

**СОВЕТСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

1971

3

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОРГАН МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Год издания четырнадцатый

3 • март • 1971

Содержание

Социалистические обязательства трудящихся предприятий и организаций Министерства геологии СССР по перевыполнению заданий I квартала 1971 г. в честь XXIV съезда КПСС	3
Л. И. Салоп, Л. В. Травин	
Стратиграфия архея центральной части Алданского шита	5
В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова	
Геологические запасы горючих сланцев в СССР	20
В. В. Ляхович	
Некоторые задачи современного изучения изверженных пород	29
Е. М. Некрасов	
Факторы, благоприятные для образования свинцово-цинковых месторождений трещинного типа	41
Н. Б. Валитов	
Региональные закономерности изменения свойств нефтей Татарии	53
В. А. Буш, Л. Г. Кирюхин	
О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы	66
М. Н. Савосин	
О точности определения мощности, содержания и запасов металла по эксплуатационному блоку, разведанному горными выработками	77
Ю. В. Богданов, В. П. Феоктистов	
Перспективы меденосности Тенгиз-Сарысуейской структурно-формационной зоны (Центральный Казахстан)	90

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОРГАН МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Год издания четырнадцатый

3 • март • 1971

Содержание

Социалистические обязательства трудящихся предприятий и организаций Министерства геологии СССР по перевыполнению заданий I квартала 1971 г. в честь XXIV съезда КПСС	3	<i>Н. Б. Валитов</i>	Региональные закономерности изменения свойств нефтей Татарии	53
<i>Л. И. Салоп, Л. В. Травин</i>		<i>В. А. Буш, Л. Г. Кирюхин</i>	О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы	66
Стратиграфия архея центральной части Алданского щита	5	<i>М. Н. Савосин</i>	О точности определения мощности, содержания и запасов металла по эксплуатационному блоку, разведанному горными выработками	77
<i>В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова</i>		<i>Ю. В. Богданов, В. П. Феоктистов</i>	Перспективы меденосности Тенгиз-Сарысуйской структурно-формационной зоны (Центральный Казахстан)	90
Геологические запасы горючих сланцев в СССР	20			
<i>В. В. Ляхович</i>				
Некоторые задачи современного изучения изверженных пород	29			
<i>Е. М. Некрасов</i>				
Факторы, благоприятные для образования свинцово-цинковых месторождений трещинного типа	41			

Н. Г. Жузе

Битуминозность пород семилукского горизонта западного склона Южного Урала и Башкирского Предуралья . 104

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. А. Котык

О границе нижнего и среднего девона Вольно-Подольи 113

В. А. Вахрамеев, А. А. Гризалис, И. А. Михайлов

Находка среднеюрской флоры в папильской свите Южной Прибалтики 120

Д. А. Кириков, Б. М. Михайлов

Геологические предпосылки поисков бокситов на Востоке СССР 123

Б. А. Марковский, Е. Л. Розимова

Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки 127

В. П. Колчанов, В. В. Кулаков, К. Я. Михайлов, Б. Р. Пашков

Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша 130

И. М. Соболева, С. В. Пельтихин

О составе шахтных вод Донбасса с учетом гидрогеологических условий эксплуатации шахт 137

В. А. Демидов, К. М. Мирзаев

Новейшие дизъюнктивные нарушения в центральных районах Русской платформы и их значение для формирования углеводородных залежей 143

Л. Н. Котляревский

Роль титана в интенсивности намагниченности интрузивных горных пород 146

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

М. В. Чеботарев, Г. Р. Кирпаль

Перспективы поисков бокситов (Итоги Всесоюзного совещания по геологии бокситов) 150

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Г. И. Горбунов (главный редактор), **Н. П. Лаверов** (заместитель главного редактора), **В. В. Белоусов, А. А. Богданов, Н. И. Буялов, В. А. Вахрамеев, А. А. Геодекян, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, Г. А. Израилева** (ученый секретарь), **Е. В. Карус, Н. В. Неволин, А. В. Пейве, Н. В. Роговская, И. С. Рожков, А. В. Тыжнов, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, И. А. Хрущов, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк**

Адрес редакции:

Москва, Д-242, Б. Грузинская, 4/6, тел. 252-16-45

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ № 3 — 1971 г.

