.: Математические методы в геологии. (Доклады соз. геол. к XXIII сессии Междунар. геол. конгр.). М., «Наука», 1968, с. 23—29.

11. Серых В. И., Родионов Д. А., Зуев Г. С. Количественно-минеральная классификация ультракислых гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— В кн.: Статистические методы геологических исследований, вып. 1, М., Изд-во АН СССР, 1968, с. 5—18.

12. Тантал в аляскитах и субщелочных гранитах восточной части Центрального Казахстана.— «Геохимия», 1965, № 5, с. 574—580. Авт.: А. М. Подольский, С. В. Нумеров, И. В. Голиков-Заволженский и др.

13. Шульга В. М. Гранитоидные интрузивные комплексы восточной части Северного Казахстана (Степнякский синклиниорий и прилегающие к нему регионы).— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. (Тезисы докл. первого Казахст. петрогр. совещ.). Алма-Ата, «Наука», 1965, с. 70—74.

14. Шульга В. М. Особенности распределения редких элементов в гранитоидных комплексах восточной части Северного Казахстана.— «Советская геология», 1967, № 6, с. 150—153.

15. Яценко Н. Я., Файзуллин Э. С. Некоторые вопросы методики крупномасштабного геохимического картирования.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 190—197. (Труды ЦКГУ, вып. 3).

Основные этапы геологического развития Алтая в альпийское время

В течение альпийского времени общие закономерности проявления тектонических движений резко изменялись. Четко выделяются три этапа: раннеальпийский (Т — J), соответствующий так называемой эпохе киммерийской складчатости; среднеальпийский (Сг — Рg) и позднеальпийский (N — Q), отвечающий неотектоническому орогенному этапу. Резкие изменения тектонического режима сказались на литологическом составе и условиях залегания мезозойско-кайнозойского чехла, в котором выделяются три структурных этажа, соответствующих упомянутым этапам. В каждом из них фиксируются изменения интенсивности геотектонического процесса, что находит отражение в разрезе и условиях залегания осадков. Это позволяет говорить об отдельных тектонических фазах.

Раннеальпийский этап (Т — J). Вслед за герцинскими дислокациями, завершившими в раннем триасе становление постпалеозойской (эпигерцинской) гетерогенной платформы (примерно 230 млн. лет тому назад), наступило время относительного тектонического покоя и пенеппенизации, продолжавшееся 30—40 млн. лет. Вывороченная территория Алтая, как и всего Казахстана, оставалась несколько приподнятой над Западно-Сибирской низменностью, однако неровности рельефа вряд ли превышали 200—300 м.

В середине (?) триаса или в позднем триасе произошли локальные, но интенсивные тектонические движения, в результате которых в районе хр. Саура началось накопление конгломератов и песчаников, а затем углей, алевролитов, глинистых сланцев с отпечатками флоры, которая ограничивает возраст от среднего (?) — верхнего триаса до нижней — средней (?) юры. Мощность этих континентальных накоплений превышает 1000 м, что свидетельствует о возникновении крупных неровностей рельефа. Снос обломочного материала, судя по изменению гранулометрического состава, шел с востока и юго-востока; накопление закончилось в среднеюрскую эпоху. Охарактеризованные отложения несогласно залегают на акколканской свите верхней перми и на пермо-нижнетриасовых отложениях. В урочище Кендырлык они смяты в синклиналичную складку.

На триасово-юрской толще в центральной части Кендырлыкской мульды несогласно залегают отложения, относимые к нижнему мелу. Они представлены бурыми крупнозернистыми песчаниками, гравелистами и плохосортированными конгломератами полимиктового состава. Поскольку эти отложения, залегающие несогласно на триасово-юрских, в то

же время совместно с ними смяты в синклинальную складку, есть основание полагать, что в поздней юре (возможно, на границе с мелом) проявилась тектоническая фаза, за которой последовала еще одна.

Среднеальпийский этап (Cr — Pg). После прошедших дислокаций продолжалась пенецинизация и формировалась кора выветривания, продукты перемыва которой в виде красно- и пестроцветных глин с прослоями песков отлагались в позднемеловую эпоху в понижениях рельефа. Мощность коры не превышает 70 м. В Южном Призайсанье в них встречены отпечатки листовой флоры датского века и скорлупа яиц динозавров [5].

Тектоническая фаза на границе мезозоя и кайнозоя отчетливо фиксируется в урочище Кендырлык, где мульда, выполненная мезозойскими отложениями, с востока обрезана субмеридиональным разломом. Слагающие мульду породы, включая верхнемеловые, у разлома повернуты к северу с крутым падением на запад и резко несогласно перекрыты палеогеновыми.

В это время началось медленное прогибание днища восточной части Зайсанской впадины, вызвавшее небольшой размыв и переотложение продуктов мезозойской коры выветривания. Прогибание, постепенно расширяясь к северу, медленно продолжалось вплоть до позднего эоцена, когда активизировалась тектоническая деятельность. При этом произошли существенные изменения в строении рельефа, что усилило эрозивно-денудационные процессы и вызвало появление в разрезе песчано-галечно-гравийных отложений, многочисленные размывы и несогласия. Эта тектоническая фаза, имевшая, видимо, локальное распространение, отчетливо устанавливается лишь в районе Зайсана, почему и может быть названа зайсанской.

В олигоцене продолжалось прогибание впадины, а во второй половине эпохи проявилась еще одна тектоническая фаза (отвечает боктыкаринской фазе Южного Казахстана), в результате которой в разрезе вновь появился грубообломочный материал. Общее погружение восточной части Зайсанской впадины, судя по мощности осадков, достигло в палеогене 670 м. Возраст этих отложений хорошо датируют содержащиеся в них разнообразные органические остатки. Среди них определены млекопитающие, описанные В. С. Бажановым [1—4], Е. И. Беляевой [5], М. Д. Бирюковым, Л. К. Габуня [8], Б. С. Кожамкуловой и И. М. Клебановой; пресмыкающиеся — В. В. Кузнецовым и Л. И. Хозацким; листовая флора — И. А. Ильинской, А. Н. Криштофович, М. Ф. Нейбург, Э. В. Романовой и А. А. Чигуряевой; спорово-пыльцевые комплексы, наиболее подробно описанные А. А. Пановой и Л. Н. Ржаниковой.

С поздним палеогеном, вероятно с олигоценом, связано начало формирования ряда небольших тектонических впадин в различных районах Алтая. В Южном Алтае заложилась Нарымо-Бухтарминская, а также впадины у сел Горного, Приречного, в урочище Карой; в Горном Алтае — Чуйская; западнее Рудного Алтая — Приалтайская или Алейская. Наибольшее погружение (до 150 м) испытывала Чуйская впадина, где в течение олигоцена на древней коре выветривания отложились карачумская красноцветная свита мощностью до 50 м и кошагачская угленосная глинисто-сидеритовая свита мощностью до 100 м (последняя, возможно, накапливалась еще и в начале миоцена). Возраст этих свит установлен по листовой флоре и спорово-пыльцевым данным.

Позднеальпийский этап (N — Q). Для данного этапа, продолжительностью примерно 25 млн. лет, характерна общая активизация тектонических движений на всей территории Казахстана и значитель-

ная дифференциация их на отдельных участках постпалеозойской платформ, в частности в рассматриваемом районе. Наиболее интенсивно тектоническая деятельность протекала на юге и востоке Казахстана, где началось формирование геоантиклинальной зоны. На фоне общего своеобразного поднятия земной коры образовались волнообразные изгибы: в консолидированном палеозойском основании возникли глубинные складки антиклинального и синклинального типов, сопровождавшиеся разломами, поднятиями и опусканиями отдельных блоков по типу горстов и грабенов. При этом первоначально расширялись ранее возникшие тектонические впадины (например, Зайсанская, Зырянская и др.) и началась более интенсивная, качественно новая переработка пенепплена и остаточных возвышенностей. Если в среднеальпийский этап преобладала плоскостная денудация, то в позднеальпийский начала постепенно превалировать эрозия. На месте пенепплена сформировался уже в начале этапа мелкопочечный рельеф, включавший в себя и остаточные возвышенности. Развивающаяся гидрографическая сеть приспособлялась к мелкопочечным понижениям и тектоническим впадинам, к общему уклону поверхности и к зонам дробления вдоль старых тектонических разломов; последние часто предопределяли прямолинейное направление речных долин.

Павлодарская тектоническая фаза, широко проявившаяся в Казахстане в середине миоцена, отразилась во многих разрезах Алтая накоплением песчано-галечного материала. Особенно отчетливо это видно в хорошо обнаженных неогеновых толщах юго-восточной части Зайсанской впадины, где сильно сказались и более поздние тектонические фазы. Общее погружение восточной части впадины в течение миоцена, судя по мощности осадков, достигало 370 м. Значительно интенсивнее шло опускание впадины в плиоцене, когда накопилась толща мощностью 630 м. Плиоценовая часть разреза здесь сложена бурыми, часто щебенистыми и песчанистыми глинами, переслаиваемыми с разнозернистыми песками и песчаниками, гравелитами и конгломератами. Накопление этих толщ было обусловлено не только погружением днища впадины в неогене на глубину более 1000 м, но и значительным поднятием окружающих горных сооружений — Саура, Тарбагатая, Калбы и Алтая. Амплитуда этих поднятий несомненно превышала 1000 м.

Значительно меньше Зайсанской прогибалась Чуйская впадина в Горном Алтае. Здесь на кошагачскую свиту несогласно налегает миоценовая существенно мергелистая туерыкская свита мощностью до 120 м, а на нее с резким размывом ложится песчано-конгломератовая кызылгирская или нижнебекенская свита мощностью до 60 м, накопившаяся при значительной активизации тектонических процессов во вторую половину плиоцена (N_2^{2-3}). Таким образом, общее прогибание Чуйской впадины в неогене составляло всего 180 м. Незначительно прогибалась и Предалтайская или Алейская впадина.

Койбынская фаза (на границе неогенового и четвертичного периодов), отчетливо выраженная в Тянь-Шане, Джунгарии и других районах Казахстана, весьма интенсивно проявилась и на северо-востоке республики. В эту фазу были собраны в складки палеоген-неогеновые отложения Зайсанской впадины, произошли значительные поднятия Саура, Тарбагатая, Калбы и Алтая; палеозойские массивы в ряде мест были надвинуты на рыхлые толщи кайнозоя, пласты которых были поставлены на голову или запрокинуты. За этим последовало интенсивное развитие эрозионно-аккумулятивных процессов. Ряд фаз проявился и в четвертичный период, вызвав усиление процессов размыва и аккумуляции.

Таким образом, в течение кайнозойской эры рассматриваемая территория пережила сложную историю геотектонического развития. Ее пенепленизированная к началу эры поверхность испытывала волнообразные движения, сопровождавшиеся разломами. Поэтому к настоящему времени кайнозойские отложения на одних участках оказались опущенными на глубину 1000—1200 м и ниже уровня Мирового океана, а на других — поднятыми на 2000—2300 м. Упомянутые тектонические фазы в областях аккумуляции фиксируются в разрезе по появлению грубообломочного материала, а в областях размыва — по врезам, разделяющим поверхности выравнивания.

На участках с устойчивым воздыманием в речных долинах насчитывается до восьми террас, причем верхние, как правило, скульптурные, средние — цокольные, несущие аккумулятивный покров, а нижние — аккумулятивные. Время формирования этих террас еще недостаточно точно установлено, можно лишь предположительно сказать, что верхние формировались, видимо, в эоцене — олигоцене. Во всяком случае в первой половине неогена многие речные долины были уже выработаны на глубину до 400—600 м, и на участках, испытывавших в это время погружение или относительный тектонический покой, началось заполнение долин преимущественно делювиальным и пролювиальным глинистым и песчано-глинистым материалом. Во многих долинах и впадинах постепенно развились озера, местами превращавшиеся в болота. Реки не были полноводными: аллювий представлен песками, чаще глинистыми песками, широко распространены суглинистые, иловатые пойменные фации. Нередко аллювий сливается с озерными отложениями.

В течение неогена климатическая обстановка изменялась очень медленно, благодаря чему осадки этого периода имеют близкий литологический состав (за исключением времени тектонической активизации) и сходную окраску.

Однако на участках поднятий в том же неогене продолжалось углубление долин и выработка террас. Различие в строении речных долин, особенно своеобразие долины Иртыша, давно привлекло внимание исследователей Алтая. Еще в 1860 г. К. Риттер участок долины Иртыша между Усть-Каменогорском и пристанью Мало-Красноярской назвал «прорывом». Затем были высказаны различные предположения о способах и времени образования этого прорыва. В. П. Нехорошев [11], Е. Н. Щукина [16], Е. М. Великовская [7] полагали, что пра-Иртыш из Зайсана тек к северо-западу в направлении ныне существующих долин рек Кокпекты и Чар. Мы не можем с этим согласиться, исходя из наших наблюдений вырисовывается иная картина развития верхней части бассейна Иртыша. Рассмотренная выше геотектоническая обстановка позволяет предположить, что еще в палеогене, в прогибающейся Зайсанской котловине возникло озеро, видимо бессточное, менявшее в течение кайнозоы свои очертания, местоположение (в пределах котловины) и глубину. Временами озеро сокращалось, временами воды его широко разливались и, возможно, заходили в Нарымскую впадину, но каки-либо следов стока вод из этого озера нам обнаружить не удалось. В это время верховьями Иртыша являлась р. Бухтарма, а на участке между ее устьем и Нарымской впадиной располагалась перемычка из палеозойских пород, возможно, прорезанная небольшими противоположно направленными долинами (к северу — в долину Бухтармы и к югу — в Нарымскую впадину), по которой протекала река, несшая свои воды в оз. пра-Зайсан.

О прошлом направлении течения Нарым-Иртыша к Зайсану свидетельствуют и устьевые части рек, стекающих с южного склона Қалбинского хребта и впадающих под острым углом по отношению к направле-

нию современного течения Иртыша (до постройки водохранилища). Это подметила еще Е. Н. Шукина [16], писавшая: «Для отрезка долины Иртыша от Курчума до Нарыма следует отметить направленность левых притоков под острым углом к направлению течения современного Иртыша» (с. 114). Тогда же Е. Н. Шукина очень подробно охарактеризовала террасы верхнего плеса Иртыша. Она писала, что по выходе из Зайсана, на отрезке между Курчумом и Нарымом, Иртыш протекает по хорошо разработанной долине. Левый коренной берег ее удален от русла на 15—20 км, и здесь прекрасно выражены шесть эрозионно-аккумулятивных надпойменных террас высотой над уровнем Иртыша: первая 4—5 м, вторая 8—12 м, третья 30—40 м, четвертая 60 м, пятая 90—100 м, шестая 180—200 м. Выше впадения р. Каинды (левый приток Иртыша) верхние террасы из эрозионных переходят в аккумулятивные, причем мощность слагающих их разнозернистых песков возрастает по мере приближения к Зайсану и, судя по исследованиям последних лет, превышает 200 м. Пески полимиктовые, разнозернистые, с прослоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Для них характерна косая и горизонтальная слоистость дельтового типа, свидетельствующая о выносе аллювия (Нарым-Иртышом) в озерный бассейн (пра-Зайсан).

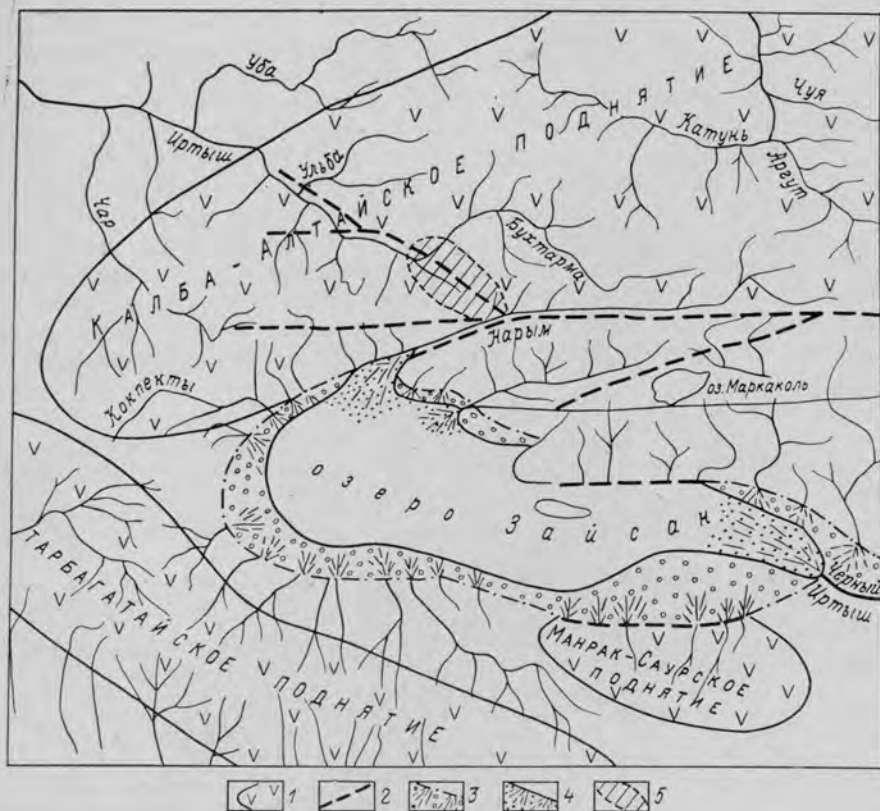
Таким образом, в раннечетвертичное время Зайсан представлял собой бессточное озеро, к которому стекали реки со всех окружающих возвышенностей (рисунок). В их устьях формировались дельты. Наиболее крупными были Нарым-Иртышская — на северо-западе (Кызылкумы) и Черного Иртыша — на востоке (левобережные пески — Айгыркум). Пески этих дельт позже, после образования проточного озера и снижения уровня, подверглись золотой переработке, продолжающейся и в настоящее время. Часть рек и временных потоков не достигала озера и отлагала выносимый ими материал в виде обширных конусов выноса. Эти аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения (преимущественно галечники и конгломераты полимиктового состава) пользуются наибольшим распространением по южной периферии котловины на высотах 600—700 м. Залегают они несогласно как на различных породах палеозоя, так и на дислоцированных кайнозойских, вплоть до верхнеплиоценовых.

Понижение уровня древнего водоема шло прерывисто — скачкообразно, благодаря чему в Призайсанье наблюдаются абразионные уступы и террасовые поверхности с россыпью галечников и скоплениями песков. Ю. П. Селиверстов [13] пишет, что совместные наблюдения работников ВСЕГЕИ и Восточно-Казахстанского ГУ позволяют наметить в северной половине Зайсанской впадины шесть следующих скульптурно-аккумулятивных террасовых поверхностей: борхотскую (абс. выс. 386—395 м), беломогильскую (400—420 м), карануринскую (420—440 м), пшюкскую (460—480 м), такырскую (480—500 м) и ашутасскую (540—570 м). Приведенные отметки не вызывают возражений, но не следует думать, что уровень пра-Зайсана в раннечетвертичное время превышал современный на 180 м. Приозерные пространства вовлекались в поднятия вместе с окружающими горными сооружениями. Есть основания полагать, что уровень Зайсана в раннечетвертичное время, когда формировалась ашутасская поверхность, был выше современного примерно на 80—90 м, т. е. его отметки были порядка 470—480 м.

В долине Иртыша на участке между устьем Нарыма и Бухтармы террас не обнаружено, а ниже впадения Бухтармы, в ущелистой части долины, по свидетельству Ю. П. Селиверстова [13], наблюдается тот же комплекс террас, что и на Бухтарме. Здесь восемь террас высотой 3—6, 6—12, 12—15, 20—25, 30—35, 60, 100 и 235 м, причем четыре верхних — скульптурные, остальные — смешанного строения с аллювием мощно-

стью до 30 м. Это подтверждает справедливость мнения о том, что Бухтарма ранее являлась истоком Иртыша.

Различная направленность и интенсивность позднеальпийских тектонических движений обусловили формирование в речных долинах разнообразных по количеству и высоте террас. Пока еще нет достоверных данных о возрасте террас. Несомненно одно — наиболее высокие скульптурные террасы дочетвертичные, возможно, позднеолигоценовые или



Палеогеографическая схема Призайсалья для раннечетвертичного времени

1 — главные альпийские поднятия; 2 — главные альпийские тектонические разломы; 3 — аллювиально-пролювиальные равнины и конусы выноса; 4 — аллювиально-озерные равнины и дельты рек; 5 — участок соединения Иртыша с Нарымом и спуска по нему вод Зайсана начиная со среднечетвертичного времени.

раннемиоценовые. Известны находки в аллювиальных отложениях остатков млекопитающих. Вблизи северного окончания Зайсанской впадины, по правобережью Иртыша, у пос. Каная в отложениях второй террасы С. С. Черниковым [9] встречены: *Bison priscus logicornis*, *Cervus canadensis asiaticus*, *C. elaphus*, *Gazella subgutturosa* (стр. 217). Эта фауна характерна для средне- и позднечетвертичного времени. В то же время типичный представитель хазарской фауны (Qп) — *Mammoth trogontherii* (Pohlig.), — по свидетельству В. П. Нехорошева [11], обнаружен в долине р. Иртыша близ устья р. Аблакетки (в 8 км выше Усть-Каменогорска) на глубине 10—12 м ниже уровня реки, на скальном ложе. Очевидно, долина Иртыша в среднечетвертичное время здесь была переуглублена на упомянутую величину. В районе Усть-Каменогорска мощность аллювия 70 м, а выше по долине р. Ульбы местами достигает 250 м [11].

Следовательно, в то время как одни участки испытывали поднятия, сопровождавшиеся выработкой долин и образованием террас, другие — с уже выработанными долинами или формирующимися впадинами — опускались. Лениногорская впадина и Зыряновская в районе р. Вторушки наиболее подробно освещены И. С. Чумаковым [15]. Он приводит обильный палеонтологический материал, свидетельствующий о том, что прогибание впадин на общую глубину до 180 м, начавшееся в миоцене, продолжалось и в голоцене.

Итак, Калба-Алтайская горная страна сформировалась в позднеальпийский этап путем селективного эрозионного расчленения поднимающегося субширотно ориентированного свода, осложненного в процессе развития складками основания и разломами как вновь заложенными — субширотными, так и подновленными — герцинскими, имеющими северо-западное простирание. Наиболее поднятыми оказались районы Катунского и Чуйских хребтов, многие вершины которых превышают 4000 м. Здесь уже в начале четвертичного периода высота гор была более 2000 м, поэтому при общепланетарном похолодании в миндельское время горы должны были покрыться снежниками и ледниками. Многие исследователи Алтая считают, что наибольшего распространения ледники достигли в среднечетвертичное время, а затем они сокращались. Вопрос о времени оледенения и его размерах еще недостаточно ясен.