Технический редактор **В. И. Калужина**

Корректор **Т. Ю. Шульц**

Сдано в набор 22/1 1971 г.
Формат 70×108^{1/16}
Бумага № 1.

Печ. л. 10,0
Зак. 35

Подписано в печать 1/11 1971 г.
Усл. печ. л. 14,0
Тираж 3130 экз.

T-03799
Уч.-изд. л. 15,77
Цена 1 руб.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

Стратиграфия архея центральной части Алданского щита

Алданский щит является исключительно благоприятным объектом для изучения стратиграфии, вещественного состава и тектоники архейских образований, которые обнажены там на обширной территории (одной из самых крупных в мире) и, что особенно важно, не переработаны в существенной мере постархейскими процессами складчатости и метаморфизма.

Архейский комплекс лучше всего изучен в центральной части щита, в пределах так называемого Алданского горнопромышленного района. Первая стратиграфическая схема архея этого района была дана еще в 1936 г. Д. С. Коржинским [7], который расчленил архейский комплекс на три согласно залегающих толщи (снизу): иенгрскую, тимптонскую (чарнокитовую) и джелтулинскую. В дальнейшем изучение стратиграфии архея щита проводилось многими исследователями, среди которых в первую очередь следует отметить Ю. К. Дзевановского, Е. М. Лазько и Н. В. Фролову. Большое значение имела геологическая съемка, проведенная коллективом геологов Якутского геологического управления (ЯГУ), в результате которой накоплен исключительно ценный фактический материал.

Несмотря на то что архейский комплекс Алданского щита относится к числу наиболее изученных древнейших образований мира, вопросы его стратиграфического расчленения еще не получили достаточно полного и однозначного разрешения. До настоящего времени не существует единой точки зрения на количество и объем подразделений, выделяемых в качестве свит и даже серий (не говоря уже о более мелких стратиграфических единицах), противоречиво трактуются их границы и характер взаимоотношений. Мощность нормального разреза архея оценивается различными исследователями от первых тысяч [13] до первых десятков тысяч метров [1, 2, 11]. Согласно стратиграфической схеме, разработанной коллективом геологов ЯГУ [1, 10], в составе архейского алданского комплекса, общей мощностью около 25 км, выделяются три серии (снизу): иенгрская, заключающая верхнеалданскую, федоровскую и иджекскую свиты; тимптонская, состоящая из улунчинской, суннагинской и кюриканской свит, и джелтулинская, в которую входит одна сутамская свита. Большинство свит делится на подсвиты, а те в свою очередь — на части и на горизонты.

Указанная схема обладает, однако, существенными недостатками. Так, выделенные подразделения во многих случаях не имеют достаточно определенной характеристики и четких отличий от других частей разреза, отсутствуют описания стратотипических разрезов, что приводит к произвольному выделению свит и в результате одноименные подразделения в различных районах щита нередко не могут быть сопоставлены между собой. Кроме того схема составлена исходя из неправиль-

ных, с нашей точки зрения, представлений о моноклинальном залегании толщ в ряде районов, например, на правобережье р. Тимптона.

Следует также отметить, что несмотря на сходство применяемой стратиграфической терминологии, различные авторы весьма по-разному определяют объемы выделяемых ими подразделений. Это иногда приводит к тому, что на геологических картах, составленных разными исследователями, площади развития одноименных серий совершенно не совпадают друг с другом. В частности, в разрезе по р. Тимпону на участке от р. Сеймдэ до р. Дьолтулаах, где Д. С. Коржинский выделил тимптонскую (чарнокитовую) серию, геологами ЯГУ картируется только иенгрская серия, к которой местами отнесены и карбонатные породы джелтулинской (по Д. С. Коржинскому) серии.

Одним из наиболее спорных вопросов стратиграфии архейского комплекса счита является вопрос о наличии внутри его разреза перерывов и, следовательно, о возможности выделения разновозрастных серий. В разные годы различными исследователями предполагалось наличие несогласий на нескольких стратиграфических уровнях: между верхнеалданской и федоровской свитами иенгрской серии [12], между тимптонской и джелтулинской сериями [2, 3], иенгрской и тимптонской сериями [3, 10, 11]. Однако эти представления не подтверждаются детальными наблюдениями.

Полевые исследования авторов настоящей статьи были сосредоточены на двух крупных площадях развития архейских образований: в районе верхнего течения р. Алдана и нижнего течения р. Тимптона. Благодаря неплохой обнаженности и сравнительной доступности наблюдаемые там разрезы изучены наиболее хорошо и положены в основу всех стратиграфических схем. На основании проведенного дешифрирования аэрофотоснимков, детальных полевых наблюдений, а также анализа материалов геологических съемок различного масштаба авторы по-новому трактуют тектонические структуры архейского комплекса обоих районов, что, естественно, требует уточнения и частичного пересмотра существующих схем стратиграфии архея центральной части Алданского щита.

Ниже приводится нормальная последовательность гнейсовых толщ в каждом изученном районе и общая стратиграфическая схема с соответствующим обоснованием.

В районе верхнего течения р. Алдана наблюдаются стратотипические разрезы нижней части архейского комплекса щита. Основным тектоническим элементом здесь является крупная сложная неправильной формы в плане положительная структура, относящаяся к категории гнейсовых складчатых овалов, для которых характерна группировка складок различного типа в виде замкнутых систем [14].

В центральной части структуры находится несколько гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов, а в краевых — изоклинальные складки, опрокинутые к центру овала. Главную структуру (Верхнеалданский складчатый овал) обрамляют поля, в пределах которых развиты пологие и сравнительно простые брахискладки, нормальные или, реже, опрокинутые, сочетающиеся с куполами и небольшими линейными складками (рис. 1).

Наиболее древние породы района и всей центральной части Алданского щита вскрываются в ядрах куполов, расположенных в пределах Верхнеалданского овала. Лучше всего они представлены в Курумканском куполе (близ пос. Курумкан) со сравнительно пологим сводом и крутыми крыльями (рис. 2), где наблюдается следующая последовательность пород (снизу):

- | | |
|--|--------------|
| 1. Кварциты светло-серые и белые, крупнокристаллические, массивные или полосчатые, иногда содержащие силлиманит и магнетит и заключающие редкие прослойки биотит-силлиманитовых гнейсов (первый кварцитовый горизонт) | более 1000 м |
| 2. Амфиболиты и пироксен-амфиболовые гнейсы с подчиненными прослоями и пачками кварцитов | 700 „ |
| 3. Гранат-биотитовые очковые плагиогнейсы-мигматиты, чередующиеся с амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, силлиманит-гранат-кордиерит-кварцевыми сланцами и редкими прослоями диоксид-плагиоклазовых и биотит-гиперстеновых сланцев | 650 „ |
| 4. Кварциты светло-серые и белые, с маломощными прослоями силлиманитовых, силлиманит-кордиеритовых, биотит-магнетит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов и редкими прослоями амфиболитов в верхней части (второй кварцитовый горизонт) | 550 „ |
| 5. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы — мигматиты с прослоями и пачками кварцитов, биотит-силлиманит-кордиеритовых и силлиманит-кордиерит-кварцевых сланцев, иногда с гранатом | более 500 „ |

Отчетливо фиксируемое периклинальное залегание кварцитов в ядре купола исключает иную интерпретацию взаимоотношения развитых на его крыльях толщ, несмотря на местное запрокидывание слоев (например, в правом борту р. Алдана выше пос. Курумкан).