Список литературы

1. Бажанов В. С. Первое нахождение скорлупы яиц динозавров в СССР. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1961, с. 177—181 с ил. (Тр. Ин-та зоологии АН Каз. ССР т. 15).
2. Бажанов В. С., Кожамкулова Б. С. Новые палеозоологические обоснования палеогеографии и стратиграфии Казахстана. — Вестник АН Каз. ССР, 1960, № 3, с. 87—88 с ил.
3. Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Корреляция отложений кайнозоя Казахстана и Индии по фауне млекопитающих. Алма-Ата, «Наука», 1964, с. 82—94 с ил. (Мат-лы к XXII сессии Междунар. геол. конгресса).
4. Бажанов В. С., Бирюков М. Д. и др. Особенности ареалов нескольких фаун млекопитающих кайнозоя. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Центрального и Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 5—11 с ил.
5. Беляева Е. И. Некоторые итоги изучения третичных фаун наземных млекопитающих Советского Союза. М., «Наука», 1964, с. 14—26 с ил. (Сб. докладов сов. палеонт. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса).
6. Борисов Б. А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94, 1963, с. 14—75 с ил. (Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана).
7. Великовская Е. М. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыли. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI, вып. 6, 1946, с. 57—77 с ил.
8. Габуния Л. К. Об остатках эоценовых млекопитающих из обайлинской свиты Зайсанской депрессии. Тр. Ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, т. VII, 1962.
9. Геология СССР, т. XLI, ч. I. Восточный Казахстан. М., «Недра», 1967, с. 217 с. с ил. Ред. В. П. Нехорошев.
10. Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969, 265 с. с ил.
11. Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958, 261 с. с ил.
12. Нехорошев В. П. Особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня и Алтая. В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 327—341.
13. Селиверстов Ю. П. Основные черты геоморфологического строения северо-востока Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, в. 4, 1961, с. 197—238 с ил.
14. Селиверстов Ю. П. К вопросу о новейшей тектонике Южного Алтая. — «Учен. зап. ЛГУ, сер. геогр. наук», вып. 15, 1961, с. 144—154 с ил.
15. Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. М., «Наука», 1965, 220 с. с ил.
16. Щукина Е. Н. К истории развития современного рельефа верхнего плеса долины Иртыша. М., изд-во АН СССР, 1940, с. 107—162 с ил. (Мат-лы по геол. Рудного Алтая).
17. Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Изд-во АН СССР, 1960, с. 127—164 с ил. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 26).

Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам

Ю. Г. ГАТИНСКИЙ
(НИИЗарубежгеология)

Ю. П. РАССКАЗОВ
(ДВИМС)

Е. Н. ИСАЕВ
(Трест «Спецгеофизика»)

А. Е. КАМЕНЕЦКИЙ
(ВНИГНИ)

ЛЕ ВАН КЫ
(Главн. геол. упр. ДРВ)

В. И. СУХОВ
(ДВИМС)

ЧАН ВАН ЧИ
(Главн. геол. упр. ДРВ)

Территория Северо-Восточного Индокитая, включая ДРВ, расположена на стыке двух крупнейших тектонических поясов: субширотного Средиземноморского, разделяющего ряды северных и южных платформ, и субмеридионального стретка западной части Тихоокеанского пояса. Большинство исследователей выделяет здесь две основные тектонические области, проводя границу между ними примерно по р. Красной. Первая из них, расположенная к северо-востоку от р. Красной, относилась к Китайской платформе [12], или к параскладчатому обрамлению Южно-Китайской древней платформы [1]; вторая — к зоне индосинид [12], или ранних мезозонид [1, 10].

Выделение за последние годы в юго-восточной части Китая каледонских складчатых сооружений [15, 5, 20, 11] позволило обосновать продолжение каледонид Катазии на территорию ДРВ [10, 8, 3, 4]. Несмотря на это ее значительная часть к северо-востоку от р. Красной по-прежнему часто включается в состав древней Китайской платформы.

До сих пор нет единого мнения о времени заложения и объеме главного геосинклинального комплекса мезозонид. Наиболее распространены взгляды, согласно которым мезозониды этого региона заложались на среднепалеозойском складчатом основании, а геосинклинальный комплекс их охватывает верхний палеозой и донорийский триас [8, 10, 11]. Согласно другим представлениям, Северо-Вьетнамская зона ранних мезозонид (индосинид) заложилась в конце протерозоя или начале палеозоя на докембрийском (байкальском ?) основании. К главному геосинклинальному комплексу относятся все палеозойские и триасовые отложения, причем последние выделяются в самостоятельный верхний структурный ярус [1, 2, 3]. В пользу широкого развития варисцид на севере Индокитайского полуострова высказывались Г. Штилле (1945 г.), Хуан Цзи-цин [14], Т. Кломпе [21]. Однако позднее некоторые исследователи отнесли большую часть ее к ранним мезозонидам [13, 11 и др.].

По мнению авторов, территория Северо-Восточного Индокитая относится к южному складчатому обрамлению древней Китайской платформы (рис. 1). Геосинклинальные сооружения, развитые здесь, принадлежат к каледонской и вариссийской складчатым областям, которые простираются далеко за пределы рассматриваемого региона. Первая из них примыкает непосредственно к платформе, а вторая — охватывает почти весь Индокитайский полуостров. В центре вариссийской области расположен Индосиннийский срединный массив довариссийской консолидации, его северо-восточный край находится в непосредственной близости от территории ДРВ. Массив окружен складчатыми сооружениями Центрально-Индокитайской вариссийской складчатой системы, замыкание которой произошло в среднем карбоне. В краевой части вариссийской области вдоль границы с каледонидами протягивается Северо-Вьетнамская поздневариссийская складчатая система, окончившая собственно геосинклинальное развитие в начале триаса. К структурному шву, разделяющему каледониды и варисциды Северо-Восточного Индокитая, приурочен триасовый геосинклинальный прогиб Черной реки, ранее включавшийся в область индосиннийской складчатости.



Рис. 1. Основные структурные элементы Северо-Восточного Индокитая.

1 — Китайская платформа; геосинклинальные складчатые области: 2 — каледонская, 3—5 — вариссийская; 3 — Индосиннийский срединный массив, геосинклинальные складчатые системы; 4 — Центрально-Индокитайская среднепалеозойская, 5 — Северо-Вьетнамская раннетриасовая (поздневариссийская); 6 — шовная зона р. Черной, 7 — границы структурных элементов: прослеженные (а), предполагаемые (б), 8 — главнейшие простирания геосинклинальных складчатых структур

Мезозойские и кайнозойские наложенные впадины и интрузии, непосредственно не связанные с палеозойским геосинклинальным развитием, относятся к категории внегеосинклинальных [11]. Их возникновение и дальнейшая эволюция были обусловлены процессами тектоно-магматической активизации, широко проявившимися в пределах всего Индокитая.

Геологической основой предлагаемого геолого-структурного районирования служат разрезы, составленные по главным структурно-формационным зонам ДРВ.

Катазиатская раннепалеозойская (каледонская) складчатая область. Эта область, вероятно, объединяющая несколько складчатых систем, расположена к югу и юго-востоку от древней Китайской платформы (см. рис. 1). В ее строении участвуют кристаллические породы докембрийского фундамента, выходящие в отдельных тектонических блоках; смятые в складки и прорванные гранитными интрузиями геосинклинальные толщи верхов протерозоя и нижнего палеозоя; несогласно перекрывающие их полого дислоцированные силурийско-девонские и более молодые образования, близкие как к орогенным, так и к платформенным. На тектонической карте Евразии [11] часть этой территории, проходящая широкой полосой вдоль юго-восточного побережья Китая, выделена в Катазиатскую позднекаледонскую складча-

* Районирование выполнено с учетом геологических и некоторых геофизических данных, полученных за последнее время (1964—1970 гг.).

тую систему северо-восточного простирання. Складчатые структуры каледонид продолжаются на территорию ДРВ, где их простиранье меняется на субширотное и северо-западное (см. рис. 1). Наиболее крупная из них, расположенная к северо-востоку от р. Красной (рис. 2), известна в литературе как позитивная зона Сонг-Ло [1], или Вьетбакское поднятие [3]. В большинстве предшествующих схем Вьетбакское поднятие относилось к древней Китайской платформе. Однако верхнепротерозойские — нижнепалеозойские отложения, слагающие его, по своему формационному составу заметно отличаются от метаморфизованных отложений синия и нижнего палеозоя окраинной части платформы и обнаруживают значительное сходство с одно-возрастными отложениями каледонид Катазии [15, 20].

Древнейшие породы катазиатской складчатой области на территории ДРВ выходят в антиклинории Фансиан и в горсте, который отделяет его от Вьетбакского поднятия. Это гранитизированные плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, магнетитовые кварциты общей мощностью более 7 км [23]. Они сходны с кристаллическими образованиями фундамента южной части Китайской платформы и долуншаньского гнейсового комплекса каледонид Катазии и, подобно им, имеют, видимо, ранне-среднепротерозойский возраст (по данным М. П. Копыца, 1971 г., определения возраста образцов амфиболита и амфибол-плагиноклазового мигматита из района Йенбай, произведенные калий-аргоновым методом, показали соответственно 2070 и 2300 млн. лет).

Метаморфические породы основания резко несогласно перекрыты отложениями главного геосинклинального комплекса. Он может быть разделен на два структурных яруса: верхнепротерозойский — ниже-ордовикский и средне-верхнеордовикский. Нижний ярус представлен песчано-сланцевой и карбонатной формациями при несколько меньшей роли карбонатных фаций в его верхах (рис. 3). Мощность яруса 3300—5000 м. Эти отложения выходят на поверхность на Вьетбакском поднятии и в осевых частях прилегающих антиклинориев. Складчатость их относительно умеренная в центральных частях поднятия и напряженная в антиклинориях, где преобладают линейные складки с углами падения до 60—70°.

Верхний структурный ярус развит главным образом в обрамляющих поднятие складчатых зонах. Он представлен мощной (до 2500 м) флишовой терригенной толщей с отдельными линзовидными пачками известняков и кремнистых пород (см. рис. 3). К востоку от Вьетбакского поднятия у г. Тхайнгуйен, где средне-верхнеордовикский возраст этой толщи доказан фаунистически, она залегает с отчетливым угловым несогласием на породах нижнего структурного яруса [16]. Складчатость пород верхнего структурного яруса линейная, с углами падения до 50—60°.

На складчатых и прорванных гранитными интрузиями собственно геосинклинальных отложениях с угловым несогласием залегают породы силура, девона, верхнего палеозоя и нижнего триаса, относящиеся главным образом к карбонатно-терригенной и карбонатной формациям общей мощностью до 3000—5000 м. На отдельных участках среди них наблюдаются не выдержанные по простиранию пачки кислых и основных эффузивов, туфов, а в локально развитых осадках верхней перми — нижнего триаса — линзовидные пласты углей, бокситов, гипсоносных глин (см. рис. 3, разрезы 9—12). Разрез комплекса в целом характеризуется постепенными переходами по вертикали между различными фациальными разностями, при частой смене состава по простиранию. Перерывы в осадконакоплении имеют обычно локальное

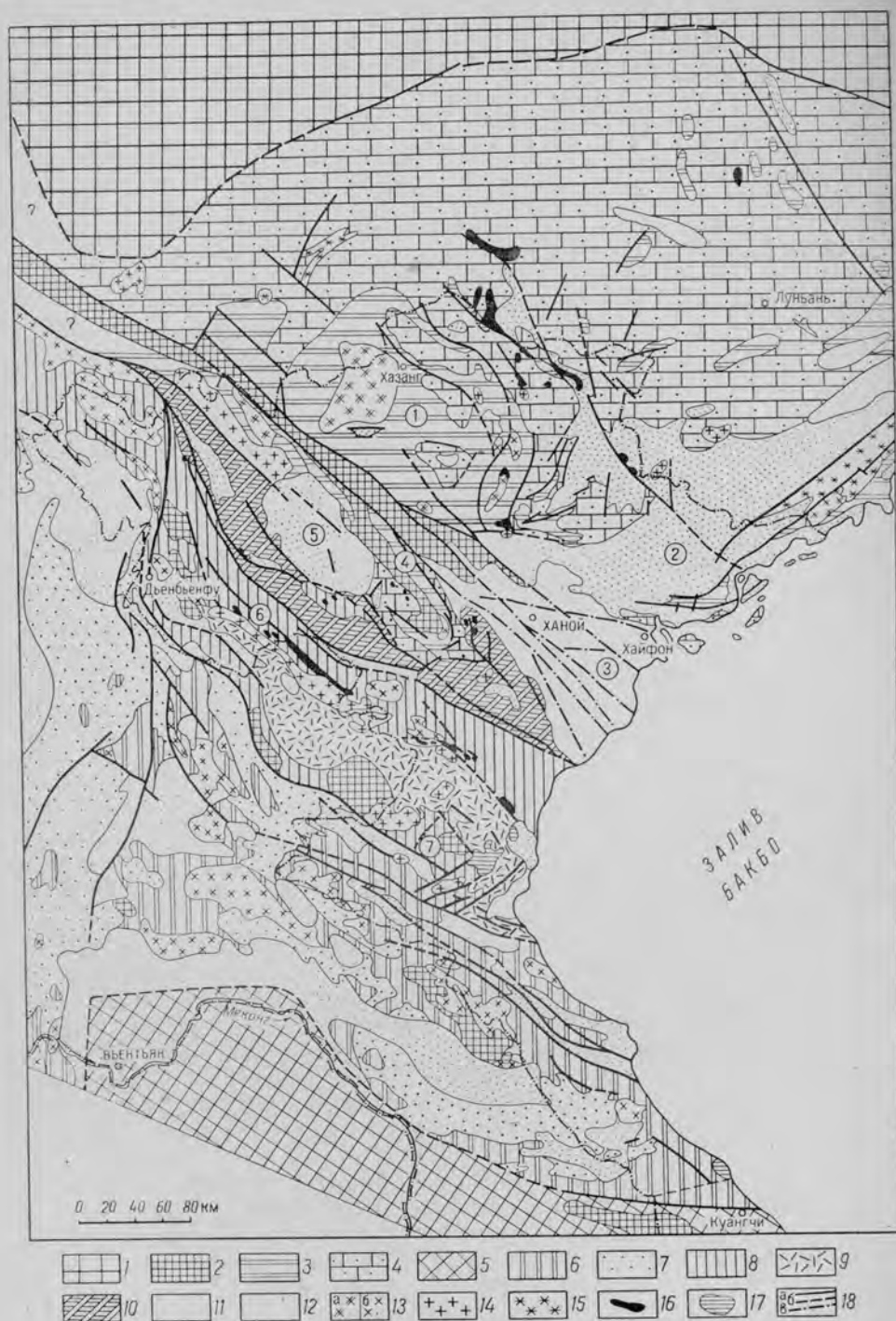


Рис. 2. Схема геолого-структурного районирования территории ДРВ и прилегающих районов. (Составили Ю. Г. Гатинский, Ю. П. Рассказов) [2, 3, 4, 12, 15, 16 и др.]

Древние платформы: 1 — Китайская добайкальской консолидации; складчатые области: 2 — фундамент (комплекс основания) — Pt_{1-2} ; 3 — 4 — катазиатская область каледонской складчатости, комплексы: 3 — геосинклинальный, Pt_3-Pz_1 , 4 — эпигеосинклинальный орогенный и эпохи тектонического выравнивания нерасчлененные, S_2-T ; 5 — 9 — область варисийской складчатости Юго-Восточной Азии: Индосинийский срединный массив дозарисийской консолидации, 5 — чехол, Pz_{2-3} , Mz , Kz ; Центрально-Индокитайская среднепалеозойская (варисийская) складча-

распространение, и только два из них, в основании карбона и в верхах верхней перми, относительно выдержаны.

Породы среднего и верхнего палеозоя и нижнего триаса на территории ДРВ и в прибрежных районах Юго-Восточного Китая образуют отдельные изолированные структуры — брахискладки с углами падения крыльев не более 30—40°. В направлении к древней Китайской платформе эти отложения сливаются в единый слабодислоцированный чехол (см. рис. 2).

Таким образом, для средне-верхнепалеозойских толщ северо-восточной части ДРВ характерны следующие особенности: преобладающие терригенно-карбонатных морских отложений с прослоями и пачками грубообломочных пород континентального происхождения, кислых и основных вулканитов, углей и т. д.; залегание с угловым несогласием на собственно геосинклинальных отложениях нижнего палеозоя; покровно-площадное развитие или приуроченность к отдельным впадинам; германотипный характер складчатости. Совокупность этих признаков указывает на значительное отличие их от пород главного геосинклинального комплекса. По формационному составу и условиям залегания они обладают чертами не только платформенных, но и орогенных отложений, и поэтому могут рассматриваться как нерасчлененные образования комплексов эпохи тектонического и эпигеосинклинального орогенного выравнивания.

Для юго-западной части Катазиатской области характерно блоковое строение с развитием тектонических нарушений трех преобладающих направлений: северо-восточного, северо-западного и субширотного (см. рис. 2). По взаимным пересечениям устанавливается более древний возраст северо-восточных разломов, северо-западные большей протяженности, лучше выражены в рельефе и часто контролируют послегеосинклинальные (позднепалеозойские и мезозойские) интрузии. Самые молодые, вероятно, разломы субширотного простирания, огранчивающие мезозойские наложенные впадины.

Среди интрузивных образований на этой территории выделяется несколько групп. Для протерозойских гнейсовидных плагиогранитов, биотитовых гранитов и кварцевых диоритов характерна тесная связь с кристаллическими породами основания и нередко анатектондное происхождение. Раннепалеозойские (ордовикские?) биотитовые граниты и гранодиориты, установленные в антиклинории Фансипан, образуют конкордантные массивы в кембрийско-ордовикских отложениях и перекрыты силурийско-девонскими, а по некоторым данным и верхнеордовикскими породами [16]. Биотитовые и двуслюдяные граниты предположительно додевонского (силурийского?) возраста, развитые на юге Вьетбакского поднятия и в обрамляющих его складчатых зонах (Нуйла, Чочу и др.), прорывают

тая система, комплексы: 6 — геосинклинальный, Pz_{1-2} ; 7 — эпигеосинклинальный орогенный, S_2-T_1 ; Северо-Вьетнамская раннетриасовая (позднелиасовая) складчатая система, комплексы: 8 — геосинклинальный, P_1-T_1 ; 9 — эпигеосинклинальный орогенный, T_2-3 ; 10 — шовная зона р. Черной (пограничная структура между областями каледонской и варисийской складчатости), геосинклинальный комплекс, T_0-T_{1p} ; кайнозойские наложенные впадины (структуры этапа тектоно-магматической активизации); 11 — мезозойские впадины (осадочные и вулканогенные образования T_2-S_1 в Катазиатской области и Центрально-Индокитайской системе, T_2-P_1 в Северо-Вьетнамской системе и шовной зоне р. Черной); 12 — кайнозойские впадины (рыхлые отложения $Pg+N+Q$); магматические образования, 13—15 — гранитоиды: предположительно ранне-среднепалеозойские (а), позднепалеозойские и раннетриасовые, преимущественно синорогенные в вариссидах (б), 14 — мезозойские этапы тектоно-магматической активизации, 15 — неустоявшегося возраста; 16 — основные и ультраосновные интрузии; 17 — четвертичные базальты; прочие обозначения: 18 — разломы установленные (а); предполагаемые (б); прослеженные под чехлом рыхлых образований (в); цифры в кружках: 1 — Вьетбакское поднятие; 2 — впадина Анчау; 3 — Ханойская впадина; 4 — антиклинорий Фансипан; 5 — впадина Туле; 6 — антиклинорий Шонгма; 7 — поднятие Фухоат.

отложения среднего — верхнего ордовика. Верхний возрастной предел их не установлен. Близкий, но более ранний возраст устанавливается для небольших массивов габброидов, развитых к северу от г. Тхайнгуйен (см. рис. 2). Более молодые интрузии приурочены к разломам и являются посторогенными.

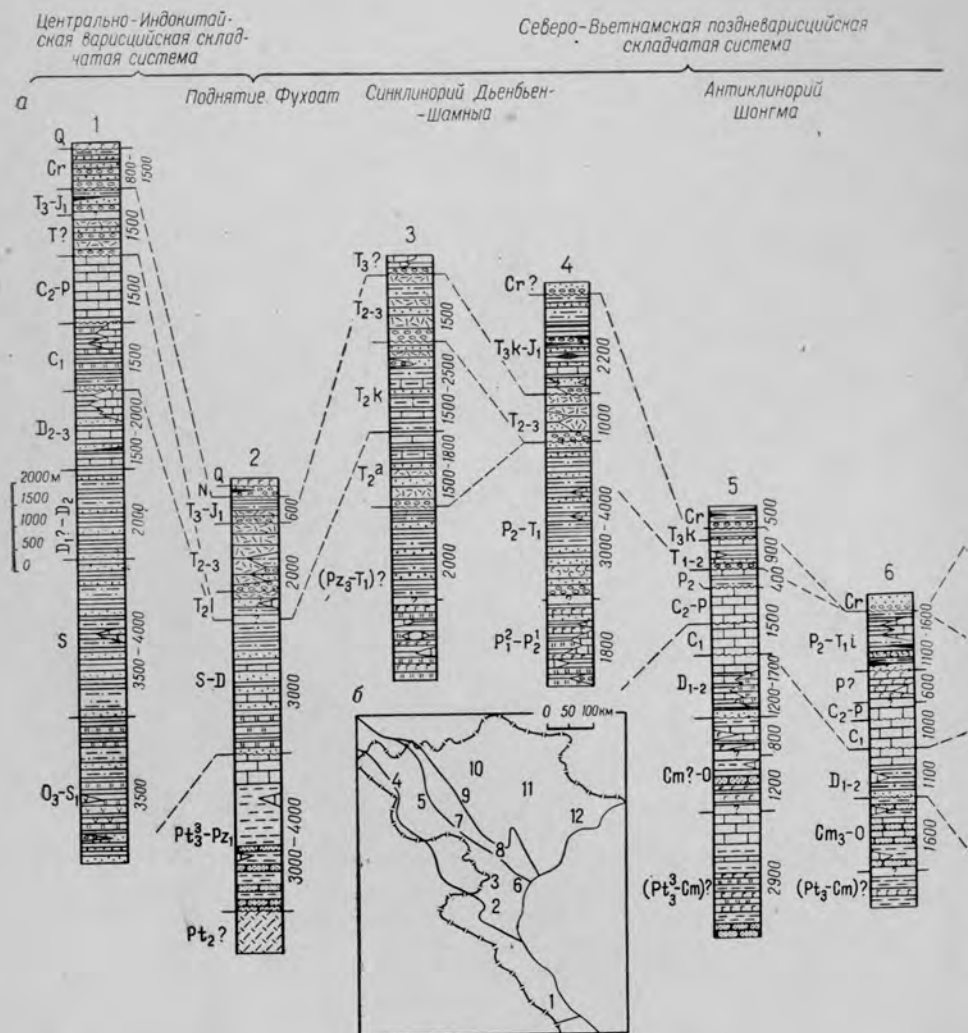
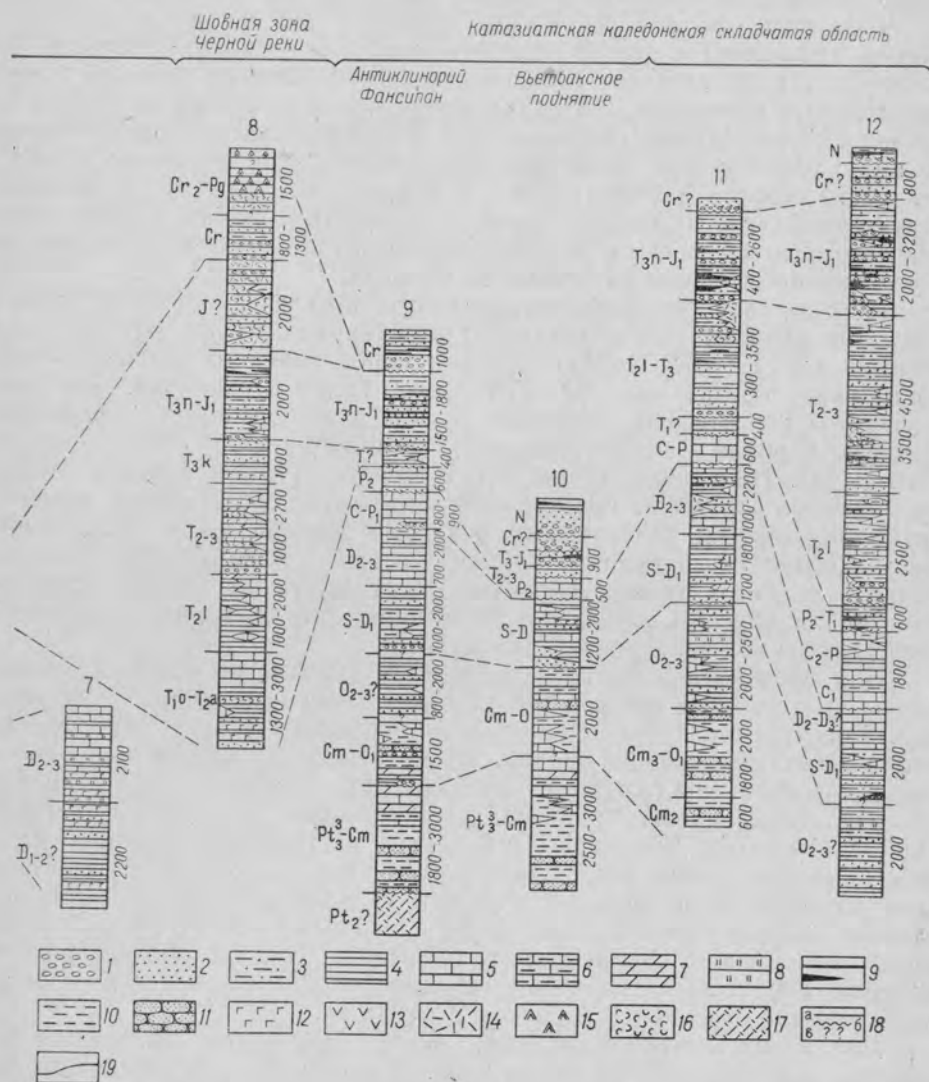


Рис. 3. Геологические разрезы основных структурных элементов территории ДРВ (а) и схема 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алеволиты, 4 — аргиллиты, 5 — известняки, 6 — мергели, песчаники; 12—15 — эффузивы: 12 — основные, 13 — средние, 14 — кислые, 15 — щелочные; 16 — туфы, согласно (б), неустановленные (в), 19 — границы основных структурных элементов; цифры на чау), 3 — правобережье р. Ма (Бужинь-Нуйнашон), 4 — Дьенбьенфу, 5 — Лайчау-Туанзао, 6 — Тха бассейн р. Ло, 11 — Тхайнгуйен-Тинтук,

Рассматриваемая часть Катазиатской области характеризуется в целом геомагнитными аномалиями незначительной интенсивности (до 100 гамм). Простирание их осей меняется от северо-восточного на побережье Тонкинского залива до северо-западного вблизи р. Красной.

Более интенсивные аномалии (свыше 150 гамм) появляются лишь на границе с шовным прогибом Черной реки [3].

Центрально-Индокитайская среднепалеозойская (варисцийская) складчатая система. Складчатые сооружения этой системы занимают внутреннее положение в области варисцид, непосредственно примыкая



их размещения (б).

7 — доломиты, 8 — кремнистые породы, 9 — угли, 10 — филлиты, 11 — метаморфизованные 17 — амфиболитовая фация метаморфизма; 18 — взаимоотношение толщ: согласные (а), несогласные — районы местоположения разрезов: 1 — хр. Чыонгшон, 2 — левобережье р. Ка (Куй-ньхоа, 7 — Тахоа, 8 — среднее и нижнее течение р. Да (Черной), 9 — хр. Фансипан, 10 — 12 — Анчау-Хайфон.

к Индосинийскому массиву с северо-востока и запада (см. рис. 1). В их строении участвуют геосинклинальные толщи нижнего и среднего палеозоя, смятые в складки и прорванные многочисленными интрузиями каменноугольных гранитов. На обширных площадях они пере-

крыты полого залегающими орогенными молассовыми или близкими к платформенным карбонатными отложениями позднего палеозоя и мезозоя. Следовательно, главная складчатость, завершившая собственно геосинклинальное развитие, произошла здесь на границе среднего и позднего палеозоя.

На территории ДРВ Центрально-Индокитайской системе принадлежит небольшая площадь в осевой части и на восточном склоне хр. Чыонгшон (см. рис. 2). Разрез главного геосинклинального комплекса начинается с толщи верхнего ордовика — силура, которая западнее, в Лаосе, залегает непосредственно на метаморфических породах древнего основания [18]. Отложения верхнего ордовика, силура и девона слагают единую песчано-сланцевую формацию мощностью более 10 км, с подчиненным развитием вулканитов среднего состава в нижней части разреза и известняков — в верхней (см. рис. 3). В верхний структурный ярус выделены глинисто-кремнистые сланцы и известняки визейского и намюрского ярусов мощностью до 1000 м, залегающие с угловым несогласием на девонских породах.

Породы главного геосинклинального комплекса образуют узкие линейные складки северо-западного простирания. Более крутые углы падения (до $70-80^\circ$) характерны для пород верхнего ордовика — девона, менее крутые (до $40-50^\circ$) — для нижнего карбона. На них с угловым несогласием залегают слабодислоцированные известняки среднего карбона — перми, мощность которых на юге ДРВ достигает 1500 м [1]. По данным французских геологов [19], в Верхнем Лаосе карбонатные породы по простиранию сменяются терригенными, нередко грубообломочными угленосными осадками нижней части Индосинийского комплекса (средний карбон — пермь — триас), содержащими пачки вулканитов кислого и среднего состава. Вслед за Хуан Цзи-цинем [14] и другими отложения Индосинийского комплекса рассматриваются нами как эпивариссийская моласса.

Для вьетнамской части вариссийской складчатой системы характерны протяженные продольные разломы северо-западного простирания. Короткие поперечные нарушения проявлены только на бортах наложенных мезозойских впадин. Из интрузивных образований наиболее распространены крупные массивы двуслюдяных, биотитовых и частично турмалиновых гранитов, установленные на границе ДРВ и Лаоса (Мьонгсен, Чыонгшон) и в других местах. Они залегают среди нижне-среднепалеозойских геосинклинальных отложений и отчетливо конкордантны по отношению к общей складчатой структуре. Французские геологи сопоставляли их со среднекарбонowymi «московскими» монцититовыми гранитами Лаоса [18, 22]. Более мелкие массивы биотитовых гранитов, секущие верхнепалеозойские известняки, условно относятся к раннему триасу.

Для геомагнитного поля этой части Центрально-Индокитайской системы отмечена низкая интенсивность аномалий, что, по-видимому, связано с развитием мощной, в основном немагнитной терригенной толщи нижнего и среднего палеозоя. В прибрежной части системы под покровом четвертичных отложений по гравиметрическим данным намечается отчетливое северо-западное простирание структур.

Северо-Вьетнамская раннетриасовая (позднелавариссийская) складчатая система. Внешнее положение в складчатой области варисцид занимает зона развития мощных терригенных и карбонатно-терригенных толщ нижнего, среднего и верхнего палеозоя, содержащих пачки вулканогенно-кремнистых пород. Они смяты в складки, прорваны позднепермскими и раннетриасовыми гранитоидами и несогласно перекрыты молассоидами среднего и верхнего триаса, включающими пачки вул-

канитов кислого состава. Зона имеет северо-западное простирание (см. рис. 1). Границами ее служат: на северо-востоке с каледонидами — шовный прогиб Черной реки, на юго-западе с варисцидами Центрального Индокитая — протяженные разломы, проходящие на левобережье р. Ка и в верховьях рек Ма и Да. На территории, отнесенной к Северо-Вьетнамской системе, выделяется ряд линейных структур: антиклинорий Шонгма (см. рис. 2, разрез 6), примыкающие к нему с северо-востока и юго-запада синклинии, в значительной мере перекрытые мезозойскими отложениями наложенных впадин; в юго-восточной части системы расположено антиклинальное поднятие Фухоат (см. рис. 2, разрез 7).

Докембрийские кристаллические образования, обнаженные в антиклинории Шонгма и поднятии Фухоат относятся к древнему основанию Северо-Вьетнамской системы. На нем резко несогласно залегает главный геосинклинальный комплекс, в разрезе которого выделяются четыре структурных яруса: верхнепротерозойский (?) — нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский, верхнепермский — нижнетриасовый.

Нижний структурный ярус представлен мощной карбонатно-терригенной формацией, метаморфизованной до стадии зеленых сланцев и включающей на отдельных участках пласты основных вулканитов. Эти отложения выходят только на поднятия Фухоат и антиклинории Шонгма (см. рис. 3, разрезы 5, 6). Они смяты в линейные складки северо-западного простирания с углами падения до $60-70^\circ$. В сводовых частях антиклинория и поднятия интенсивность складчатости заметно ослабевает (углы падения до $20-40^\circ$).

Отложения среднепалеозойского структурного яруса развиты на крыльях положительных структур. Они с угловым несогласием перекрывают породы нижнего палеозоя. В пределах антиклинория Шонгма в этот структурный ярус выделена карбонатно-терригенно-кремнистая толща с фауной нижнего и среднего девона (см. рис. 3, разрезы 5, 6) на поднятии Фухоат — силурийско-девонская толща Сонгка (см. рис. 3, разрез 2). В среднем течении р. Да (см. рис. 3, разрез 7), в приразломном блоке среди триасового шовного прогиба, в разрезе этого яруса содержатся пакки основных рассланцованных эффузивов. Эти породы смяты обычно в простые широкие складки северо-западного простирания с углами падения $40-60^\circ$. Интенсивность складчатости возрастает с удалением от сводовых частей положительных структур.

Верхнепалеозойские отложения, развитые на крыльях антиклинория Шонгма и в примыкающих к нему синклинориях, залегают с угловым несогласием на среднепалеозойских породах. В пределах антиклинория (см. рис. 3, разрезы 5, 6) они представлены однообразной карбонатной формацией мощностью 800—1500 м, на юго-востоке в верхах разреза залегают пласты андезито-базальтов [3]. По фауне иногда устанавливается выпадение из разреза турнейского и намюрского ярусов [1]. Породы обычно умеренно складчаты, с углами падения $20-40^\circ$ и менее. В синклинориях мощность отложений верхнепалеозойского структурного яруса возрастает, в их составе появляются терригенные породы, кремнистые сланцы и основные вулканиты. Породы смяты в линейные складки с углами падения до $50-70^\circ$.

В верхний ярус главного геосинклинального комплекса на юго-востоке антиклинория Шонгма выделяется карбонатно-терригенная формация мощностью до 1100—1600 м, включающая прослой углей и туффитов (см. рис. 3, разрез 6). К северо-западу в направлении г. Лайчау мощность ее резко уменьшается. В синклинории Дьенбьен-Шамная мощность отложений верхнего структурного яруса возрастает до

2000—4000 м. Они принадлежат к терригенной флишоидной формации, содержащей в низах пачки грубообломочных и туфогенных пород (см. рис. 3, разрезы 3, 4). Отложения этого яруса, залегающие на антиклинории дислоцированы умеренно (углы падения 10—40°); в синклинории Дьенбьен-Шамныа они образуют линейные складки с углами падения до 50—70°.

На собственно геосинклинальных образованиях Северо-Вьетнамской поздневарисцкой системы залегают средне-верхнетриасовые породы, относящиеся по формационным и структурным признакам к орогенному комплексу. Последний разделяется на два структурных яруса. Нижний — представлен анизийско-ладинской пестроцветной карбонатно-терригенной толщей с кислыми эффузивами, широко развитой в юго-восточной части синклинории Дьенбьен-Шамныа [1]. Мощность ее к западу от г. Тханьхоа достигает 3000—4300 м (см. рис. 3, разрез 3), в пределах положительных структур толща заметно уменьшается в мощности или полностью выклинивается (см. рис. 3, разрезы 2, 4, 6). Породы дислоцированы умеренно, с углами падения не более 30—40°. Верхний структурный ярус сложен красноцветной вулканогенно-осадочной толщей мощностью 1000—1500 м. Она несогласно и трансгрессивно перекрывает отложения как нижнего яруса, так и собственно геосинклинальные образования в синклинории Дьенбьен-Шамныа, на поднятии Фухоат и на юго-западном крыле антиклинории Шонгма (см. рис. 2, разрезы 2, 3, 4). Толща смята в пологие складки с углами падения, редко превышающими 15—20°. В последние годы вьетнамскими геологами установлено перекрытие этой вулканогенно-осадочной толщи, относившейся к юре [1], верхнетриасовыми отложениями.

Шовный геосинклинальный прогиб Черной реки. Эта тектоническая зона северо-западного простирания, ограниченная разломами (см. рис. 1), протягивается более чем на 400 км по правобережью р. Красной и в среднем течении р. Да (Черной) при ширине до 40—60 км. Доводами в пользу выделения ее в качестве самостоятельной шовной геосинклинальной складчатой зоны являются: 1) различный характер разрезов палеозойских отложений к востоку и западу от нее (см. рис. 3, разрезы 4—7, 9—11); 2) несогласное залегание триасовых отложений на породах палеозойского возраста в ее пределах; 3) геосинклинальный характер разрезов триаса со сменой собственно геосинклинальных отложений орогенными в его верхах (см. рис. 3, разрез 8); 4) различный формационный состав триасовых отложений зоны Черной реки и соседних складчатых областей; 5) ограниченность структуры разломами и значительная роль продольных разрывных нарушений в ее внутреннем строении (см. рис. 2); 6) связь с разломами многочисленных мезозойских магматических проявлений ультраосновного, основного, кислого и щелочного состава.

Складчатым основанием шовного прогиба Черной реки в юго-западной части служат толщи среднего и верхнего палеозоя, в северо-восточной — преимущественно докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические образования антиклинории Фансипан. В главном геосинклинальном комплексе прогиба по формационным признакам и условиям залегания выделяются два структурных яруса. Нижний представлен карбонатно-терригенной формацией оленекского, анизийского и ладинского возраста общей мощностью от 1000 до 5000 м, содержащей в нижней части разреза пачки туфогенных пород и эффузивов основного состава (см. рис. 3, разрез 8). Породы смяты в простые широкие складки с углами падения 30—40°, на отдельных участках до 60—70°. В верхний структурный ярус входит пестрая по составу группа формаций карнийского или ладинско-карнийского возраста.

мощностью от 1500 до 3700 м, залегающая несогласно на нижне-среднетриасовых породах. В нижней части описываемого яруса преобладает формация спилит-диабазовая, в верхней — аспидных сланцев. Поля развития основных вулканитов обычно приурочены к протяженным северо-западным разломам (см. рис. 3, разрез 8). На различных горизонтах этих толщ с угловым несогласием залегают морские и континентальные норийско-рэтские угленосные отложения, относящиеся уже к орогенному комплексу шовной зоны. Породы верхнего структурного яруса дислоцированы несколько слабее в сравнении с нижним, углы падения в них редко превышают 20° . Важная черта строения главного геосинклинального комплекса шовного прогиба — резкое, иногда в 2—3 раза, уменьшение мощности отложений в направлении с юго-востока на северо-запад, что связано с выклиниванием их на прилегающей территории Китая по системам разломов северо-западного простирания (см. рис. 2).

Разрывные нарушения Северо-Вьетнамской системы и шовной зоны Черной реки относятся к трем основным группам. Наиболее древними являются протяженные линейные разломы северо-западного простирания, согласные с общей складчатой структурой и часто служащие границами смежных антиклинориев и синклинориев. Менее многочисленны поперечные разломы северо-восточного простирания, оперяющие крупные продольные нарушения или развитые на периклинальных погружениях антиклинориев и в бортах мезозойских наложенных впадин. Субмеридиональные нарушения распространены ограниченно. Наиболее крупное из них, представляющее собой правосторонний сдвиг, возникший не ранее конца триаса, протягивается между городами Лайчау и Дьенбьенфу (см. рис. 2).

Многочисленные интрузивные образования поздневарисцкой складчатой системы и шовной зоны Черной реки подразделяются по возрасту и составу на несколько групп. Протерозойские гнейсо-видные граниты и плагиограниты установлены в сводовой части поднятия Фухоат, где они образуют небольшие пластово-секущие тела среди кристаллических пород докембрийского основания. Более широко в пределах Северо-Вьетнамской системы развиты позднепалеозойские и раннетриасовые интрузии. Среди них преобладают пермские гранитоиды (радиологический возраст 252—266 млн. лет), образующие протяженные конкордантные массивы в пределах антиклинория Шонгма и синклинория Дьенбьен-Шамныа. Эти интрузии, дифференцированные по составу от габбро-диоритов до гранитов, были выделены в интрузивную серию Дьенбьенфу [1]. Раннетриасовые биотитовые и двуслюдяные граниты (238—249 млн. лет) образуют массивы меньших размеров по сравнению с пермскими гранитоидами и являются секущими по отношению к ним и к позднепалеозойским габброидам. Вместе с тем они занимают в целом согласное положение в складчатой структуре поздних варисцид. Триасовые гипербазиты образуют мелкие интрузии в пределах шовной зоны Черной реки, иногда выходящие на соседние участки антиклинория Фансипан (см. рис. 2). Они тесно связаны с полями развития основных эффузивов познетриасовой вулканогенно-осадочной толщи [1].

На северо-западе ДРВ четко выражены полосовые магнитные аномалии различных направлений интенсивностью часто выше ± 150 гамм. Наиболее интенсивные аномалии северо-западного простирания в основном совпадают с зонами распространения разновозрастных основных вулканитов и гипербазитов в шовном прогибе Черной реки, в антиклинории Шонгма и в синклинории Дьенбьен-Шамныа. Подчиненное развитие имеют магнитные аномалии с отчетливой линейностью северо-

восточного направления. Они отмечены к югу от г. Лайчау, в излучине р. Да и к западу от г. Тханьхоа. Природа их окончательно не выяснена. Возможно, что взаимное наложение отдельных аномалий северо-восточного и северо-западного простираний обусловлено интенсивным раздроблением древнего основания.

Мезозойские и кайнозойские наложенные впадины и внегеосинклинальные интрузии. Известно, что процессы возникновения и развития внегеосинклинальных наложенных впадин в мезозое и кайнозое распространились на значительные площади в восточной части Азиатского материка. Формирование таких впадин на территории ДРВ началось в середине триаса. Отложения их рассматриваются как эпигеосинклинальные орогенные образования ранних мезозойских [2, 11, 12]. Однако приведенные выше данные показывают, что большая часть территории ДРВ и прилегающих районов Лаоса и Китая к началу мезозоя представляла собой область завершённой складчатости.

Мезозойские и кайнозойские наложенные впадины Индокитая по своим формационным и структурным признакам соответствуют известным в литературе структурам активизации и ревивации [5, 6, 7, 13, 17]. На территории ДРВ в их формировании можно выделить несколько этапов, которым отвечают средне-верхнетриасовый, верхнетриасовый-нижнеюрский, меловый и кайнозойский структурные ярусы. Осадочные и вулканогенные толщи, слагающие их, залегают с резким угловым несогласием на разновозрастных подстилающих образованиях и в большинстве случаев разделены между собой также угловыми или стратиграфическими несогласиями.

К средне-верхнетриасовому структурному ярусу отнесены ладинско-карнийские и карнийско-норийские отложения, образующие наложенные впадины в Центрально-Индокитайской складчатой системе и в Катазиатской складчатой области. Это терригенные и карбонатно-терригенные, часто красноцветные породы морского, лагунного и континентального происхождения. В краевых частях впадин отмечено появление грубообломочных фаций, линз углей и пачек субаэральных вулканитов кислого состава (см. рис. 3, разрезы 1, 11, 12). Мощность отложений этого яруса во впадинах Центрально-Индокитайской системы (север Лаоса и хр. Чыонгшон) не превышает 1000—1500 м. В Катазиатской области она колеблется от 200—300 м в небольших впадинах на Вьетбакском поднятии и до нескольких тысяч метров в крупных наложенных структурах (впадина Анчау). Породы сматы в спокойные широкие складки с углами падения до 20—30°.

К верхнетриасовому — нижнеюрскому ярусу отнесены преимущественно грубообломочные и угленосные отложения норийско-рэтского и лейасового возраста. Мощность их колеблется от первых сотен до 2000—3000 м (см. рис. 3). Они залегают с резким угловым несогласием на разновозрастных образованиях и лишь во впадинах многоярусного строения отделены небольшим несогласием, а иногда просто разрывом от средне-верхнетриасовых отложений, имея близкую с ними степень дислоцированности.

К меловому структурному ярусу отнесена красноцветная грубообломочная моласса, развитая как в ранее существовавших, так и в заложённых в меловое время впадинах. Мощность ее редко превышает 1000 м. Отложения этого возраста залегают субгоризонтально или наклонены под углами 5—10°, перекрывая с угловым несогласием более древние толщи.

Песчано-глинистые и грубообломочные, часто угленосные толщи неогена и четвертичной системы, обычно приуроченные к небольшим

приразломным впадинам, межгорным котловинам и речным долинам, а также к обширной молодой депрессии в дельте р. Красной, во всех случаях несогласно перекрывают более древние образования. Мощность их меняется от нескольких сот до 3000 м (Ханойская впадина), дислоцированы они слабо.

Устанавливаются определенные морфологические особенности структур активизации в зависимости от степени «жесткости» основания, на котором они развиваются. На структурах более ранней консолидации это обычно различных размеров грабены или впадины близких к изометричным очертаний. В вайетнамских складчатых системах они чаще представляют собой протяженные прогибы (см. рис. 2). Несколько обособляется сравнительно небольшая группа позднеэриасовых — раннеюрских впадин, расположенных непосредственно на складчатых сооружениях главного геосинклинального комплекса шовного прогиба Черной реки. Для них характерно унаследованное положение по отношению к геосинклинальным складчатым структурам. Угловое несогласие в основании толщ, выполняющих впадины, не очень резкое, а перерыв между началом их формирования и замыканием шовного геосинклинального прогиба не выходит за пределы норийского века [3]. В строении их участвуют верхнеэриасовая сероцветная паралическая угленосная моласса и нижнеюрская (?) красноцветная терригенная формация [1] с суммарной мощностью около 2000 м (см. рис. 3, разрез 8). Выше залегают кислые и щелочные эффузивы, приуроченные к обширной впадине Туле, и меловые красноцветы. Формационный состав, положение этих отложений в разрезе позволяют рассматривать их как эпигеосинклинальные орогенные по отношению к шовной геосинклинальной зоне (см. рис. 2).