Севернее рассмотренной структуры, примерно в 5,5 км ниже пос. Курумкан, в левом борту р. Алдана видно, что на верхней толще амфиболитов залегает новая толща кварцитов (третий кварцитовый горизонт) с редкими прослоями силлиманит-биотитовых гнейсов и гранитизированных амфиболитов, которая по аэрофотоснимкам и полевым наблюдениям непрерывно прослеживается из района Курумканского купола вдоль всей периферии Верхнеалданского складчатого овала; она служит надежным маркирующим горизонтом, позволяющим увязать частные разрезы в различных мелких структурах. Ее положение выше второго кварцитового горизонта отчетливо устанавливается в береговых обнажениях р. Алдана в районе пос. Суон-Тит, где полностью вскрывается разрез межкварцитовой толщи (соответствующий толще 5 разреза Курумканского купола), мощностью 850—1000 м.

Общая мощность разреза этой толщи 850—1000 м; выше ее располагается верхняя толща кварцитов (третий кварцитовый горизонт).

Верхняя толща кварцитов в районе Суонтитского купола перекрывается мощной толщей, в составе которой существенную роль играют амфиболиты, пироксен-амфиболовые, пироксеновые, гранат-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, чередующиеся с редкими прослоями кварцитов. Строение этой толщи хорошо устанавливается в районе большой петли р. Алдана («Большого Колена»), несколько выше устья р. Нимгеркан. Здесь обнажается широкая полоса кварцитов, которая рассматривалась ранее как выход моноклинально залегающей толщи, в соответствии с чем супракрустальные образования, расположенные юго-западнее этой полосы, считались древнее кварцитов, а находящиеся северо-восточнее — моложе их (все породы в этом районе наклонены преимущественно на северо-восток под углами 40—80°). Однако дешифрирование аэрофотоснимков показывает, что полоса кварцитов по направлению к северо-западу постепенно сужается, а отдельные горизонты их сливаются, обрисовывая большую сжатую складку, замыкающуюся на левобережье р. Алдана. Полевые геологические наблюдения подтверждают данные дешифрирования. В береговых обнажениях Алдана видно, что при пересечении структуры одни и те же горизонты повторяются дважды, а сама структура представляет собой изоклинальную антиклиналь (Коленская антиклиналь), опрокинутую на юго-запад, с шарниром, погружающимся на северо-запад (рис. 3).

Перекрывающая кварциты толща сложена амфиболитами и амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с резко подчиненны-

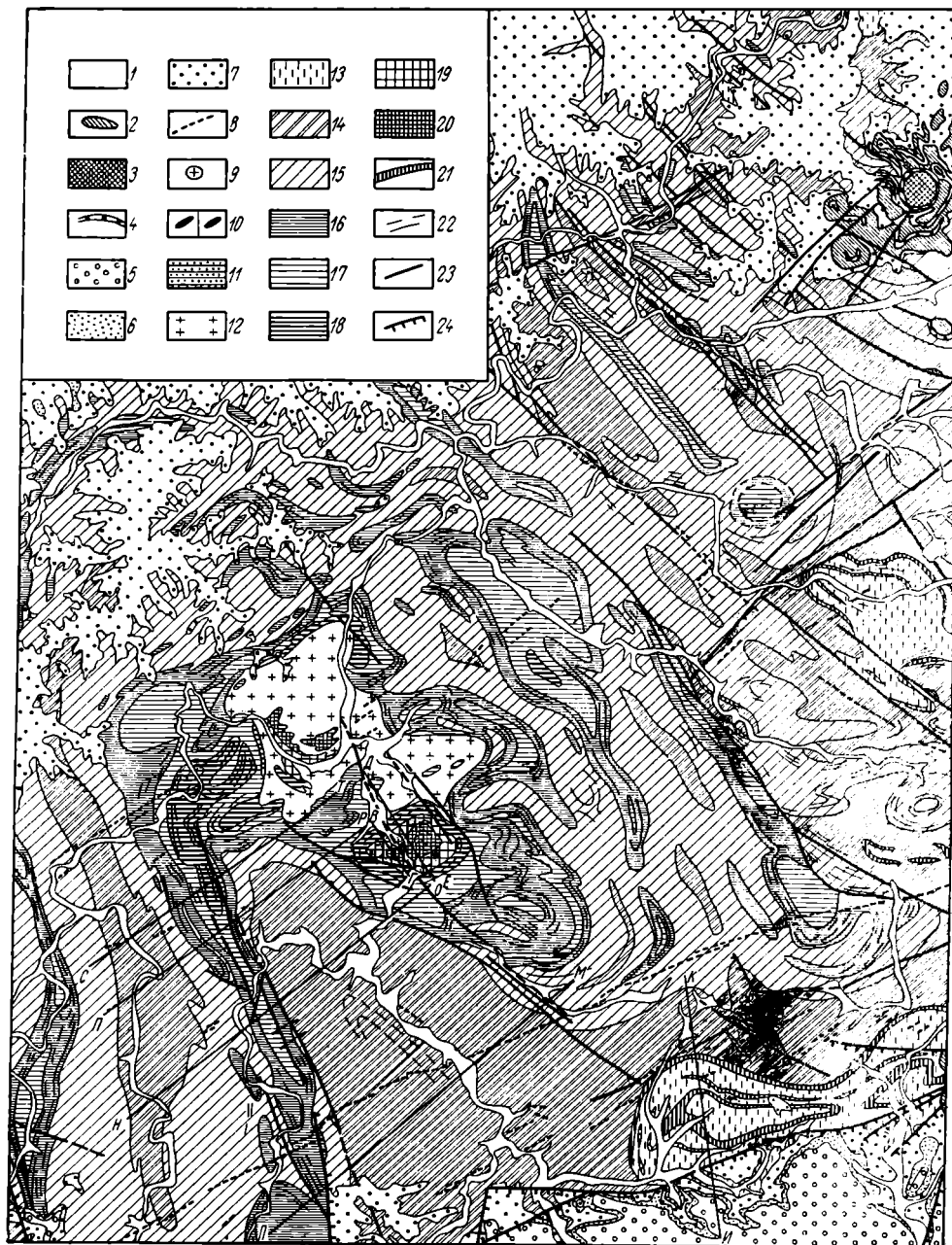


Рис. 1. Геологическая карта района верхнего течения р. Алдана (составили Л. И. Салоп и Л. В. Травин по данным собственных исследований и дешифрирования аэрофотоснимков с использованием материалов геологов Якутского геологического управления И. Д. Вороны, С. Е. Карпова, Л. М. Минкина, Л. М. Реутова, В. М. Сухова и сотрудников Лаборатории геологии докембрия АН СССР Б. Н. Анисеева, Г. М. Друговой, Л. В. Климова, М. Д. Крыловой и др.)

1 — четвертичные отложения; 2—5 — мезозойские образования: 2 — щелочноземельные и щелочные сиениты, монцитониты, сиенит-порфиры, порфиры, 3 — ультраосновные щелочные породы, 4 — ультраосновные породы, 5 — юрские угленосные отложения; 6 — пестроцветная свита нижнего кембрия; 7 — юдомская свита эокембрия; 8 — диабазы и габбро-диабазы неопрозооя; 9—11 — палеопротозойские образования: 9 — граниты, 10 — метагаббро-диабазы и метагипербазиты, 11 — метаосадочные породы субганской толщи; 12—20 — архейские образования: 12 — аляскитовые граниты и гнейсо-граниты (преимущественно аллохтонные); 13—20 — алданская серия: 13—15 — тимтонская подсерия; 13 — пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с горизонтами карбонатных пород (Федоровская свита), 14 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы, пироксеновые амфиболиты и пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы (унгринская

ми прослоями (мощностью до 2 м) кварцитов. В нижней ее половине кварциты встречаются несколько чаще, а из меланократовых пород доминируют амфиболиты и амфиболовые гнейсы, в верхней — наряду с амфиболитами часто присутствуют гиперстенсодержащие кристаллические сланцы и плагиогнейсы. Близ кровли толщи располагается пачка (мощностью до 115 м), сложенная биотит-гранатовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми (с гиперстеном), гранат-амфиболовыми сланцами и гнейсами с прослоями кварцитов. Единичные маломощные прослои гранатсодержащих пород встречаются и в остальной части разреза толщи. Мощность описываемой толщи около 1300 м.