Проявление мезо-кайнозойской тектонической активности на территории ДРВ выразилось также в широком развитии внегеосинклинального интрузивного магматизма позднеэриасового, юрского (?), мелового и позднемелового — палеогенового возраста.

Позднеэриасовые гранитоиды представлены единичными массивами роговообманково-биотитовых, биотитовых гранитов и более многочисленными субвулканическими телами гранит-порфиров. Последние повсеместно ассоциируют с позднеэриасовыми вулканическими кислого состава. Массивы гранитов иногда достигают значительных размеров и тяготеют пространственно к границам крупных антиклинорий и синклинорий (массив Сопкоп к северо-востоку от г. Самныа, массив Бужинь и др.). Юрские (?) интрузивные кварцевые порфиры и гранит-порфиры (157—132 млн. лет) развиты во впадине Туле и на востоке впадины Анчау (районы Лангшон и Тамланг). Меловые интрузии (95—69 млн. лет) представлены небольшими массивами двуслюдяных высокоглиноземистых оловяноносных гранитов, иногда повышенной щелочности, выделенных Э. П. Изохом в комплекс Пиаоак [1]. Они установлены только в Катазиатской области, концентрируясь вдоль восточного края Вьетбакского поднятия. Позднемеловые — палеогеновые гранитоиды и щелочные породы (от щелочных гранитов до сиенитов, сиенито-диоритов) наблюдаются почти во всех тектонических зонах Северного Вьетнама, но особенно широко развиты в пределах поднятия Фухоат и антиклинория Фансипан. Они слагают как мелкие субвулканические тела, так и крупные интрузивные массивы, обычно дискордантные к складчатой структуре и связанные с разломами различного направления. По результатам радиологических определений выделяются две основные возрастные группы интрузий: позднемеловая — раннепалеогеновая (80—45 млн. лет) и палеогеновая (43—29 млн. лет).

Для геофизической характеристики наложенных структур (за исключением Ханойской) материалов недостаточно. В крупных впадинах типа Анчау наблюдается пониженная интенсивность магнитных аномалий за счет большего погружения магнитовозбуждающих тел в их фундаменте. Гравиметрические данные часто подчеркивают блоковую природу этих структур, особенно в пределах Катазиатской области, где иногда даже относительно небольшие впадины ограничиваются интенсивными аномалиями типа ступени, приуроченными к разломам субширотного простиранья.

Особое место в кайнозойском структурном плане Северного Вьетнама занимают небольшие по площади покровы четвертичных оливиновых базальтов мощностью до 200 м, установленные на поднятии Фухоат (см. рис. 2). Их излияния, по-видимому, указывают на большую степень стабилизации в конце кайнозоя районов, примыкающих к Индосинийскому массиву. В то же время в более северных районах ДРВ (в частности, в бассейне р. Красной), вероятно, по сей день продолжают процессы активизации, с чем связаны интенсивные погружения обширных четвертичных впадин, высокая сейсмичность зон разрывных нарушений и т. д.

Таким образом, геосинклинальные складчатые зоны Северного Вьетнама заложились и развивались на достаточно однородном древнем (скорее всего, карельском) основании, по-видимому, сходном с фундаментом южной части Южно-Китайской досинийской платформы. Различная степень раздробления и переработки субстрата определили разный характер развития геосинклинальных прогибов. Однако ни один из них не обладал в полной мере чертами, типичными для настоящих эвгеосинклиналей. Вероятно, с «вялостью» собственно геосинклинального развития связано своеобразие эпигеосинклинального орогенного этапа на большей части рассматриваемой территории. Сформировавшиеся на этом этапе толщи по формационному составу и условиям залегания сходны как с орогенными, так и с платформенными.

Несколько активнее протекал геосинклинальный процесс в Северо-Вьетнамской поздневарисийской складчатой системе. Завершающая складчатость (начало мезозоя) сразу же сменилась во времени интенсивными тектоническими движениями, с которыми было связано образование межгорных впадин, выполненных морской и грубообломочной континентальной молассой, и в ряде случаев интенсивным проявлением субсеквентного вулканизма. На остальной площади в это время начинаются процессы мезозойской активизации, вызвавшие формирование наложенных впадин и внегеосинклинальных интрузий.

Все мезозойские отложения ДРВ, кроме самых низов триасовой системы, принадлежат к различным молассовым формациям, образующим эпигеосинклинальные орогенные или активизированные впадины. Они всегда отделены от предшествующих палеозойских — нижнетриасовых комплексов крупными угловыми несогласиями, а выполняемые ими структуры наложены на более древние. Наряду с широким развитием палеозойских синорогенных гранитоидов и триасовых кислых (субсеквентных) вулканитов это доказывает, что складчатые сооружения рассматриваемой территории относятся не к мезозоидам, а к палеозоидам.

Лишь в шовном прогибе Черной реки наблюдается мощный разрез триасовых отложений геосинклинального типа. Однако этот геосинклинальный прогиб существовал крайне короткое время и его эволюция не представляла собой продолжение предыдущего палеозойского геосинклинального и эпигеосинклинального развития, а скорее являлась крайним выражением процессов мезозойской тектоно-магматической

активизации, проявившихся наиболее интенсивно на стыке двух различных блоков земной коры.

Одновременность и значительное сходство процессов орогенного развития поздневарисийской складчатой системы и мезо-кайнозойской активизации остальной части рассматриваемой территории, по-видимому, не случайны и должны быть связаны с какими-то общими причинами. Синхронность этих процессов может быть объяснена как генетическими связями (развитие активизации в направлении от поздневарисийской геосинклинальной системы к уже консолидированным окружающим ее зонам), так и парагенетическими. В последнем случае следует предположить, что высокая подвижность всего Индокитайского континентального блока в мезозое и кайнозое была индуцирована активным тектоническим развитием Тихоокеанского пояса.

Список литературы

1. Геология Северного Вьетнама. Ханой, ГГУ ДРВ, 1965. 668 с. с ил. Авт.: А. Е. Довжиков, Нгуен Ван Тиен, Ле Динь Хыу и др.
2. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л., «Недра», 1969. 240 с. с ил. Авт.: Г. А. Кудрявцев, В. Б. Агентов, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина.
3. К вопросу о тектоническом районировании Северного Вьетнама. Ханой, «Геология», 1970, № 89—90, т. I—IV, с. 1—41 с ил. (на вьетн. яз.). Авт.: Ю. Г. Гатинский, Чан Ван Чи, Е. Н. Исаев, Ле Ван Кы и др.
4. Моргунов Ю. Г. Основные черты тектоники Северного Вьетнама. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология», 1970, № 1, с. 82—96 с ил.
5. Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 92, с. 322—368 с ил.
6. Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 15—26.
7. Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — «Геотектоника», 1970, № 5, с. 26—32.
8. Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 61—71 с ил.
9. Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука», 1964. 96 с. с ил.
10. Пущаровский Ю. М. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 91—101 с ил.
11. Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966. 488 с. с ил.
12. Фромаже Ж. Очерк структуры и тектоники Индокитая. М., ГОНТИ, 1939, с. 481—530 с ил. («Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр., 1937», т. 2).
13. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — В кн.: Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, с. 246—355 с. ил.
14. Хуан Цзи-цинъ. Основные черты тектонического строения Китая. М., изд-во Иностран. лит., 1952. 162 с. с ил.
15. Хуан Цзи-цинъ. Основные черты тектоники Китая. — «Советская геология», 1961, № 9, с. 8—56 с ил.
16. Чан Ван Чи. Характеристика седиментационных циклов нижнепалеозойских отложений Северного Вьетнама. — В кн.: Научный бюллетень высшей школы, Ханой, 1970, с. 45—54 с ил. (на вьетн. яз.).
17. Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей востока СССР. В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 193—202 с ил. («Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов», проблема 16).
18. Fromaget J. Etudes géologiques dans le Nord de l'Indochine centrale. Bull. Serv. géol. Indochine. Hanoi, 1927, v. 16, f. 2. 1927. p. p. 74—76, 257—265, 318—320 with ill.
19. Fromaget J. L'Indochine française. Sa structure géologique, ses roches, ses mines et leurs relations possibles avec la tectonique. Bull. Serv. géol. Indochine. Hanoi, 1941, V. 26, f. 2.

20. Jen Chi-shun. Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in southeastern China. *Int. Geol. Rev.* 1968. 10, № 12, 1440—1455, with ill. (Transl. from «*Acta geol. sinica*», 1964, 44, № 4).

21. Klompe Th. Igneous and structural features of Thailand. *Geol. en myjnbouw.* 1962, 41, № 6, p. 290—302 with ill.

22. Lacroix A. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. géol. Indochine.* Hanoi, 1933, v. 20, f. 3, 190 p. with ill.

23. Osika R. Précis de géologie du Nord Vietnam, de la région de Bao—Ha en particulier. *Bull. Inst. geol.* 1967, № 177, p. 35—61 with ill.

А. С. КАНДАУРОВ, Ю. А. РОЗАНОВ
(Северо-Кавказское ТГУ)

Роль физико-механических свойств пород в локализации ртутного оруденения на месторождении Дальнем (Северо-Западный Кавказ)

Месторождение Дальнее входит в Кубанский ртутно-рудный район, который охватывает альпийское складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа. Район сложен геосинклинальными формациями: морской сероцветной (терригенно-флишевой) нижнего и карбонатно-флишевой верхнего мела. Мощность отложений каждой формации 2,5—4 км. Размещение ртутного оруденения в разрезе слагающих район формаций неравномерное. Валанжин-готерив-барремские неоднородные образования, обладающие наиболее выраженными гетерогенными свойствами, аккумулируют в себе подавляющее большинство ртутных проявлений. В то же время существенно глинистые отложения апт-альба, а также флишеидные образования верхнего мела, склонные к пластическим деформациям, оказались практически безрудными.

Месторождение Дальнее находится на западном фланге Дербиевского рудного поля, относящегося к типу рудных полей, которые развиты в изгибе (в плане) свода антиклинали, осложненной поперечными поднятиями шарнира, продольными и диагональными разрывами [2]. Месторождение приурочено к периклинальному замыканию Дербиевской антиклинали — одному из наиболее выраженных поперечных поднятий шарнира складки, осложненному серией продольных крутопадающих разрывов, в которых происходит локализация руд. Рудовмещающей является грубозернистая свита дерби (валанжин) мощностью 150—210 м. Она залегает среди существенно глинистых мощных отложений берриаса и готерива, от которых довольно резко отличается по физико-механическим свойствам. За счет сложной перемежаемости различных литологических разностей пород, невыдержанных по мощности и фациально, свита дерби обладает резкой анизотропией. Породы свиты дерби, слагающие ядро антиклинали, в процессе складкообразования подверглись значительной дислоцированности, что предопределило локализацию в них ртутного оруденения. Отложения свиты дерби представлены песчаниками, гравелитами и глинами. Песчаники кварцевые с известковистым цементом; обломочный материал состоит в основном из кварца (68—91%), известняка (2—20%) и полевого шпата (2—8%). Гравелиты кварцево-карбонатные, в составе обломочного материала кварц (25—33%), известняк (45—60%) и др.

Для выяснения роли физико-механических свойств пород в локализации оруденения на месторождении Дальнем проведены специальные исследования 200 проб из рудных зон и боковых пород, отобранных из керна скважин, в подземных и поверхностных горных выработках. Экспериментальные работы проводились в лаборатории исследований физико-механических свойств пород ИГЕМ АН СССР и в Центральной лаборатории СКТГУ. Исследовались упругие свойства пород (модули упругости и сдвига, коэффициент Пуассона), эффективная пористость, а также определялся объемный вес и производилось петрографическое описание пород в пробах.

Эффективная пористость и объемный вес. Результаты определений параметров физико-механических свойств пород даны в табл. 1 и 2.

Средние значения эффективной пористости в неизмененных песчаниках и гравелитах выражаются соответственно цифрами 1,54 и 1,40%, при объемных весах 2,64 и 2,57 г/см³. Среди песчаников максимальной пористостью обладают среднезернистые разности (1,71%), на втором месте стоят мелкозернистые (1,54%) и на третьем крупнозернистые (1,30%). В лежачем боку зон рудовмещающих разрывов пористость всех разностей песчаников более высокая, чем в висячем.

В гидротермально измененных породах (зоны разрывов) эффективная пористость в значительной степени возрастает, объемный вес при этом снижается. Среднее значение пористости в рудных песчаниках составляет 7,32, в безрудных 2,57, в гравелитах — соответственно 4,66 и 3,15%.

В глинах как измененных, так и неизмененных, эффективная пористость не превышает 1% (по данным определений на соседних участках).

Таким образом, по значению эффективной пористости как неизмененные, так и гидротермально измененные породы располагаются в следующий ряд (в убывающем порядке): песчаники, гравелиты, глины.

Как правило, оруденелые породы характеризуются повышенной пористостью по сравнению с породами с убогой кинноварной минерализацией.

Таблица 1

Физико-механические свойства пород

Породы	Количество проб	Объемный вес (г/см³) γ	Эффективная пористость (%) $P_{эф}$	Количество проб	Модуль упругости (кг/см²) $E \cdot 10^5$	Модуль сдвига (кг/см²) $G \cdot 10^3$	Коэффициент Пуассона σ
Неизмененные породы							
Висячий бок зон разрывов:							
Песчаники	60	2,65	1,43	13	5,76	2,49	0,16
Гравелиты	25	2,66	1,43	6	5,96	2,49	0,22
Лежащий бок зон разрывов:							
Песчаники	49	2,64	1,59	23	5,73	2,36	0,20
Гравелиты	17	2,69	1,35	5	5,48	2,27	0,23
Месторождение в целом (средние значения):							
Песчаники	109	2,64	1,54	36	5,82	2,44	0,18
Гравелиты	42	2,57	1,40	11	5,74	2,39	0,22
Гидротермально измененные породы в зонах разрывов							
Песчаники:							
рудные	14	2,42	7,32	9	3,41	1,47	0,20
безрудные	22	2,58	2,57	2	4,73	1,94	0,16
Гравелиты:							
рудные	2	2,53	4,66	—	—	—	—
безрудные	5	2,65	3,15	3	5,00	1,96	0,28

Упругие свойства. Свежие песчаники обладают более низкими значениями коэффициента Пуассона σ , чем гравелиты (соответственно 0,18 и 0,22). Модуль упругости ($5,82 \cdot 10^5$ кг/см² и $5,74 \cdot 10^5$ кг/см²) и сдвига ($2,44 \cdot 10^5$ кг/см² и $2,39 \cdot 10^5$ кг/см²) в этих породах практически одинаков. Из приведенных данных видно, что гравелиты более пластичны, чем песчаники. В песчаниках пластичность в незначительной степени возрастает с увеличением их зернистости.

В зоне разрывов средние значения модулей упругости и сдвига в породах резко снижаются: в песчаниках до $3,41 \cdot 10^5$ кг/см² и $1,47 \cdot 10^5$ кг/см², в гравелитах до $5 \cdot 10^5$ кг/см² и $1,96 \cdot 10^5$ кг/см². Коэффициент Пуассона в песчаниках в целом сохраняет свою величину, в то же время он резко возрастает в гравелитах (0,28). Характер изменения параметров отражен на примере скв. 6 (см. рисунок).

Анализ результатов исследований. Как показывают результаты исследований, разрез рудовмещающей свиты дэрби представлен гетерогенными образованиями, по-разному реагировавшими на тектонические напряжения. Кварцевые песчаники — наиболее прочные породы из всех известных на месторождении, в условиях повышенных тектонических напряжений оказались хрупкими. В них наиболее широко развита трещиноватость, которая стимулировала повышение эффективной пористости. Последняя обычно несколько выше в лежащем боку разрывов, чем в висячем, что связано с большей дислоцированностью пород в первом случае. Об этом свидетельствуют результаты специальных исследований тектонической трещиноватости, которая более интенсивно развита в лежащем боку разрывов. По этой же причине песчаники и гравелиты подрудной части характеризуются меньшей прочностью.

К высокопрочным породам также относятся гравелиты, но, обладая относительно песчаников повышенными значениями коэффициента Пуассона, они склонны к пластическим деформациям.

Самыми пластичными образованиями на месторождении являются глины. Это, в частности, подтверждается явлениями «гашения» в них трещин при переходе из более грубозернистых пород.

Таблица 2

Физико-механические свойства песчаников различной зернистости

Породы	Количество проб	Эффективная пористость (%) $P_{эф}$	Количество проб	Модуль упругости (кг/см^2) $E \cdot 10^3$	Модуль сдвига (кг/см^2) $G \cdot 10^3$	Коэффициент Пуассона σ
Неизмененные породы						
Висячий бок зон разрывов:						
Песчаники мелкозернистые	12	1,31	2	4,98	2,19	0,14
" среднезернистые	26	1,69	7	5,95	2,55	0,18
" крупнозернистые	22	1,29	4	6,37	2,74	0,16
Лежащий бок зон разрывов:						
Песчаники мелкозернистые	16	1,72	9	5,33	2,22	0,18
" среднезернистые	21	1,72	10	6,16	2,54	0,19
" крупнозернистые	12	1,32	14	5,70	2,33	0,24
Месторождение в целом (средние значения):						
Песчаники мелкозернистые	28	1,54	11	5,27	2,21	0,18
" среднезернистые	47	1,71	17	6,08	2,55	0,18
" крупнозернистые	34	1,30	8	6,02	2,53	0,20
Гидротермальноизмененные породы в зоне разрывов						
Песчаники мелкозернистые:						
безрудные	4	2,42	1	6,24	2,43	0,25
Песчаники среднезернистые:						
рудные	10	6,65	5	3,87	1,73	0,16
безрудные	10	2,99	1	3,22	1,46	0,08
Песчаники крупнозернистые:						
рудные	4	9,00	3	2,95	1,20	0,22
безрудные	8	2,11	—	—	—	—

Расчетом баланса вещества установлено, что гравелиты по сравнению с песчаниками подверглись значительно меньшему окварцеванию, в них частично сохранился кальцитовый цемент и известняковый обломочный материал (по данным химического анализа содержание CaO в измененных песчаниках составляет всего 1—5%, в гравелитах 25—30% и более). Экспериментально доказано [3], что с повышением температуры предел упругости известняков и кальцита значительно уменьшается и соответственно увеличивается их пластичность. Поэтому в прогретых зонах рудовмещающих разрывов в кварцево-карбонатных гравелитах частично развивались пластические деформации. В то же время кварцевые песчаники вели себя как хрупкие образования.

Благодаря дифференцированному воздействию на породы различного рода деформаций, уже на первых этапах складкообразующих движений вместе с усложнением структуры возрастала избирательность в проявлении трещинных структур, что в свою очередь увеличивало неоднородность условий проницаемости на месторождении. Впоследствии участки с повышенной проникающей способностью пород претерпели максимальное воздействие предрудного гидротермального метаморфизма (декарбонатизация — окварцевание). В результате последующих подвижек резко возросла эффективная пористость в грубозернистых породах и одновременно снизилось деформирующее напряжение. В песчаниках пористость увеличилась почти в 3 раза, а прочность их уменьшилась на 15—30% при одновременном возрастании хрупкости. В гравелитах пористость увеличилась только в 2,5—3 раза при сравнительно небольшом снижении их прочности (10%) и резком возрастании пластичности (коэффициент Пуассона возрос с 0,22 до 0,28).

Неоднородность эффективной пористости пород рудных зон обусловила характер осаднения в них киновари из рудоносных растворов. Промышленные концентрации

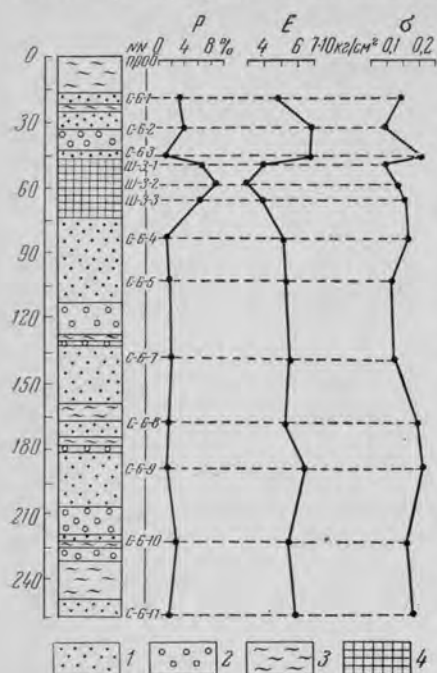
ртути приурочены к породам, обладающим пористостью 3—8%. Как меньшая, так и более высокая пористость не способствовала сколько-нибудь значительному выпадению киновари из гидротерм. Вероятно, в первом случае создавались условия застоя рудонесных растворов, во-втором (пористость более 8%) — поры могли оказаться сквозными.

На всех исследованных Н. А. Никифоровым [2] месторождениях СССР гидротермально измененные вмещающие оруденение породы (безрудные и с бедным оруденением) характеризуются более высокой пористостью, чем те же породы, содержащие

промышленные концентрации ртути. Объяснение этому очень простое: часть пор была «запечатана» минералами рудной стадии.

На месторождении Дальнем, наоборот, измененные, практически безрудные породы обладают более низкой пористостью, чем такие же породы, но с промышленными содержаниями ртути.

Внутреннее строение окварцованных пород на месторождении неоднородное. Участки почти полностью преобразованных исходных пород чередуются с частично замещенными и практически неизменными блоками песчаников и гравелитов. Между степенью изменения пород и их пористостью существует прямая зависимость. Оруденелые породы обладали значительно большей пористостью, чем безрудные. Поэтому первые из них были более проницаемыми для рудоносных растворов и на участках оптимального значения эффективной пористости способствовали выпадению киновари из растворов. Но рудного вещества оказалось недостаточно для заполнения значительной части пор, общий объем которых остался большим, чем объем пористости менее измененных пород. Это подтверждается характером оруденения на месторождении: киноварь наблюдается главным образом в виде тонкой вкрапленности, часто рассеянной по стенкам трещин.



Характер изменения параметров физико-механических свойств песчаников в скв. 6. Неизмененные породы: 1 — песчаники, 2 — гравелиты, 3 — глины; 4 — гидротермально измененные песчаники в рудной зоне.

* * *

1. Главные особенности пород, благоприятных для локализации оруденения, обусловленных для образования вторичной пористости пород большую роль играла их высокая химическая активность, способствовавшая появлению повышенной хрупкости пород до рудоотложения.

2. Песчаники являются наиболее высокопористыми и хрупкими породами на месторождении. Из всех литологических разновидностей пород они (особенно после их гидротермальной обработки) обладали наибольшей способностью к формированию вторичной пористости, которая является одним из главных факторов, способствовавших процессу рудообразования. Это подтверждается полевыми наблюдениями: промышленные концентрации киновари чаще всего связаны с дроблеными песчаниками, реже — с линзующимися гравелитами.

3. Совмещение в пространстве рудных зон и окварцованных пород обусловлено физико-механическими свойствами последних. Данное положение не противоречит представлению о закономерной связи отдельных этапов (окварцевание — рудообразование) единого гидротермального процесса [4].

Список литературы

1. Кандауров А. С. Структура и вещественный состав Дальнего месторождения ртути. — В кн.: «Исследования по минералогии и петрографии на территории Северного Кавказа и Донбасса». Ростов-на-Дону, изд-во Ростовск. ун-та, 1971, с. 167—169.
2. Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1969, 240 с. с ил.

3. Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температурах до 200° С. — М., Изд-во АН СССР, 1962 (Труды Ин-та геол. руд. месторожд. петрограф., минералог. и геохимии, вып. 66).

4. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969, 264 с. с ил.

УДК 551.244.1/2(235.32-11)

В. И. КОРОСТЕЛЕВ
(Якутский гос. университет)

Кобюминский грабен и его роль в тектоническом развитии Восточного Верхоянья

Для установления особенностей геологического развития, тектонического и метало-генического районирования территории Восточного Верхоянья чрезвычайно важное значение имеет изучение геологического строения и тектонической природы Кобюминского района.

Этот район, расположенный на Кобюма-Куйдусунском междуречье в бассейнах левых притоков Индигирки — рек Брюнгаде, Кобюма, Сунтар, Кюентя, Учугей-Юрях и других, имеет протяженность 100—110 км при ширине от 25 до 40 км. Его тектоникой занимались многие исследователи, выделяя здесь под разными названиями различные структуры. В качестве самостоятельной структурной единицы первого порядка данная территория на основании геолого-рекогносцировочных наблюдений впервые описана в 1938 г. А. Л. Кристом как Промежуточная (Кобюминская) зона интенсивной складчатости. Позднее это название использовал К. Я. Спрингис [9] при составлении тектонической схемы верховьев р. Индигирки. На его схеме упомянутая структура показана между Охотским (Оймяконо-Охотским, по К. Я. Спрингису) массивом и расположенным севернее своеобразным Эльгинским районом слабых дислокаций (ЭРСД). По геотектонической природе ЭРСД отождествлялся этим автором со срединными массивами типа Оймяконо-Охотского. В последующие годы рассматриваемая территория почти всеми исследователями выделялась (и сейчас выделяется) как северо-восточная часть Южно-Верхоянского синклиория.

Н. И. Ларин [4] не отмечал здесь какой-либо крупной и единой тектонической структуры, устанавливая в разных частях района лишь мелкие, но сложно построенные Брюнгадинской (на западе), Абонский и Мас-Юряхский (на востоке) грабены, выполненные преимущественно юрскими туфогенными породами.

С. И. Гавриков [2, 3] отнес описываемую площадь к Кюентинской дуговой подзоне линейных складок, которая, по его представлениям, входит в состав Брюнгаде-Агаяканской зоны сундучно-щелевидных и брахиформных структур, располагаемая между Аябо-Селериканской подзоной сундучно-щелевидных складок на севере и Сунтар-Куйдусунской подзоной брахикуполовидных складок на юге. Последняя отождествляется упомянутым автором с погребенным окончанием Охотского массива.

Крайнюю западную часть Кобюминского района С. И. Гавриков обособляет от вышеуказанных структур своей тектонической схемы, относя ее к Кобюминскому складчато-глыбовому участку Южно-Верхоянского синклиория. Восточную границу этого участка он проводит по глубокому северо-восточной ориентировки разлому в фундаменте, протягивающемуся, по его мнению, от устья р. Эльги через бассейн среднего течения р. Брюнгаде к верховьям р. Кобюмы. Однако ни геологическими, ни геофизическими материалами существование такого гипотетического разлома не подтверждается.

С. В. Домохотов (1962 г.) западную часть описываемой территории (до р. Кюентя) включал в Брюнгадинский блок, входящий в состав Восточной (Приохотской) зоны Южно-Верхоянского синклиория, остальную же часть — в Эльгинский район слабых дислокаций. Восточная граница упомянутого блока проведена им по предполагаемому глубинному (?) разлому, простирающемуся по долине р. Кюенте от устья р. Брюнгаде до устья р. Сунтар. Согласно нашим наблюдениям, разрывное нарушение здесь действительно существует, но вряд ли его можно отнести к категории глубинных разломов, поскольку протяженность этого нарушения очень незначительна.

Г. С. Гусев [5, 6] рассматривает данный район в качестве Кобюминской ветви Южно-Верхоянского синклиория, соединяющей последний с Верхне-Индигирским (Тарынским) синклиорием. По представлениям этого исследователя, Кобюминская ветвь

служит непосредственным продолжением к северо-востоку Центральной (именуемой нами Кумбарно-Оганьинской) зоны Южно-Верхоянского синклинория. Кроме того, в этой части (несколько южнее) Восточного Верхоянья Г. С. Гусевым выделена Куйдусунская ветвь синклинория, что, по нашему мнению, еще более лишено оснований, чем выделение Кобюминской ветви.

И. А. Резанов [8] отнес изучаемую территорию к Кобюминскому складчато-глыбовому клину Южно-Верхоянского синклинория, а Б. М. Чиков [12] на своей тектонической схеме показал здесь «буферную» структуру под названием Кюентинская пограничная зона синклинориев (не уточняя, каких именно), расположенную между Охотским массивом и Эльгинским районом слабых дислокаций.

А. К. Башарин [1] выделил самостоятельный Кобюминский синклинорий, полагая, что по внутренней структуре и строению он сходен с Южно-Верхоянским синклинорием и служит его восточной виргацией (рис. 1). Этот термин использовал в своей работе и Л. Н. Попов.

Как видим, наименований для структуры района за сравнительно короткое время его геологического изучения разными авторами предложено много, но ни на одной из составленных схем не отражены тектоническая природа, внутреннее строение и основная структура территории, определяющие все особенности геологического строения, магматизма и метаморфизма.

Кроме того, важно отметить, что рассматривая район в качестве ветви Южно-Верхоянского синклинория (или даже как самостоятельный синклинорий), большинство исследователей считает эту структуру связующим звеном между Южно-Верхоянским и Верхне-Инди́гирским синклинориями. И действительно, она расположена между этими двумя синклинориями, но почти перпендикулярно к их простиранию.

Возможны ли подобные соотношения двух (или даже трех) разновозрастных синклинориев? Нам представляется, что такая трактовка тектоники района противоречит общепринятым представлениям о строении складчатых областей, и хотя бы поэтому должна быть отвергнута. Она не объясняет самого механизма образования двух или трех (!) взаимноперпендикулярных синклинориев одного и того же возраста в пределах смежных районов единой геосинклинальной области. Наконец, если обратиться к изучению строения Кобюминского района в поперечном сечении, то синклинорийной структуры не наблюдается; здесь можно выделить всего две крупные складки приразломного типа: одну антиклинальную и одну синклиналиную. Их строение рассмотрим ниже.

Нельзя не коснуться и еще одной важнейшей проблемы, которая предшествующими исследованиями не затрагивалась. Она заключается в необходимости установления типа (и хотя бы приблизительных границ) той положительной структуры, которая должна существовать между Верхне-Инди́гирским и Южно-Верхоянским синклинориями, определяя их самостоятельность. В противном случае само выделение двух субпараллельных синклинориев ничем не оправдано. Ограниченный объем статьи не позволяет автору рассмотреть наряду с вопросом о тектонической природе Кобюминского района указанную проблему и вынуждает его лишь констатировать некоторые черты геологического строения территории и ограничиться рядом выводов, не приводя исчерпывающих доказательств.

Новые данные, полученные автором в процессе полевых работ, и критический анализ всех ранее известных сведений о геологии и тектоническом строении описываемой территории позволили сделать вывод о том, что основную тектоническую структуру Кобюминского района представляет сложно построенный и длительно развивавшийся **г р а б е н**, который предлагается именовать **К о б ю м и н с к и м**. С севера и юга он ограничен глубинными разломами — Брюнгадинским и Сунтар-Буор-Юряхским. Следует отметить, что восточное окончание первого некоторые геологи именуют Инди́гирским разломом, второго — Бурулабытским разломом глубокого заложения.

Б р ю н г а д и н с к и й р а з л о м по геологическим и геофизическим данным отчетливо прослеживается на расстоянии более 400 км в субширотном (северо-западном) направлении, от верхнего течения р. Инди́гирки (пос. Оймякон) вдоль долины р. Брюнгаде до истоков р. Эльги и, возможно, далее, в верховьях рек Дербек и Нельгехе. Севернее этого разлома расположен вышеупомянутый Эльгинский район слабых дислокаций.

В осадочных породах верхоянского терригенного комплекса описываемый глубинный разлом трассируется серией субпараллельных сбросовых и взбросовых нарушений, образующих в совокупности своеобразную Брюнгаде-Сейкимьянскую зону смятия, для которой характерны интенсивная трещиноватость пород, наличие широкой (более 5 км) полосы окварцевания, дробления, брекчирования с многочисленными плоскостями и зеркалами скольжения, серии мелких оперяющих разрывов, часто выполненных кварцевыми, карбонатно-кварцевыми и карбонатными жилами и прожилками.

Основное нарушение зоны — собственно Брюнгадинский разлом сбросового типа, проходящий по долине одноименной реки. Амплитуда вертикального перемещения по нему колеблется от 3,5—4 км на северо-западном фланге до 2—2,8 км на юго-востоке; опущенным является юго-западный, а не северо-восточный блок, как ошибочно указал Г. С. Гусев [6]. Плоскость разрыва круто (75—80°) наклонена к северо-востоку, местами занимая вертикальное положение. Вдоль рассматриваемого разрывного нару-



Рис. 1. Геологическая карта центральной части Кобьуминского грабена (составлена автором по материалам Г. А. Кокова и др.)

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — граниты и гнейсы; 3 — пермские отложения; 4 — нижняя юра; 5 — верхняя юра; 6 — средний триас; 7 — нижний триас; 8 — верхняя пермь; 9 — граниты и гнейсы; 10 — ранняя юра; 11 — ранняя юра; 12 — ранняя юра; 13 — ранняя юра.

шения на некоторых участках установлен контакт осадочных отложений средней юры с ладинскими слоями, а с линией основного разлома сопряжено много мелких мало-амплитудных нарушений, часть которых несет ртутное оруденение. Оно выявлено на разобленных площадях северо-западной и центральной частей Брюнгадинского разлома, удаленных друг от друга на расстояние 50—100 км.

Геофизическое поле Брюнгадинского разлома характеризуется ясно выраженной гравиметрической ступенью и довольно большими значениями градиента силы тяжести. Наиболее отчетливо эта ступень прослеживается в центральной части и на северо-западном фланге глубинного разлома, а на юго-востоке, где данный разлом сопрягается с Тас-Кыстабытским глубинным разломом, она фиксируется в гравиметрическом поле значительно хуже.

В современном эрозионном срезе несколько менее отчетливо проявлены северные (Григская, Сейкимнянская и др.) ветви разлома, хотя в принципе их особенности аналогичны вышеприведенным. Брюнгадинский глубинный разлом контролирует северную границу площадей распространения субширотных цепочек интрузий различного состава, обнажающихся в пределах Кобюминского грабена в бассейнах рек Аччагый-Чагачан-нах, Буор-Юрях, Мас-Юрях, Кюентя, Сунтар и др., и границы полей развития раннеюрских эффузивов и вулканогенно-осадочных пород, объединенных автором в абонскую вулканогенно-осадочную серию ранней юры, не имеющую аналогов среди геосинклинальных образований Верхоянья (рис. 2).

Сунтар-Буор-Юряхский глубинный разлом и его восточное окончание — Буорулабытский разлом — служат южным ограничением Кобюминского грабена. Этот разлом так же, как и Брюнгадинский, довольно четко прослеживается по геологическим данным, но в отличие от последнего значительно хуже фиксируется в геофизических полях, а на некоторых участках геофизическими материалами вообще не подтверждается. Причины такого явления пока не ясны; возможно, это объясняется недостаточной детальностью наблюдений.

К зоне Сунтар-Буор-Юряхского разлома приурочены крупнейшие в Восточном Верхоянье по ширине и протяженности сквозные ледниковые долины субширотного простирания. Во многих ледниковых трогах выработаны долины современных рек, например, Кобюмы, Сунтар, Учугей-Юрях и др. С рассматриваемым разломом связаны и многочисленные выходы подземных (подмерзлотных) вод, местами в виде минерализованных (иногда термальных) источников или крупных многолетних наледей, подобных тем, которые наблюдаются западнее и восточнее пос. Кобюма в долине одноименной реки.

Сунтар-Буор-Юряхский разлом протягивается в широтном направлении на расстояние более 100 км, его вертикальная амплитуда колеблется от 1,5—2 км на западе до 3,5—4 км на востоке, причем опущенным является северный блок. Плоскость сместителя вертикальная или имеет крутое (80—85°) падение к север-северо-востоку. Основной разлом сопровождается субпараллельными ответвляющимися от него нарушениями, образуя довольно широкую (2—3 км) зону или полосу, к которой приурочены субширотные (реже иного направления) дайки кислого, среднего и основного состава, а также небольшие штоки габброидов, гранитоидов и многочисленные кварцевые жилы, обычно безрудные или очень слабо минерализованные. Как и Брюнгадинский, описываемый глубинный разлом ограничивает (но с юга) поля развития эффузивных и вулканогенно-осадочных образований абонской серии ранней юры.

Можно сказать, что в целом Сунтар-Буор-Юряхский разлом, вероятно, представляет собой одну из «ступенек», по которым происходит погружение «северного склона» Охотского массива. Кстати, именно по этому разлому С. И. Гавриков на своей тектонической схеме [2, 3] проводит границу между Кюентинской подзоной линейных и Сунтар-Куйдусунской подзоной брахикуполовидных складок.

Таким образом, центральная часть Кобюминского грабена была опущена (но не как единое целое) по отдельным сбросовым нарушениям Брюнгадинского и Сунтар-Буор-Юряхского разломов. О величине опускания можно судить как по амплитудам вертикальных перемещений, так и по некоторым другим материалам, в частности, геофизическим наблюдениям. В самом грабене, по гравиметрическим данным, «кристаллический фундамент» залегает на глубине 16—20 км, а за его пределами, например южнее, — на глубине около 8 км. Эти цифры тоже указывают на величину опускания центральной части грабена по отношению к его бортам. Приводя сведения о гравиметрических наблюдениях, необходимо оговориться, что из-за отсутствия в верхоянском терригенном комплексе каких-либо четких плотностных границ мезозойские структурные сооружения не находят отражения в гравиметрическом поле района. Последнее в региональном плане фиксирует главным образом строение поверхности палеозойского карбонатного основания (?) и кристаллического фундамента. Лишь крупные разломы и гранитные интрузии довольно хорошо прослеживаются по вытянутым зонам (для первых) или локальным минимумам силы тяжести (для вторых).

Центральная часть грабена опускалась вдоль глубинных разломов дифференцированно, с различной амплитудой перемещения отдельных участков. Это обусловлено тем, что она интенсивно раздроблена более мелкими, но тоже хорошо выраженными в современном эрозионном срезе разрывными нарушениями, субпараллельными глав-

ным ограничением грабена. К ним принадлежат сбросы и взбросы, которые по отношению к Брюнгадинскому разлому представляют как бы серию ступенчатых сбросов с опущенными южными блоками и амплитудой вертикальных перемещений от 300—400 м до 1—2 км. В число таких нарушений можно включить Кобьюминский, Оганийский, Нонгоканский и другие разломы, определяющие внутреннее асимметричное строение грабена в поперечном сечении, причем наиболее опущенной является его южная часть.

Тщательное изучение разрезов различных стратиграфических подразделений в пределах грабена и за его северным и южным окончаниями показало, что мощности, например, триасовых отложений в самом грабене значительно больше мощностей одновозрастных образований вне его (таблица).

Мощности триасовых отложений Кобьюминского грабена и его обрамления

Ярус	Мощность, м			Максимальное увеличение мощностей в грабене, м
	севернее грабена	центральная часть	южнее грабена	
Индский	500—700	700—900	500—600	300
Оленёкский	700—900	750—950	500—600	300
Анизийский	600—950	650—1100	350—400	700
Ладинский	700—900	700—1000	350—400	600
Карнийский	1200—1400	1200—1600	600—700	900
Норийский	800—900	600—1000	350—400	600

Приведенные цифры позволяют предполагать, что главные разломы, ограничивающие грабен и проходящие через его центральную часть, являются конседиментационными. Они существовали до триаса и в течение всего времени накопления триасовых осадков.

Приуроченность излияний раннеюрских эффузивов к определенным участкам грабена подтверждает наличие здесь разломов относительно древнего заложения, а базальтово-андезитовый состав эффузивов и габброидные раннеюрские интрузии указывают на значительную глубину образования магматических очагов и, следовательно, на большую глубину заложения описываемых разломов.

Складчатые структуры Кобьюминского грабена сформировались в процессе мезозойского тектогенеза. Последующие этапы тектонического развития территории привели лишь к их некоторому усложнению и значительному раздроблению. Можно отметить специфический характер таких структур: они носят черты типичных приразломных, надразломных или межразломных складок с крутыми, иногда опрокинутыми, крыльями и практически не осложнены мелкой складчатостью.

В западной части грабена выделяются две крупные складки — Угамыт-Брюнгадинская синклиналь на юге и Керехтяхская антиклиналь вблизи северного борта. Обе складки асимметричны, оси их круто наклонены к югу и полого погружаются к западу. Ширина складок не превышает 12—14 км. В мульде синклинали залегают осадочно-вулканогенные породы нижней юры мощностью до 700—800 м, а в ядре антиклинали — отложения верхней перми. Северное крыло синклинальной складки более крутое (до 75—85°), иногда опрокинутое, южное — значительно положе, углы падения пластов не превышают 60—65°.

Керехтяхская антиклиналь осложнена поперечными складками северо-западного простирания, имеющими одинаковую с Южно-Верхоянским синклинорием ориентировку и как бы «наложенными» на основную структуру субширотные простирания. Севернее грабена, в пределах Эльгинского района слабых дислокаций, по наблюдениям Е. П. Данилогорского, наоборот, основные складки имеют северо-западное простирание, а на них «наложены» более мелкие поперечные субширотные складки. Резюмируя эти данные, можно констатировать, что Охотский массив в рассматриваемом районе вовсе не «обтекается» складчатыми структурами мезозойского, а скорее сечется ими поперек, т. е. теряет одно из основных свойств, используемых при выделении средних массивов как самостоятельных структур складчатых областей.

Вышеупомянутые складки к востоку относительно быстро замыкаются и уже на правобережье р. Кюенте переходят в кулисообразно расположенные Эмкырчано-Саарбинскую синклиналь и Оймяконскую антиклиналь приблизительно аналогичного строения. Еще далее к востоку, наряду с указанными структурами отмечаются более мелкие складки типа грабен-синклиналей — Абонская, Эгелях-Аччагыйская и другие, мульды которых выполнены нижнеюрскими осадочно-вулканогенными или осадочными отложениями.