Венчает разрез в районе Коленской антиклинали мощная (более 2000 м) монотонная толща основных (пироксен-амфиболовых, биотит-

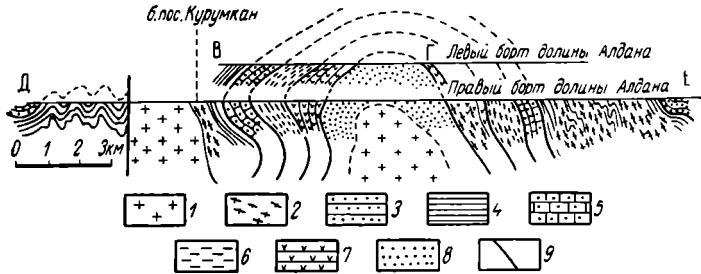


Рис. 2. Геологические разрезы через Курумканский купол.

(положение разрезов см. на рис. 1)

1 — аляскиновые граниты, 2 — «теневые» гнейсо-граниты, 3 — третий горизонт кварцитов, 4 — кварцито-амфиболитовая толща, 5 — второй горизонт кварцитов, 6 — толща гранат-биотитовых гнейсов, 7 — толща амфиболитов с прослоями кварцитов, 8 — первый горизонт кварцитов, 9 — разрывные нарушения.

амфибол-пироксеновых и двупироксеновых) кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов. Эта толща хорошо представлена в ядре синклинальной структуры, смежной с Коленской антиклиналью, ось которой проходит несколько выше «Большого Колена».

Описанные взаимоотношения выделенных трех толщ неоднократно наблюдаются по р. Алдану ниже р. Нимгеркан благодаря часто повторяющемуся в разрезе маркирующему горизонту гранатсодержащих пород, а также кварцитов. Так, в районе ключа Перекатного в правом борту р. Алдана фиксируется периклиналильное замыкание складки, в ядре которой обнажаются кварциты, а на крыльях — породы, соответствующие второй и третьей толщам Коленской антиклинали.

Аналогичные взаимоотношения обнаруживаются и ниже по течению р. Алдана, в районе ручьев Дьялханах — Юётэнех, где непосредственно в русле р. Алдана фиксируется брахиантиклинальная складка, ядро которой сложено кварцитами. Брахиантиклиналь со всех сторон оконтуривают лежащие согласно на кварцитах темные пироксеновые и

свита), 15 — амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, пироксеновые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями кварцитов и гранатсодержащих пород (нимгерканская свита); 16—20 — иенгская (верхнеалданская) подсерия; 16—18 — суонитская свита; 16 — кварциты верхней подсерии, 17 — амфиболиты, кварциты и силлиманитсодержащие гнейсы средней подсерии, 18 — кварциты с прослоями силлиманитсодержащих гнейсов нижней подсерии, 19 — амфиболиты, амфиболовые гнейсы, кварциты, гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы (аянахская свита), 20 — кварциты с прослоями силлиманитовых гнейсов (курумканская свита); 21—24 — прочие обозначения: 21 — карбонатные породы и производные по ним, 22 — ориентировка слоистости (полосчатости), видная на аэрофотоснимках, 23 — разломы древние, 24 — разломы молодые (послеюрские).

Примечания. 1. Метасоматические «теневые» граниты на карте не показаны. 2. Структуры у восточной рамки карты, плохо дешифрируемые на аэрофотоснимках, нуждаются в уточнении полевыми наблюдениями.

пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями кварцитов, биотитовых гранатсодержащих гнейсомигматитов и шпинель-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов. Ниже ручья Юётнех на этой толще «пестрого» состава согласно залегает монотонная толща основных кристаллических сланцев, гнейсов и чарнокитов.