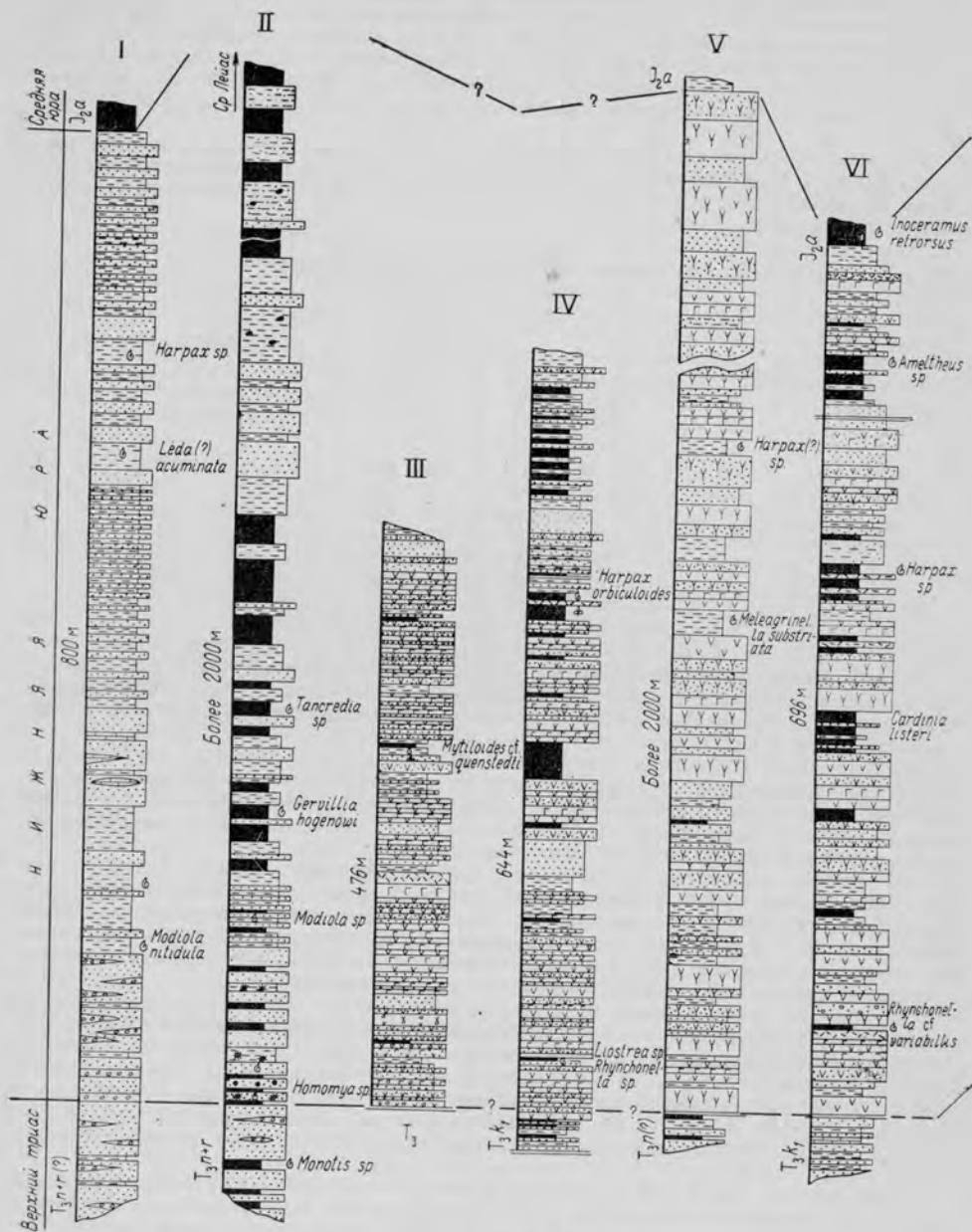
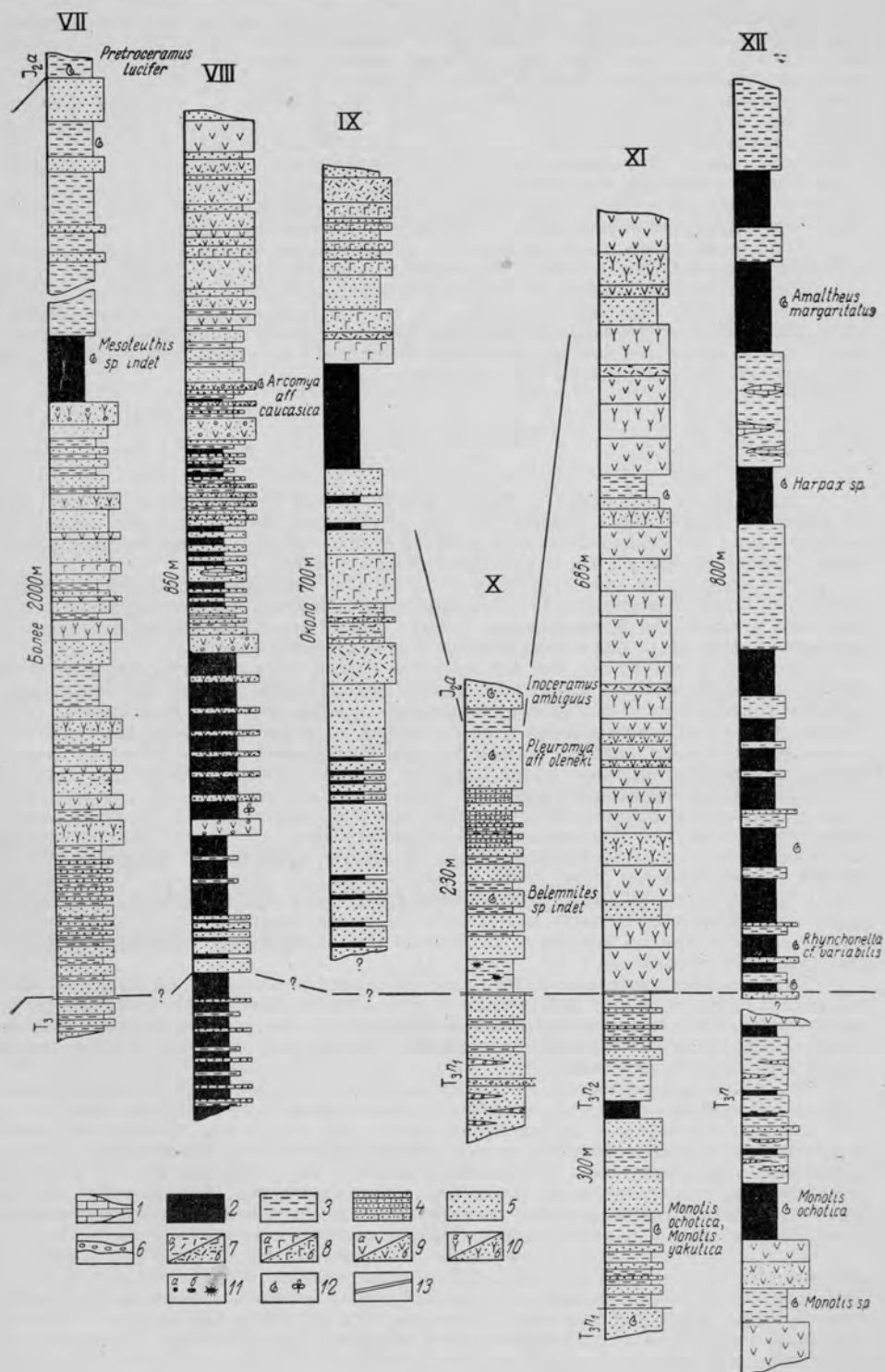


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижней юры Кобьиминского грабена и смежных площадей (составлена автором)

1 — известняки и прослои ракушняка; 2 — глинистые и песчано-глинистые сланцы; 3 — алевролиты; 4 — песчаники известковые; 5 — песчаники мелко-разно-грубо- и крупнозернистые; 6 — конгломераты; 7 — эффузивы кислого состава (а) и их туфы (б); 8 — эффузивы среднего состава (а) и их туфы (б); 9 — эффузивы основного состава (а) и их туфы (б); 10 — эффузивы различного состава (а) и их туфы (б); 11 — конкреции: а — пирит-марказитовые, б — глинистые и карбонатные, в — звездчатые антраколитовые; 12 — остатки ископаемой фауны и флоры; 13 — тектонический контакт. Разрезы: I — р. Брюнгаде (Д. И. Троицкий, 1967 г.); II — р. Дыбы (В. И. Коростелев, 1960 г.); III — р. Малая Луговая (Г. А. Ксков, 1962 г.); IV — ручей Круг (Г. А. Ксков, 1962 г.); V — р. Луговая (В. И. Сивцов, 1969 г.); VI — ручей Круг (В. И. Коростелев, 1969 г.); VII — ручей Скалистый (В. И. Сивцов, 1969 г.); VIII — р. Кюентя (И. И. Тучков, 1944 г.); IX — р. Кюентя (С. И. Гавриков, 1952 г.); X — р. Кюентя (О. Е. Томилов, 1966 г.); XI — ручей Маз-Юрх (О. Е. Томилов, 1966 г.); XII — р. Куйдусун (Б. В. Кравцов, 1966 г.)



В пределах грабена как крупные, так и более мелкие складки осложнены разрывными нарушениями различной вертикальной амплитуды (от 200 до 1000 м), имеющими сбросовый или сдвига-сбросовый характер. Значительная часть этих разломов образовалась в постскладчатый этап в течение мелового (?) периода. Вероятно, в это же время произошло омоложение и обновление основных глубинных разломов, что обусловило не только смещение по ним отдельных частей складок, но и коренную перестройку основной тектонической структуры района. В посторогенное время здесь сформировался сложно построенный горст, характеризующийся различным по величине и длительности поднятием отдельных участков. Максимальное поднятие приурочено к его северной части, где расположено наиболее высокое орографическое сооружение района — Брюнгадинская горная гряда с абсолютными отметками 2000 м и более.

Обновление ранее существовавших и формирование новых разрывных нарушений сопровождалось внедрением в осадочные и осадочно-вулканогенные толщи триаса и юры ранне- и позднемеловых интрузий, представленных в основном различными гранитоидами. При этом важно подчеркнуть, что все гранитоидные интрузии района и сопровождающие их дайковые образования разного состава приурочены почти исключительно к грабену, локализуясь преимущественно в его восточной, реже — в центральной части; на западе структуры они отсутствуют.

* * *

Точное время заложения и начала формирования Кобюминского грабена пока не известно. Можно лишь утверждать, что в татарское время (поздняя пермь) его существование уже сказывалось на мощностях отложений имтачанской свиты, а в триасовый период, несомненно, образовалась структура грабена.

Если исходить из представлений о заложении Верхояно-Колымской геосинклинальной области на восточном гетерогенном крае Сибирской платформы, то не исключено, что в основании Кобюминского грабена лежит структура крупного авлакогена, существовавшего здесь еще в допалеозойский этап развития региона.

Вероятно, к такому же, как Кобюминский грабен, типу структур относится и так называемый Делининский поперечный прогиб, находящийся севернее первого и разделяющий Адычанское и Эльгинское «поднятия» кристаллического фундамента, выделяемые по геофизическим данным. Два последние, а также более северные складчатоглыбовые «поднятия» вместе с самым южным Сунтарским (или Сунтаро-Лабынкырским) «поднятием» многими исследователями сопоставляются с Охотским массивом и трактуются как опущенный северный «борт» его. Действительно, все эти структуры в свете имеющихся данных обнаруживают, вероятно, одинаковую с Охотским массивом историю развития, приблизительно сходное строение (хотя у северных продолжений массива мощности «осадочного чехла» значительно больше), а пространственно являются продолжением друг друга в северо-западном направлении. Тектоническая сущность этих поднятий как структур центральной части Верхояно-Колымской геосинклинальной складчатой области может быть выражена термином «устойчивая геантиклиналь». Последняя, по мнению А. Л. Яншина [13], отличается от срединных массивов лишь меньшими размерами.

Согласно представлениям автора, все названные «поднятия» (Адычанское, Эльгинское, Сунтарское и др.) и Охотский массив следует объединить в единую региональную структуру — Эльгино-Охотский необращенный антиклинорий, разделяющий два субпараллельных северо-западного простирания синклинория мезозой — Южно-Верхоянский и Верхне-Индигоирский.

При таком тектоническом районировании юго-западной ветви Верхояно-Колымской складчатой области вопрос о тектонической природе Кобюминского района получает вполне однозначное и логичное объяснение. Эта территория представляет собой не самостоятельный синклинорий и не ветвь Южно-Верхоянского синклинория, а сложно построенный долгоживущий грабен, конседиментационно «наложенный» (в раннегеосинклинальный этап развития мезозой Восточного Верхоянья) в поперечном направлении на Эльге-Охотскую устойчивую геантиклиналь и прилегающие краевые части Южно-Верхоянского и Верхне-Индигоирского геосинклинальных прогибов.

Что касается видимого (в современном эрозийном срезе) довольно значительного отличия геологического строения Охотского массива от строения Сунтарского, Эльгинского и других «поднятий», то причину нужно искать в допалеозойской истории развития этих структур и, что важно подчеркнуть, в расположении первого на южной периферии Верхояно-Колымской складчатой области. Здесь происходит замыкание и воздымание всех основных структур Восточного Верхоянья, вследствие чего на данной территории обнажаются наиболее древние осадочные и магматические образования мезозой, палеозой и протерозой.

В пределах Кобюминского грабена установлены перспективные рудопроявления и месторождения ртути; имеются предпосылки для обнаружения здесь золото- и оловянных месторождений.

Список литературы

1. Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967. 203 с. с ил.
2. Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки.— «Тр. ВНИИ-1», вып. 38, с. 77—89. Магадан, 1958.
3. Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки.— «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1960, вып. II, с. 48—57.
4. Ларин Н. И. К тектонике Восточного Верхоянья.— «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», 1956, вып. 10, с. 57—68.
5. Мокшанцев К. Б. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964. 238 с. с ил.
6. Мокшанцев К. Б. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968. 172 с. с ил.
7. Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии.— В кн.: «Тектоника СССР», Т. V. М., изд-во АН СССР, 1960. 236 с. с ил.
8. Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозонд Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968. 224 с. с ил.
9. Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, изд-во АН Латв. ССР, 1958. 377 с. с ил.
10. Тектоника Северо-Востока СССР.— «Труды СВКНИИ», вып. 33, Магадан, 1969, 79 с. с ил. Авт.: С. М. Тильман, В. Ф. Белый и др.
11. Шапошников К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— «Геология и геофизика», 1962, № 9, с. 100—105.
12. Чиков Б. М. Строение и развитие Охотского срединного массива.— В кн.: «Тектоника Сибири», Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 74—82.
13. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— «Бюл., МОИП, отд. Геология», 1965, т. 40 (5), с. 8—39.

УДК 551.72:551.243.8(571.56-13)

М. Э. ГЛУХОВСКИЙ
(Всесоюзное объединение «Аэрогеология»)

О нижнем протерозое в зоне Тыркандинского глубинного разлома (Алданский щит)

В 1956 г. Е. М. Лазыко в западной части Алданского щита в бассейнах рек Амедици и Ярогу впервые описал нижнепротерозойские образования, представленные разнообразными сланцами, кварцитами и эффузивами основного состава, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Впоследствии подобные образования были обнаружены главным образом в юго-западной части Алданского щита и отнесены к троговому комплексу — классу вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций [12].

Нижнепротерозойские метаморфические толщи трогового комплекса, характеризующиеся пестрым составом, одноактным прогрессивным метаморфизмом в амфиболитовой и эпидит-амфиболитовой фациях, слагают, как правило, узкие вытянутые синклинали, ограниченные разломами. Такие шовные грабенообразные структуры классифицируются как геосинклинальные трогии [12], шовные прогибы [3], палеоавлакогены [7], древние рифты [2].

Структуры подобного типа найдены в центральных частях Алданского щита и в Становой области. Наиболее крупные из них — так называемый «Унгринский клин» [4] и протягивающийся согласно глубинному Южно-Тукурингскому разлому трог хр. Тукурингра, выполненный осадками усть-гилуйской серии (Ю. П. Рассказов, 1968 г.).

Впервые установленный нами раннепротерозойский шовный прогиб расположен в долине р. Авгенкур (южная часть Алданского щита) в зоне известного Тыркандинского разлома. Это самый крайний на востоке участок развития пород трогового комплекса Алданского щита (рисунок, а).

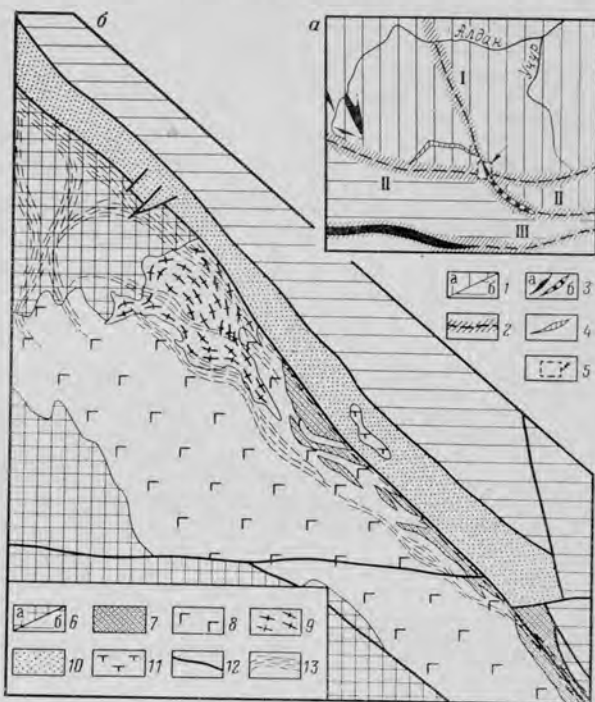
Зона Тыркандинского глубинного разлома протяженностью более 600 км пересекает Алданский щит с северо-запада на юго-восток, от устья р. Тимптон до верховьев р. Зей, где сливается с субширотной зоной Станового глубинного разлома, отделяющего гранулитовый комплекс архея Алданского щита от регрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации архейских кристаллических образований области Станового хребта. Указанная зона хорошо фиксируется на аэромагнитных картах линейными аномальными полями [6, 11], а при магнитометрических исследованиях — резким градиентом магнитного поля — от плюс 2 — минус 3 миллиэрстед (к юго-западу от осевой линии) до 25—29 миллиэрстед (к северо-востоку) на расстоянии 300—700 м. В геолого-структурном отношении зона Тыркандинского разлома представляет собой широкую (5—25 км) систему сближенных, кулисообразно расположенных нарушений, контролирующая поля развития диафторитов, гранитоидов и основных интрузий архейского, протерозойского, палеозойского (?) и мезозойского возраста. В центральной части Алданского щита эта зона разделяет Алдано-Тимптонскую и Алдано-Учурскую архейские структурно-формационные системы [8, 13].

На рассматриваемой территории к зоне Тыркандинского разлома приурочены нижнепротерозойский шовный прогиб, сложенный разнообразными метаморфическими сланцами, которые прорваны раннепротерозойскими габброидами и плагногранитами, а также Авгенкурский грабен, образованный дислоцированными юрскими терригенными отложениями. Последние прорываются, а на небольшом участке и перекрываются кайнозойскими базальтами. Все это свидетельствует о длительном унаследованном формировании и значительной глубине заложения зоны Тыркандинского разлома.

Авгенкурский грабен протягивается на расстояние 25 км в северо-западном направлении соответствующего участка долины р. Авгенкур и р. Артык (см. рис. 1, б). Его северо-восточный борт сложен сильнометаморфизованными в гранулитовой фации архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами основного состава, отделенными от юрских песчаных образований вдоль разлома не зафиксировано.

Радиологический возраст образца биотитизированного пироксенового сланца, взятого на северо-восточном борту грабена (коллекция Е. А. Синцеровой), определен в 2911 млн. лет (таблица).

В геологическом строении юго-западного борта Авгенкурского грабена принимают участие как архейские гранитовые гранулиты, в меньшей степени гнейсы и кристаллические сланцы основного состава (северо-западная часть структуры), так и впервые обнаруженные нижнепротерозойские метаморфические образования, распространенные на левом борту долины р. Авгенкур.



Обзорная геолого-структурная схема (для архея и нижнего протерозоя) центральной части Алданского щита (а) и схема геологического строения Авгенкурского грабена, по Ш. Л. Абрамовичу, Е. А. Синцеровой и М. А. Смирновой (б)
1 — кристаллические комплексы архея: а — алданский (протерогрессивно метаморфизованный в гранулитовой фации) и б — стеговой (регрессивно метаморфизованный в амфиболитовой фации); 2 — зоны глубинных разломов (I — Тыркандинского, II — Станового, III — Южно-Тукурингского); 3 — нижнепротерозойские шовные прогибы: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — Давангро-Хугдинский и Аугей-Нуямский грабены, выполненные отложениями удоканской серии; 5 — район Авгенкурского грабена; 6 — архейские кристаллические образования: а — преимущественно гранитовые гранулиты, реже кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, б — преимущественно кристаллические сланцы и гнейсы основного состава; 7 — нижнепротерозойские метаморфические сланцы, кварциты, мраморы; 8 — раннепротерозойские габбро-амфиболиты, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты; 9 — раннепротерозойские гнейсовидные плагнограниты; 10 — юрские песчаники; 11 — кайнозойские базальты; 12 — разломы; 13 — зоны расщеливания и диафтореза

Результаты определений радиологического возраста горных пород калий-аргоновым методом

(анализы выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ВАГТ под руководством В. М. Комаровой)

Номер образца	Сланец	Место взятия	Минерал	Воздушный аргон, %	$Ar^{40}, 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
BT-3288	Пироксеновый биотитизированный кристаллический	Правый борт долины р. Авгенкур	Биотит	2,65	1992	0,385	2911
BT-2008	Биотитовый	Левый борт долины р. Авгенкур	.	0,95	198	0,1500	1676

Нижнепротерозойские толщи выходят на поверхность в виде узких вытянутых полос среди согласных и секущих тел габбро, габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов. Последние прорываются раннепротерозойскими гнейсовидными плагиогранитами, сопоставляемыми с «древнестановыми» гранитоидами Становой зоны. Наблюдаемый контакт нижнепротерозойских метаморфических пород с юрскими тектонический, а с архейскими — полностью «залечен» габброидами и гранитами. Поэтому автору совместно с Е. А. Синцеровой удалось составить лишь фрагментарный разрез нижнепротерозойской толщи на наиболее хорошо обнаженном участке долины р. Немкун.

Породы здесь имеют моноклинальное (25—40°) падение к западу и юго-западу. Непосредственно на тектоническом контакте с юрскими песчаниками, вскрытом канавой, залегают.

1. Слюдистые (биотит-мусковит-плагиоклазовые) и кварцево-слюдистые сланцы с прослоями (0,3—3 м) графитсодержащих слюдистых сланцев . . . 45 м
2. Минерализованные (с диопсидом, клиноцоизитом, эпидотом) мраморы, иногда графитсодержащие . . . 10 "
- Перерыв . . . 50 "
3. Тонкопереслаивающиеся двуслюдяные полевошпатовые кварциты, кварцево-слюдистые и слюдистые (частично с клиноцоизитом) сланцы (мощность прослоев от долей сантиметра до 2—3 см) . . . 30 "
4. Гранат- и клиноцоизитсодержащие слюдисто-кварцевые сланцы, двуслюдяные микрогнейсы . . . 50 "
5. Согласное тело частично рассланцованных габбро-амфиболитов . . . 300 "
6. Переслаивающиеся мраморы и гранат-роговообманковые сланцы . . . 15 "
7. Биотит-роговообманковые, клиноцоизит-биотит-роговообманковые, гранат-клиноцоизит-роговообманковые сланцы; полевошпатовые кварциты, клиноцоизит-двуслюдяные гнейсы; в верхней части на контакте с sillом ортоамфиболитов — гранат-амфиболитовая порода . . . 30 "
8. Согласное тело рассланцованных габбро-амфиболитов . . . 50 "
9. Клиноцоизит-биотит-роговообманковые, гранат-клиноцоизит-роговообманковые, биотит-роговообманковые сланцы, двуслюдяные микрогнейсы, слюдисто-кварцевые сланцы с амфиболом и клиноцоизитом, гранат-амфиболовые породы, гранатовые кварциты . . . 15 "
10. Согласное тело рассланцованных габбро-амфиболитов . . . 90 "
11. Биотит-роговообманково-плагиоклазовые, гранат-роговообманково-плагиоклазовые, клиноцоизит-мусковит-плагиоклазовые и гранат-клиноцоизит-роговообманковые сланцы; гранат-мусковит-роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы; кварциты, минерализованные мраморы . . . 20 "

Выше наблюдаются габбро-амфиболиты.

Суммарная мощность разреза 705 м, из них 215 м сложены метаморфическими породами. Принимая во внимание более южные выходы нижнепротерозойской толщи, можно полагать, что ее мощность больше, порядка 700—800 м.

Особенностью приведенного разреза является тонкое чередование метаморфических пород различного состава. Отмечаются редкие маломощные (0,03—0,5 м) послей-

ные инъекции плагиогранитов и порфиробластические выделения плагиоклазов. Преобладают полосчатые сланцеватые гнейсовидные текстуры пород, плитчатая отдельность, гранобластовые, порфиробластовые, микролепидобластовые, микролепидогранобластовые и иногда микропорфиробластовые структуры, свидетельствующие об интенсивных дифференциальных тектонических движениях, которые сопровождали процесс метаморфизма в условиях прогрессивной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Вблизи разлома, отделяющего метаморфическую толщу от юрских отложений Авгенкурского грабена, залегают породы, несущие следы регрессивного зеленосланцевого метаморфизма — серицитизации и хлоритизации слюдястых сланцев (вплоть до появления серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев).

Радиологический возраст биотитовых сланцев бассейна р. Авгенкур (коллекция М. А. Смирновой) 1676 млн. лет (см. табл.) следует считать несколько омоложенным, вследствие потери радиогенного аргона при регрессивном метаморфизме.

Анализ имеющегося материала позволяет высказать предположение о том, что участок развития нижнепротерозойских образований в зоне Тыркандинского разлома не ограничивается бассейном р. Авгенкур. Есть все основания полагать, что метаморфические толщи в верхнем течении р. Бол. Оконон и в среднем течении р. Бол. Мутюки (бассейн р. Зеи), разделенные массивом мезозойских гранитоидов, тоже относятся к троговому комплексу. Об этом свидетельствует состав пород, представленных разнообразными метаморфическими сланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступеней метаморфизма, переслаивающимися с мраморами и прорванными послойными и секущими телами габброидов. Кроме того, достаточно уверенно намечается приуроченность выходов этих образований, ориентированных в северо-западном направлении, к единой тектонической зоне Тыркандинского разлома (см. рис. а). Таким образом, Тыркандинский нижнепротерозойский шовный прогиб имеет длину более 100 км при ширине от 1 до 5—10 км.

По вещественно-формационному составу, характеру чередования, степени одноактного прогрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступеней, наличию определенного комплекса магматических пород (метагаббро, ортоамфиболиты, плагиограниты) и, наконец, по приуроченности к характерной линейной шовой структуре описанные образования полностью сопоставимы с нижнепротерозойскими вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формациями шовных прогибов (палеоавлакогенов) южной, юго-западной и западной частей Алданского щита. Они обнаруживают наибольшее сходство с метаморфическими толщами Мельчикитского шовного трога [5], Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов [1]. Следует отметить при этом близкие значения радиологического возраста описанных пород и пород Ярогинского и Субганского грабенов (1862 ± 100 млн. лет). Необходимо также сказать, что для Мельчикитского шовного трога, так же как и для других шовных структур юго-западной части Алданского щита, установлены постепенные переходы пород трогового комплекса в вышележащую удоканскую серию нижнепротерозойского прото-платформенного чехла. Сходство описанных образований с нижнепротерозойскими толщами шовных прогибов юго-западной части Алданского щита еще большее, если учесть, что в непосредственной близости от рассматриваемого участка (см. рис. 1, а) находятся аналоги удоканской серии, сохранившиеся от размыва в тектонических клиньях — нижнепротерозойские отложения Давантро-Хугдинского и Атугей-Нуямского грабенов [10].

Обнаружение своеобразных нижнепротерозойских пород в зоне Тыркандинского глубинного разлома на значительном удалении от уже известных районов Алданского щита, где подобные толщи развиты более широко под названием трогового комплекса [12], субганской и борсалинской серий [9], унгринского комплекса [4] и усть-гилюйской серии (Ю. П. Рассказов, 1968 г.), позволяет сделать вывод о более широком проявлении раннепротерозойского тектоно-магматического цикла на территории Алданского щита.

Раннепротерозойский тектогенез, по-видимому, отражает качественно новый этап постархейского развития земной коры. В начале этого этапа возникли тектонические зоны глубокого заложения, вдоль которых происходили горизонтальные перемещения коры (раздвижки) и формировались шовные прогибы, выполненные образованиями вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций. Шовные прогибы (палеоавлакогены), по мнению А. М. Лейтеса, М. В. Муратова и В. С. Федоровского [7], возникли на самых ранних этапах развития древнейшего протоплатформенного чехла — (удоканская серия). Как удалось показать на примере Олекмо-Витимской горной страны [3], формирование чехла сопровождалось гранитизацией и регрессивным метаморфизмом архейского цоколя протоплатформы.

Таким образом, можно считать, что раннепротерозойский этап развития, во время которого образовались шовные прогибы (палеоавлакогены) и протоплатформенный чехол, а также получили широкое распространение процессы гранитизации и регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации цоколя, проявился на значительной территории запада, юго-запада и юга Алданского щита, включая всю область Станового хребта, и частично в центре кратона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В. И. Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского щита.— «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1971, вып. 19.
2. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— «Советская геология», 1970, № 2.
3. Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— «Геотектоника», 1969, № 3.
4. Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология и петрология докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «Унгринского клина»).— В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
5. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита).— «Советская геология», 1971, № 10.
6. Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.— «Советская геология», 1964, № 11.
7. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— «Докл. АН СССР, серия геолог.», 1970, т. 191, № 6.
8. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
8. Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса.— В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
10. Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита.— «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1968, вып. 18.
11. Савицкий А. В., Штеллер Э. И. Геологическое истолкование Тыркандинской зоны аномального магнитного поля.— В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
12. Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— «Геотектоника», 1968, № 4.
13. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите.— В кн.: «Проблемы изучения геологии докембрия». М., «Наука», 1967.

УДК 550.835+543.53+550.84:553.462/463

А. Н. ГОРБАЧЕВ, А. М. КАРПУНИН, Л. Ф. МАТУКАНИС
(Вирг)

Фторометрическая нейтронно-активационная индикация месторождений вольфрама и молибдена

Практические возможности применения нового экспрессного полевого метода фторометрической нейтронно-активационной съемки [3, 4, 5, 6, 7] с целью прогнозирования и поисков вольфрамовых и молибденовых месторождений экспериментально изучались авторами на примере Джидинского рудного поля.

Одна из характерных особенностей его редкометалльной минерализации — тесная связь последней со значительными количествами флюорита [2, 8, 11]. Фтор здесь является сквозным элементом, проходящим почти через все стадии рудообразования (в нем отчетливо выделяют два этапа — молибденовый, насчитывающий восемь стадий,

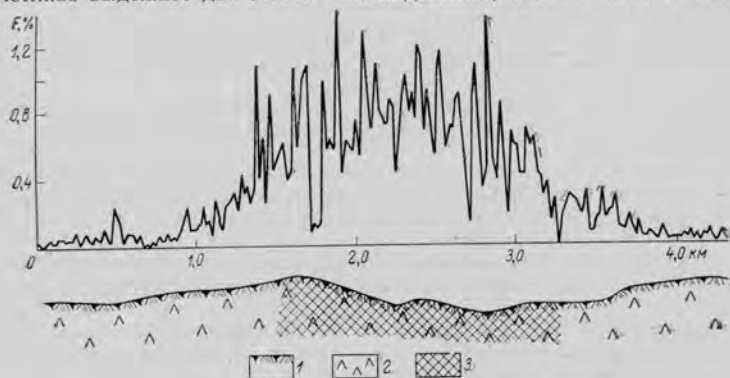


Рис. 1. График содержания фтора в рыхлых отложениях по данным нейтронно-активационной съемки участка вольфрамового месторождения Инкур (геология по материалам М. Н. Хулугурова и др., 1967 г.)

1 — элювий-делювий; 2 — диориты джидинского комплекса; 3 — штокверковые руды с промышленным содержанием вольфрама

и более поздний — вольфрамовый, насчитывающий шесть стадий). Максимальные концентрации флюорита характерны для завершающих стадий молибденового и всего вольфрамового этапов.

Редкометалльная минерализация штокверкового и жильного типов генетически связана с интрузией гранит-порфиров гуджирского комплекса (Первомайской). Наблюдается отчетливая зональность оруденения по отношению к материнской интрузии, позволившая выделить в пределах рудного поля несколько самостоятельных по вещественному составу и морфологии редкометалльных месторождений. Существенно молибденовое оруденение развито преимущественно в самих гранит-порфирах (в их апикальной части), и лишь местами проникает на 150—200 м во вмещающие породы; существенно вольфрамовое оруденение обособляется от интрузии гранит-порфиров на расстояние до 2 км и более, располагаясь во вмещающих ее породах.

Опытные нейтронно-активационные наблюдения в элювиально-делювиальных отложениях с порогом чувствительности к фтору около 0,05% были выполнены по отдельным профилям на штокверковом вольфрамовом месторождении Инкур (шаг 20 м), жильном вольфрамовом — Холтосон (шаг 1—5 м) и штокверковом молибденовом месторождении Первомайской (шаг 25 м). Кроме того, площадными наблюдениями по сети 250×25 м (с детализацией аномалий при шаге 5 м) охвачен участок молибденового рудопроявления Ойногор, расположенного в пределах Джидинского рудного района. Морфология его рудных тел в первом приближении жилоподобная, но пока еще окончательно не установлена. Ландшафт всех изучавшихся участков горно-таежный, с резко расчлененным рельефом.

Результаты исследований показали, что вскрытые эрозией штокверковые вольфрамовые руды сопровождаются широким и интенсивным вторичным ореолом рассеяния фтора (рис. 1). При фоновом содержании фтора в рыхлых отложениях района, не превышающем 0,05%, количество его в элювии-делювии штокверка с промышленной концентрацией вольфрама составляет в среднем 0,7—0,8%, достигая в отдельных точках 1,0—1,2%. При этом в элювии-делювии пород, непосредственно окаймляющих промышленные штокверковые вольфрамовые руды (в полосе шириной до 500—

600 м вокруг них), содержание фтора также аномально (0,1—0,4%) и постепенно уменьшается по мере удаления от промышленных руд.

Весьма высокая прогнозно-поисковая эффективность фторометрической нейтронно-активационной съемки в отношении подобных месторождений вполне очевидна. Достаточно уверенно локальными повышениями содержания фтора в элювии — делювии до 0,3—0,6% (при ширине зон повышенных содержаний, равной 20—40 м) индицируется вольфрамовое оруденение, представленное эродированными и перекрытыми элювием — делювием кварц-гюбнеритовыми жилами (рис. 2).

Эродированные промышленные штокерковые молибденовые руды месторождения Первомайского в настоящее время отработаны с поверхности, и поэтому фторо-

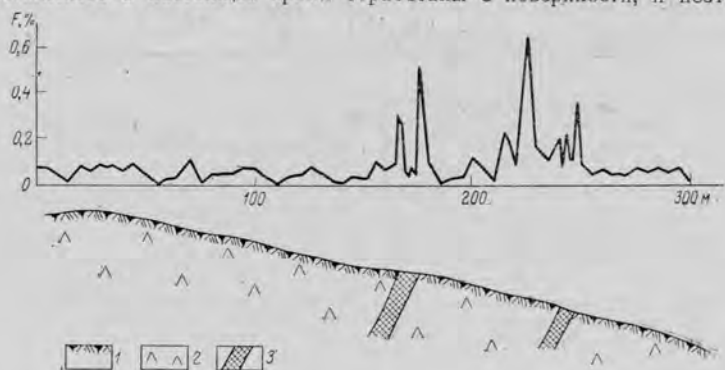


Рис. 2. График содержания фтора в рыхлых отложениях по данным нейтронно-активационной съемки участка вольфрамового месторождения Холтосон (геология по материалам М. Н. Хулугурова и др., 1967 г.)

1 — элювий — делювий; 2 — диориты джидинского комплекса; 3 — кварц-гюбнеритовые жилы

метрические измерения оказались здесь невозможными. Многочисленными измерениями на площадях, прилегающих к карьеру (по элювию — делювию пород с непромышленной молибденовой минерализацией, непосредственно окаймляющих молибденовые руды), отмечаются аномальные значения содержаний фтора, в среднем 0,2—0,3, иногда до 0,5%. Это показывает, что вскрытые эрозией штокерковые молибденовые руды также могут уверенно обнаруживаться полевой нейтронно-активационной фторометрией (даже если усомниться в том, что в ядре рудного штокерка содержание фтора должно быть выше, чем по его периферии, доступной сегодня для наблюдения по элювию — делювию).

Более широкие прогнозно-поисковые возможности полевой нейтронно-активационной фторометрии (ее способность фиксировать не только вскрытое эрозией, но и слепое штокерковое редкометальное оруденение, залегающее на значительных глубинах) подтверждаются исследованиями, выполненными авторами на площади скрытого продолжения Первомайской рудоносной интрузии гранит-порфиров, частично погружающейся под вмещающие вулканогенно-осадочные породы.

Молибденовое оруденение в апикальной части интрузии установлено бурением. При этом по скважинам, вскрывающим молибденовые руды только на глубинах в сотни метров (до 300—450 м на максимальном удалении от Первомайского молибденового штокерка), наблюдается почти повсеместная флюоритизация надрудных вмещающих коренных пород, прослеживающаяся от уровня молибденового оруденения до их современного эрозионного среза. Иными словами, на поверхности развит весьма широкий первичный ореол рассеяния фтора, сопровождающий слепое, глубоко залегающее молибденовое оруденение. Проявление этого ореола в элювиально-делювиальном покрове коренных вмещающих пород уверенно отмечается фторометрической нейтронно-активационной съемкой в виде широкой зоны аномальных содержаний фтора в элювии — делювии (до 0,4—0,6%) над скрытой оруденелой интрузией. Изображенный на рис. 3 профиль пересекает эту интрузию в 800 м от ее выхода на поверхность и в 1300 м от границы промышленных руд, заключенных в Первомайском молибденовом штокерке. Существенно, что ореолы рассеяния самих рудообразующих металлов (молибдена и других) над скрытым оруденением Первомайской интрузии проявлены несравненно слабее, чем ореол фтора (Б. Н. Королев и др., 1965 г.).

Первичными ореолами фтора, проявляющимися также в элювии — делювии, сопровождаются и другие молибденовые месторождения и рудопроявления Джидинского рудного района. Примером может служить даже небольшое по масштабам молибденовое рудопроявление Ойногор, представляющее собой жилородное по морфологии оруденение. Его линейно вытянутая рудная зона, приуроченная к контакту весьма ограниченного по размерам выступа гуджирских гранит-порфиров с толщей эффузив-

но-осадочных пород, отчетливо оконтуривается также линейно вытянутым первичным ореолом фтора с концентрацией от 0,1 до 0,3%. Этот ореол установлен путем химического анализа отобранных по каналам проб коренных пород (материалы Г. Ф. Асташкова, П. И. Зелинского и В. С. Кузьмина). Фторометрическая нейтронно-активационная

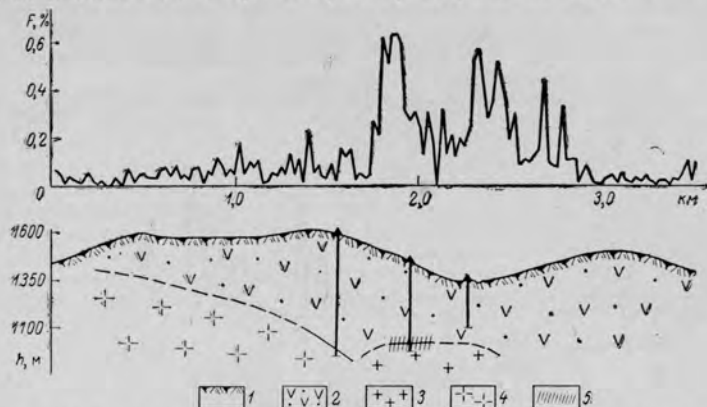
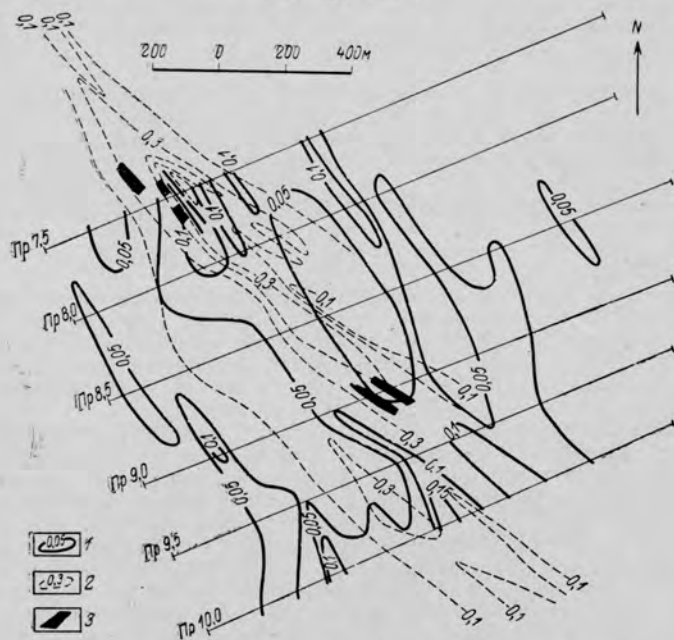


Рис. 3. График содержания фтора в рыхлых отложениях по данным нейтронно-активационной съемки участка скрытого продолжения Первомайской рудоносной интрузии (геология по материалам Б. Н. Королева и др., 1965 г.)

1 — элювий — делювий; 2 — эффузивно-осадочные породы хохютовской свиты; 3 — молибденоносные гранит-порфиры гуджирского комплекса; 4 — гранодиориты джидинского комплекса; 5 — штокерковое молибденовое оруденение



дикации молибден-вольфрамовых месторождений джидинского типа и, что особенно важно, в том числе глубоко залегающих. Наряду с другими геологическими и геофизическими методами она может использоваться с целью прогнозирования и поисков подобных объектов. В частности, очевидна перспектива ее включения в комплекс геофизических методов поисков скрытого редкометального оруденения (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка), применяющихся в Джидинском рудном районе (Б. Н. Королев и др., 1965 г.; Н. А. Щербак и др., 1968 г., 1969 г.).

Полевая нейтронно-активационная фторометрия может служить здесь, во-первых, для оценки возможных перспектив и разбраковки выявляемых отрицательных гравитационных аномалий, которыми отмечаются как потенциально рудоносные и фтороносные интрузии гранит-порфиров гуджирского комплекса, так и безрудные, не фтороносные гранитные интрузии других магматических комплексов; во-вторых, для непосредственных поисков молибден-вольфрамового оруденения. Разумеется, привлечение нейтронно-активационной съемки целесообразно лишь в условиях, благоприятных с общих позиций ведения литогеохимических поисков и не создающих специфических осложнений для постановки и использования результатов фторометрии.

Поскольку фтор приобретает все большую известность как индикатор рудных месторождений [1, 4, 9] и присутствие его свойственно не только джидинским, но и другим месторождениям вольфрама и молибдена [10, 12, 13], представляется, что значение изложенного опыта не ограничивается рамками Джидинского рудного района. Применение нейтронно-активационной фторометрии, очевидно, перспективно также в целях прогнозирования и поисков других фторсодержащих типов вольфрамовых и молибденовых месторождений в различных районах.

Список литературы

1. Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Новые пути в разработке геохимических методов прогноза оруденения на глубину (на примере оловорудных месторождений). — «Геология рудных месторождений», 1968, т. X, № 6, с. 3—9 с ил.
2. Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, с. 3—87 с ил.
3. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Принципы фторометрической нейтронно-активационной съемки — метода выявления апатитовой и другой фторсодержащей минерализации. — В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. Мат-лы VI Всес. науч.-техн. геофиз. конф. в г. Ленинграде, М., «Недра», 1970, с. 389—391 с ил.
4. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Перспективы применения нейтронно-активационной фторометрии при прогнозировании и поисках сульфидных и некоторых других рудных месторождений. — В кн.: Геофизические методы при крупномасштабном прогнозировании сульфидных месторождений. Сер. Развед. геофиз., вып. 14, Л., «Недра», 1970, с. 138—143 с ил.
5. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Полевая нейтронно-активационная фторометрия как экспрессное средство прогнозирования и поисков слепых рудных тел по ореолам фтора. В кн.: Поиски глубоко залегающих рудных месторождений. Чимкент, Казгеофизтрест, 1970, с. 118—119.
6. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Фторометрическая нейтронно-активационная съемка (методические рекомендации). Л., ОНТИ, 1970. 33 с. с ил. (Всес. науч.-исслед. ин-т развед. геофиз.).
7. Горбачев А. Н., Карпунин А. М., Матуканис Л. Ф. Опыт индикации сурьмяно-ртутного оруденения методом фторометрической нейтронно-активационной съемки. — «Советская геология», 1971, № 5, с. 145—149 с ил.
8. Игнатович В. И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). — В кн.: Сборник геолого-производственной информации. Бурят. геол. упр., Улан-Удэ, 1959, № 3, с. 30—47 с ил.
9. Комаров П. В., Нактинас Е. М. Фтор, хлор и бор как элементы-индикаторы при геохимических поисках. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. VII, с. 92—104 с ил.
10. Крюков В. К., Мельникова К. М. Основные черты геологического строения молибденового месторождения Столбовое (Северо-Восточное Забайкалье). «Геология рудных месторождений», т. XII, 1971, № 1, с. 98—101 с ил.
11. Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штоковерка. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 2, с. 79—89 с ил.
12. Руб М. Г., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. — «Советская геология», 1969, № 4, с. 3—24 с ил.
13. Хурц Ч., Корчагин У. А., Мухамедшин А. К. Рудные столбы Их-Хайрханского вольфрамитового месторождения (Центральная Монголия). — «Советская геология», 1971, № 1, с. 133—137 с ил.

Совещание руководителей геологической науки

8—9 июня 1973 г. в Отделении экспериментальных исследований ЦНИГРИ (г. Тула) состоялось рабочее совещание руководителей научно-исследовательских организаций и научно-производственных объединений Министерства геологии СССР с целью разработки мероприятий по ускорению научно-технического прогресса в отрасли, по концентрации усилий научных организаций на решении важных задач, поставленных XXIV съездом КПСС перед геологической службой страны, по выявлению имеющихся резервов и обеспечению успешного выполнения и перевыполнения плановых заданий и социалистических обязательств третьего, решающего года девятой пятилетки и пятилетнего плана в целом.

В совещании, прошедшем под руководством Министра геологии СССР А. В. Сидоренко, участвовали руководители всех 39 институтов и лабораторий и пяти научно-производственных объединений Министерства геологии СССР, члены коллегии Министерства — начальник Планово-экономического управления В. А. Перваго и начальник Управления научно-исследовательских организаций Н. П. Лаверова, а также сотрудники центрального аппарата. В работе совещания приняли участие также заведующий промышленно-транспортным отделом Тульского обкома КПСС М. В. Корнеев, заместитель заведующего промышленно-транспортного отдела обкома В. И. Каширин и первый секретарь Центрального райкома КПСС г. Тулы В. М. Рыбак.

После вступительного слова Министра геологии СССР А. В. Сидоренко были заслушаны и обсуждены доклады В. А. Перваго «Об основных направлениях геолого-разведочных работ в стране на 1973—1975 гг. и усилении роли научно-исследовательских организаций в дальнейшем повышении их эффективности», Н. П. Лаверова «О мерах по улучшению деятельности научно-исследовательских организаций, обеспечению успешного выполнения пятилетнего плана, плановых заданий и социалистических обязательств на 1973 г.» и директора НВ НИИГГ А. П. Колесника «О результатах применения новой системы оплаты труда научных работников в институте». Руководители 15 научных учреждений выступили с сообщениями, в которых были вскрыты недостатки в организации научных исследований и предложены конкретные меры по совершенствованию планирования и координации научно-исследовательских и тематических работ, приближению науки к производству, укреплению научно-производственных объединений, повышению актуальности исследований, ускорению внедрения научно-технических разработок в производство, улучшению работы по строительству и оснащению институтов, развертыванию социалистического соревнования, развитию материального и морального стимулирования работников.

В результате обсуждения докладов и сообщений совещание разработало ряд мероприятий по всем перечисленным вопросам, которые должны быть реализованы в 1973—1974 гг., обеспечивая существенное повышение эффективности геологической науки. При этом основное внимание на совещании было уделено использованию имеющихся резервов для дальнейшего повышения уровня научных исследований в отрасли концентрации усилий на решении главных задач текущей пятилетки.

В 1973 г. будут предложены конкретные меры по укрупнению тем, разрабатываемых институтами, ликвидации второстепенных и малоактуальных тем, повышению роли головных институтов, с тем чтобы они стали подлинными центрами концентрации сил научных и тематических организаций, координации научно-исследовательских и тематических работ, обеспечивая успешное развитие исследований по отраслевым проблемам. В частности, предусматривается осуществить эксперимент по созданию более мобильной, гибкой организационной структуры института, приспособленной для наилучшего ведения работ в рамках определенных проблем. Некоторые головные институты уже в 1974 г. примут участие в определении объемов ассигнований и направлений работ для всех научно-исследовательских и тематических организаций Министерства геологии СССР по важнейшим проблемам.

В Министерстве геологии СССР и в головных институтах должны быть разработаны планы научно-организационной работы с руководителями отраслевых научно-технических проблем — ведущими учеными, призванными обеспечить концентрацию сил научно-исследовательских и тематических организаций, координацию исследований в рамках проблем. С целью повышения эффективности деятельности научных и инже-

перно-технических работников во всех научно-исследовательских организациях будет проводиться изучение опыта НВ НИИГГ по применению новой системы оплаты труда. Коллегия Министерства геологии СССР приняла решение о переводе на эту систему еще шести институтов. Всем институтам предложено разработать конкретные предложения по ее дальнейшему совершенствованию и распространению.

Во всех научно-исследовательских организациях необходимо улучшить работу ученых советов, которые должны уделять больше внимания анализу эффективности исследований, рассмотрению хода работ по важнейшим проблемам, выполнению социалистических обязательств, вопросам координации работ с организациями-соисполнителями, работе отделений и опытно-методических экспедиций и т. д.

Партийно-хозяйственные активы научно-исследовательских организаций должны повысить принципиальность при подведении годовых итогов работы, критически рассматривать вопросы деятельности организаций.

В каждом институте в 1973 г. будут разработаны мероприятия по сокращению объемов незавершенных работ, на заседаниях ученых советов будут проанализированы недостатки в планировании и организации исследований.

Важное место в работе совещания заняли вопросы улучшения организации тематических работ. Принято решение разработать «Единый порядок координации тематических работ производственных организаций», в котором предусматривается значительное повышение роли головных институтов.

Участники совещания уделили большое внимание вопросам внедрения научно-технических разработок в производство. Уже в 1973 г. должен быть подготовлен «Единый порядок внедрения законченных исследований в практику геологоразведочных работ», в котором определяются обязанности как научных, так и производственных организаций. Всем институтам поручено в кратчайший срок представить в Министерство геологии СССР предложения по внедрению важнейших научно-технических достижений и прогнозных рекомендаций для включения их в планы работ геологоразведочных организаций на 1974 г. Для определения конкретных мер по ускорению практического использования результатов научных исследований в отрасли будет специально рассмотрена деятельность некоторых территориальных геологических управлений по внедрению научно-технических разработок в производство. Головным институтам поручено разработать предложения по составлению комплексных программ планомерных научно-исследовательских, поисковых и разведочных работ в важнейших регионах страны.

На совещании принято решение разработать перспективные планы строительства опытно-экспериментальных баз и технического перевооружения научно-исследовательских организаций. В соответствии с задачами ускорения научно-технического прогресса по важнейшим направлениям будет определена очередность строительства. При этом особое внимание должно быть уделено укреплению и созданию новых технологических подразделений, которые призваны обеспечить широкое развитие исследований по технологической оценке минерального сырья, вовлечению в сферу производства новых видов рудного и нерудного сырья, улучшению комплексного использования полезных ископаемых. Политика технического перевооружения направлена на формирование крупных исследовательских центров, которые должны оказать всемерную помощь в решении главных задач геологической науки. Намечено разработать конкретные меры по повышению эффективности использования уникальных приборов, организации взаимного обслуживания между институтами.

Большое внимание уделено мероприятиям по созданию резерва высококвалифицированных кадров руководителей научно-исследовательских организаций и структурных подразделений, проведению систематической работы по повышению их опыта и квалификации. Следует также отметить принятые на совещании конкретные задания по подготовке изменений инструктивных материалов и требований ГКЗ СССР на основе новейших достижений в области геофизических исследований скважин и физических методов анализа минерального сырья и по улучшению организации геологостроительных работ и методического руководства этими работами и др.

В заключительном слове Министр геологии СССР А. В. Сидоренко подвел общие итоги совещания и, дав положительную его оценку, указал на первоочередные задачи, стоящие перед научными организациями по обеспечению успешного выполнения и перевыполнения плановых заданий и социалистических обязательств третьего, решающего года пятилетки и девятого пятилетнего плана в целом.

Коллегия Министерства геологии СССР 12 июня 1973 г. одобрила результаты рабочего совещания руководителей научно-исследовательских организаций и научно-производственных объединений в Туле и признала целесообразным в дальнейшем регулярно проводить такие совещания, а также кустовые. На совещаниях руководителей геологической науки наряду с основными задачами повышения эффективности деятельности институтов и ускорения научно-технического прогресса в геологии должны рассматриваться конкретные вопросы развития важнейших научных направлений, с включением в повестку дня докладов руководителей соответствующих организаций по обмену опытом и докладов ведущих специалистов по перспективам развития науки. Управлению научно-исследовательских организаций поручено разработать план проведения этих совещаний на 1974—1975 гг.

О статье В. И. Андреевой, В. Д. Когана, Я. И. Коломиец и А. М. Чернякова «Признаки трансгрессивного залегания бахмутской серии в Днепроовско-Донецком прогибе»,*

В статье В. И. Андреевой и др. приведены новые и, безусловно, важные для газовой геологии данные относительно распространения и взаимоотношения разнородных осадочных толщ нижней перми Днепроовско-Донецкого прогиба. Авторы справедливо указывают на генетическую связь верхней части красноцветной картамышской свиты с вышележащей соленосной толщей — бахмутской серией [5]. Ими установлено, что в зонах регионального выклинивания верхняя часть картамышской свиты, называемая мелиховской толщей (В. И. Андреева и др., 1969 г.), залегает на подстилающих отложениях с перерывом, а на ряде локальных поднятий — и с угловым несогласием. В отличие от нижней части свиты, она содержит остатки морских организмов, захороненные на месте их жизни. Отсюда делается вывод о трансгрессивном залегании бахмутской серии на подстилающих отложениях.

На этом, однако, авторы не останавливаются. Видя причины трансгрессий и регрессий только в тектонике, они утверждают, что найденный перерыв связан со «сменной тектонической обстановки в данном районе», с «существенной региональной перестройкой тектонического плана», которая, возможно, отмечает здесь границу карбона и перми. Но так ли очевидна тектоническая природа «предмелиховского» перерыва? Чтобы ответить на этот вопрос, обратимся к геологической истории.

Как отмечают Я. И. Коломиец и др. [7], «Равномерное погружение этой территории в течение позднекаменноугольного времени обусловило накопление монофациальных толщ, выдержанных по мощности на больших расстояниях. Так, мощность араукаритовой свиты в Бахмутской котловине 780—900 м, на Ефремовском газовом месторождении 800 м. Уже с середины араукаритового времени начинается воздымание территории, продолжающееся в течение всего картамышского времени, что зафиксировано монотонной красноцветной толщей, венчающей разрез карбона. Процесс воздымания территории приводит к интенсивному размыву накопившейся толщи» (с. 73—74.).

Где же происходило воздымание? Как известно, наибольшие (тысячечетровые) мощности «монотонной красноцветной толщи», к которой относится и картамышская свита, приурочены к юго-восточной части Днепроовско-Донецкой впадины, Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинам, так что говорить о «воздымании» всей поверхности впадины, т. е. о ее инверсии, не приходится. Распределение мощностей красноцветной толщи свидетельствует о появлении в конце карбона новой, интенсивно разрушавшейся области сноса на месте Донецкого кряжа [6]. Возникший барьер отделил впадину от моря на востоке. Постепенная аридизация климата привела к превращению проточного водоема араукаритового времени в бессточный картамышский водоем, «размеры которого, — как нами указывалось ранее [4], — контролировались климатическими условиями и по мере увеличения аридности сокращались» (с. 36). При этом, естественно, происходило расширение области сноса за счет краевых частей области накопления и сводов локальных поднятий, подвергавшихся эрозии.

Таким образом, для объяснения предмелиховского размыва незачем привлекать не только планетарный орогенез, будто бы отмечающий конец каменноугольного и начало пермского периодов **, но и сколько-нибудь оживленные региональные тектонические движения.

* «Советская геология», 1971, № 10, с. 93—101.

** Граница второстепенных литостратиграфических подразделений «монотонной красноцветной толщи», какими являются мелиховская и нижележащая пачки картамышской свиты, не имеет отношения к хроностратиграфической границе карбона и перми.

знатцев». С ним также совпадает начало периода ускоренного развития горнорудной промышленности России. Здесь и нужно было поставить одну из основных границ в периодизации, а в пределах упомянутых выше трех стадий или трех эр выделить необходимые ступени, но не в зависимости от организационно-административных форм управления геологоразведочным делом, а на основании фактических достижений геологической науки.

Ленинский метод исследования всегда заключал в себе исторический подход, и М. Н. Смирнова правильно поступила, включив в свою книгу исторический раздел, но, к сожалению, разработала его весьма поверхностно.

Отмеченные ошибки характерны и для некоторых других учебных пособий, содержащих исторические очерки.

Список литературы

1. Геннин В. И. Описание уральских и сибирских заводов. — М., 1937, с. 656, с ил.
2. Гришин Ю. С. Металлические изделия Сибири эпохи энеолита и бронзы. — В кн.: «Археология СССР, свод археологических источников», вып. ВЗ—12. М., «Наука», 1971, с. 88, с ил.
3. Дикшит С. К. Введение в археологию. — М., с. Изд-во иностр. лит., М., 1960, с. 506.
4. Кедров Б. М. Ленинские идеи о развитии и взаимоотношениях науки и техники. — В кн.: «Наука и журналист». М., Изд-во МГУ, 1970, с. 287, с ил.
5. Кедров Б. М. Пути развития науки и техники. — «Вопросы истории естествознания и техники», вып. 3—4, 1971, с. 3—7.
6. Максимов М. М. Русский геологоразведчик В. И. Геннин. — М., «Недра», 1966, с. 56, с ил.
7. Максимов М. М. Памяти И. А. Шлаттера (1708—1768 гг.) — «Геология рудных месторождений», 1968, № 5, с. 125—126 с ил.
8. Максимов М. М. Первое описание Рудного Алтая. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 6, с. 94—98.
9. Маркс К. и Энгельс Ф. Соч., изд. 2-е, т. 46, ч. I. М., Госполитиздат, 1968.
10. Новембергский Н. Я., Гольденберг Л. Л., Тихомиров В. В. Материалы к истории разведки и поисков полезных ископаемых в Русском государстве XVII в. — В кн.: «Очерки по истории геологических знаний», вып. 8. М., Углетехиздат, 1959, с. 239, с ил.
11. Ренованц И. М. Минералогические, географические и другие смешанные известия о Алтайских горах, принадлежащих к Российскому владению. — СПб, 1792, с. 504, с ил.
12. Струмилин С. Г. Горнозаводский Урал петровской эпохи. — М., 1945, с. 81.
13. Татищев В. Н. Избранные труды по географии России. — М., Географиздат, 1950, с. 248, с ил.
14. Тихомиров В. В. (отв. редактор). История геологии. — Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1970, с. 363, с ил.
15. Чайлд Г. У истоков европейской цивилизации. — М., Госполитиздат, 1952, с. 468, с ил.
16. Чайлд Г. Древнейший Восток в свете новых раскопок. — М., Изд-во иностр. лит., 1956, с. 383, с ил.

УДК 553.062/067:001.11

Хитаров Н. И. Проблемы развития учения об эндогенных рудных месторождениях. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 3—11.

На фоне общего развития геологической науки кратко рассматривается состояние учения о рудных месторождениях, выделяются существенные факторы, определяющие рудообразующий процесс, но не получившие еще достаточного освещения. К ним относятся сведения по палеогеотермическим и палеогидрогеологическим особенностям изучаемых рудных полей. Работы в этом направлении, развиваемые на основе истории структурно-тектонического развития региона, обещают открыть широкие перспективы как для развития теории рудного процесса, так и для эффективного приложения имеющихся достижений в области физико-химического понимания процессов рудообразования к решению задач прикладной геологии. Иллюстраций 4, список литературы 6 назв.

УДК 550.311+552.111(470.5)

О вероятном составе верхней мантии на Урале. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 12—23. Авт.: А. Л. Алейников, В. А. Бугайло, Н. И. Халеви, И. А. Малахов.

Проводится сопоставление имеющихся данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн в верхней мантии на Урале с вычисленными по предлагаемой методике упругими характеристиками различных пород и минеральных ассоциаций, устойчивых в условиях давления и температур, предположительно существующих вблизи раздела Мохоровичича. Делается вывод, что в эвгеосинклинальной зоне Урала и в Зауралье верхняя часть мантии представлена, вероятно, дунитами, аналогичными выходящим здесь на дневную поверхность в зонах глубинных разломов. Состав дунита соответствует, видимо, тугоплавкому остатку, образующемуся в результате фракционного плавления пиролитов. Отмечается различие скоростных характеристик верхней мантии в эвгеосинклинальной зоне и Зауралье, с одной стороны, и в восточной окраине Русской платформы и Предуралья прогиба — с другой. Высказывается предположение, что в пределах последней территории верхи мантии могут содержать значительное количество пиропита или шпинели, т. е. приближаться по составу либо к гранатовому или шпинелевому перидотиту, либо к эклогиту.

Таблиц 6, список литературы 38 назв.

УДК 553.982.23(2-924.72-11)

Бурштар М. С., Спевак Ю. А., Башилова С. К. Пластовые резервуары нефти и газа Восточного Предкавказья. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 24—41.

В статье рассматривается строение пластовых резервуаров платформенной части Восточного Предкавказья. Приводится методика анализа пластовых резервуаров и результаты их изучения. В разрезах юры и пизжнего мела выделяются восемь нефтегазовоносных комплексов. На основании анализа «фильтрующих» (эффективных) мощностей комплекса, распространенности и выдержанности покрышки, гидродинамической обстановки, а также условий миграции и аккумуляции углеводородов сделана попытка объяснить распределение нефтяных и газовых месторождений на платформенной части Восточного Предкавказья. Проведенные исследования позволили определить наиболее перспективные направления поисков нефти и газа, в особенности литологически-экраинированных залежей.

Иллюстраций 5, список литературы 6 назв.

УДК 550.42+550.8:528(574.3)

Геохимические исследования при геологической съемке в Центральном Казахстане. — «Советская геология», 1973 г., № 9, с. 42—57. Авт.: В. Н. Казмин, И. В. Орлов, В. И. Серых, Г. Т. Скублов, Ю. А. Чернопольский, Ф. Ф. Таранушич, В. М. Шульга, М. П. Щербуняев, В. И. Щибрик, Х. А. Яковлев, Н. Я. Яценко.

Обобщены методические разработки по совместному геохимическому и геологическому картированию масштабов 1:10 000; 1:50 000 и 1:200 000 в Центральном Казахстане. На основании десятилетнего опыта предлагается методика полевых работ, основанная на массовом опробовании коренных пород.

Предложена новая методика составления полиэлементных карт, благодаря которой карта стала более информативной при хорошей читаемости и наличии геологической нагрузки. Изложены практические результаты, полученные при геолого-геохимическом картировании различных районов и рудных полей, свидетельствующие о повышении качества геологических съемок, что позволило открыть несколько рудных месторождений и наметить перспективные участки для поисков.

Таблиц 1, иллюстраций 3, список литературы 15 назв.

УДК 551.24.031(574.4)

Костенко Н. Н. Основные этапы геологического развития Алтая в альпийское время. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 58—64.

Выделяются раннеальпийский (Т—J), среднеальпийский (Сг—Pg) и позднеальпийский (N—Q) этапы, которые подразделяются на ряд тектонических фаз, определяющих условия формирования рельефа и сопряженного процесса накопления мезо-кайнозойских отложений. Даются новые представления о развитии гидрогеографической сети, в частности о спуске вод оз. Зайсан по современной долине Иртыша лишь со среднечетвертичного времени.

Иллюстрация 1, список литературы 17 назв.

УДК 547.912:553.98

Строганов В. П. О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условия формирования зон нефте- и газонакопления. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 65—75.

Рассматривая вопрос о главных фазах генерации и жидких углеводородов. На основе анализа многочисленных материалов проводится сравнение интенсивности генерации газообразных и жидких углеводородов по глубинам погружения. Аргументируется положение о несовпадении главных фаз генерации жидких и газообразных углеводородов, что имеет практическое и теоретическое значение.

Таблица 1, иллюстрация 1, список литературы 13 назв.

УДК 553.492.1(234.551-11)

Князева Л. Н. Палеотектонические условия образования бокситов в Ивдельском районе на Северном Урале. — «Советская геология», 1973, № 9, с. 76—85.

В Ивдельском бокситоносном районе выделены две среднедевонские тектонические зоны: Петропавловское поднятие и Турьинский прогиб. К первой приурочены почти все известные здесь бокситовые месторождения и проявления. Образование их происходило в условиях многостепенных ритмичных вертикальных колебательных движений земной коры, поэтому в разрезе толщ среднедевонских слоистых известняков бокситовые залежи повторяются многократно, приурочиваясь к началу каждого ритма седиментации. В пределах Турьинской палеотектонической зоны бокситы отсутствуют; развиты мощные вулканогенные толщ и рифовые известняки, которые сформировались в однообразных условиях нисходящих движений земной коры. Контуры жестких палеотектонических зон в течение среднего девона периодически расширялись за счет сокращения Турьинской палеотектонической зоны. Соответственно увеличивалась область распространения бокситов по направлению с запада на восток.

Полученные данные могут служить критерием для выбора площадей при поисках бокситов геосинклинального типа в других аналогичных районах.

Иллюстраций 4, список литературы 5 назв.

Contents

N. I. Khitarov

- Problems of development of doctrine on endogenetic ore deposits 3

A. L. Aleynikov, V. A. Bugaylo, N. I. Khalevin, I. A. Malakhov

- On probable composition of upper mantle in the Urals 12

M. S. Burshtar, Y. A. Spevack, S. K. Basillova

- Bedded reservoirs of oil and gas in the East Fore-Caucasus 24

V. N. Kazmin, I. V. Orlov, V. I. Serykh, G. T. Skulbov, Y. A. Chernopolskiy, F. F. Taranushich, V. M. Shulga, M. P. Shchebuniayev, V. I. Shchibrick, K. A. Yakovlev, N. Y. Yashchenko

- Geochemical studies by reconnaissance survey in Central Kazakhstan 42

N. N. Kostenko

- The main stages of geological history of the Altai in the Alpine time . . . 58

V. P. Stroganov

- On the main phases of generation of gaseous and liquid hydrocarbons and formation conditions for oil and gas accumulation zones 65

L. N. Kniazeva

- Paleotectonic environment for bauxite formation in Ivdel region, the Urals . 76

S. A. Kniazev, Y. P. Markov

- To stratigraphy and paleogeography of the Early Ordovician system deposits at the south-east of Siberian platform 86

Y. G. Gatinskiy, Y. P. Rasskazov, Y. N. Isayev, A. Y. Kamenetskiy, Le Van Ky, V. I. Suknov, Chan Van Chi

- Structural elements of the territory of the Democratic Republic of Vietnam . 95

ANNIVERSARIES

- The 80th birthday of Vasilii Petrovich Nekhoroshev 111

BRIEF REPORTS

V. V. Stanov

- Humidity of brown coal as a geological tensionmeter 113

G. I. Vakarchuck

- Stratigraphy and lithology of Upper Carboniferous deposits in the north-east of Dnieper-Don depression . . . 122

A. S. Kandaurov, Y. A. Rozanov

- Significance of physico-mechanical properties of rocks for localization of quicksilver mineralization at the Dalneye deposit, North-West Caucasus . 129

V. I. Korosteliou

- The Kobuminskiy graben and its part in tectonic development of the east of Verkhoyansk region 133

M. E. Glukhovskiy

- En the Lower Proterozoic of the Tyrkandinskiy deep-seated fault, the Aldan shield 141

A. N. Gorbachiov, A. M. Karpunin, L. F. Matukanis

- Fluorine neutron activity reconnaissance for detecting tungsten and molybdenum deposits 146

SCIENTIFIC CHRONICLE

L. N. Smirnov

- The meeting of leaders of geological science 150

CRITIQUE AND BOOK REVIEWS

V. K. Ivanov

- On the article by V. I. Andreyeva, V. D. Kogan, Y. I. Kolomiyets and A. M. Cherniakova «The indications of transgressive bedding of the Bakhmutskaya series in the Dnieper-Don depression» 152

M. M. Maximov

- More attention to questions of the history of geological knowledge . . . 154

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief, N. P. Laviorov

V. V. Belousov, K. D. Belyayev, N. A. Belyayevskiy, T. V. Bilibina, V. A. Vakhramejev, I. A. Garkalenko, V. G. Garkovets, A. A. Geodikian, A. I. Zhamolda (assistant editor-in-chief), L. F. Dumler, A. N. Yermeyev, B. M. Zubarev, P. F. Ivankin, G. A. Izraileva, (scientific secretary), A. B. Kazhdan, Y. V. Karus, A. I. Krinary, A. M. Paliy, A. V. Pelve, N. I. Pogrebnev, V. N. Poluektov (assistant-editor-in-chief), N. N. Predtechenskiy, N. V. Rogovskaya, D. A. Rodionov, V. V. Semenovich, L. N. Smirnov, M. A. Favorskaya, N. I. Khitarov, A. D. Shcheglov, Y. I. Shchegolikhin, A. L. Yanshin, V. A. Yarmoliuk.

Вниманию читателей!

В 1974 г. выходит из печати трехтомная монография «Рудные месторождения СССР» общим объемом 105 печатных листов. Монография составлена высококвалифицированными специалистами страны в области геологии рудных полезных ископаемых и издается под редакцией академика В. И. Смирнова. В первом томе содержится описание месторождений железа, марганца, хрома, титана, ванадия и алюминия; во втором — охарактеризованы месторождения никеля, кобальта, меди, сланца, цинка, висмута, сурьмы, ртути, в третьем — благородных, редких и легирующих металлов. Каждому металлу посвящена отдельная глава. В вводной части главы приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка; в основной части дается описание выделенных групп месторождений, иллюстрированное планами и разрезами. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описания новых видов месторождений целиком построены на оригинальных материалах. Монография не имеет аналогов в отечественной литературе. Она рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением минерально-сырьевой базы страны, а также на студентов высших и средних учебных заведений.

Заказы можно направлять в местные магазины «Книготорга», распространяющие техническую литературу, а также по адресу: Москва, И-412, Коровинское шоссе, д. 20, книжный магазин № 59 («Недра»).

ИСПРАВЛЕНИЕ

В журнале «Советская геология» № 8 по вине автора допущена ошибка:

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
19	Снизу	экзогенного оруденения	эндогенного оруденения
21—22	"	экзогенных рудных полей	эндогенных рудных полей
23	"	экзогенных рудных полей	эндогенных рудных полей