Анализ геологической карты показывает, что толща кварцитов, развитых в районе р. Нимгеркан, соответствует третьему кварцитовому горизонту Курумканского и Суонтитского куполов. Следовательно, толща «пестрого» состава и монотонная толща основных пород непосредственно надстраивают разрез, развитый в пределах Верхнеалданского складчатого овала.

Для выяснения строения и состава верхней части разреза алданского комплекса большое значение имеет определение стратиграфиче-

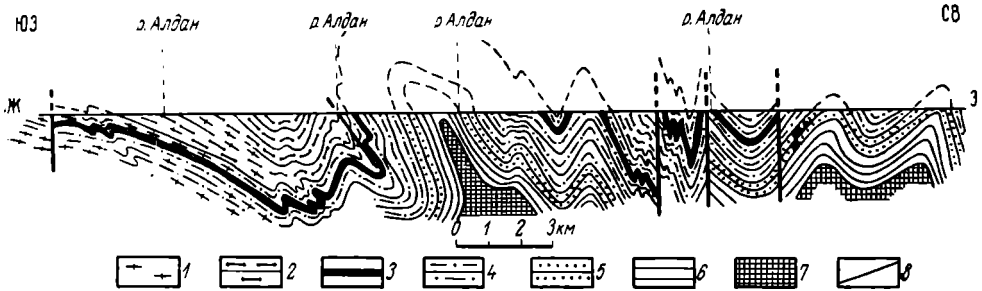


Рис. 3. Геологический разрез по р. Алдану в районе «Большого Колена» (положение разреза см. на рис. 1).

1 — «тенивые» гнейсо-граниты, 2 — толща основных кристаллосланцев, 3 — маркирующий горизонт биотит-гранатовых гнейсов, 4 — толща «пестрого состава», 5 — третий горизонт кварцитов, 6 — кварцито-амфиболитовая толща, 7 — второй горизонт кварцитов, 8 — разрывные нарушения

ского положения пород, развитых в пределах так называемого «Унгринского клина» (бассейн р. Унгры). Развитая здесь мощная монотонная толща амфиболитов и амфиболовых гнейсов, которая прежде считалась архейской [5, 8, 9], в последние годы многими исследователями выделяется в виде самостоятельного комплекса протерозойского возраста [6]. Наши исследования подтвердили, что породы бассейна р. Унгры относятся к архею и залегают в ядре синклинальной структуры (Унгринской сложной синклинали), крылья которой осложнены разрывными нарушениями (рис. 4).

Взаимоотношения унгринской толщи с породами, слагающими Верхнеалданский складчатый овал, лучше всего могут быть выявлены в районе водораздела рек Алдана и Амедици (верховья кл. Лукина и Безымянного), где геологическими наблюдениями и с помощью дешифрирования аэрофотоснимков устанавливается центриклинальное замыкание структуры, особенно хорошо фиксируемое по поведению третьего кварцитового горизонта. Такое же залегание унгринской толщи амфиболитов отчетливо наблюдается в береговых обнажениях р. Алдана. На участке центриклинали, где последовательность залегания толщ не нарушена разрывными дислокациями, видно, что породы унгринской толщи залегают выше третьего кварцитового горизонта и согласно с ним, т. е. стратиграфически они соответствуют надкварцитовый толще описанных ранее разрезов. Вполне сходен и их вещественный состав.

В юго-восточной части района на погружении шарнира Унгринской сложной синклинали располагается хорошо изученная простая Дёс-Хатыминская синклинали. В ядре этой складки на унгринской толще меланократовых амфиболитов, амфиболовых и пироксен-амфиболовых

гнейсов залегает толща, характеризующаяся чередованием амфиболовых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов с диопсидовыми, диопсид-скаполитовыми сланцами (и плагиогнейсами), кальцифирами и мраморами. Мощность последней, относимой всеми исследователями к федоровской свите архея, по данным И. Д. Вороны,

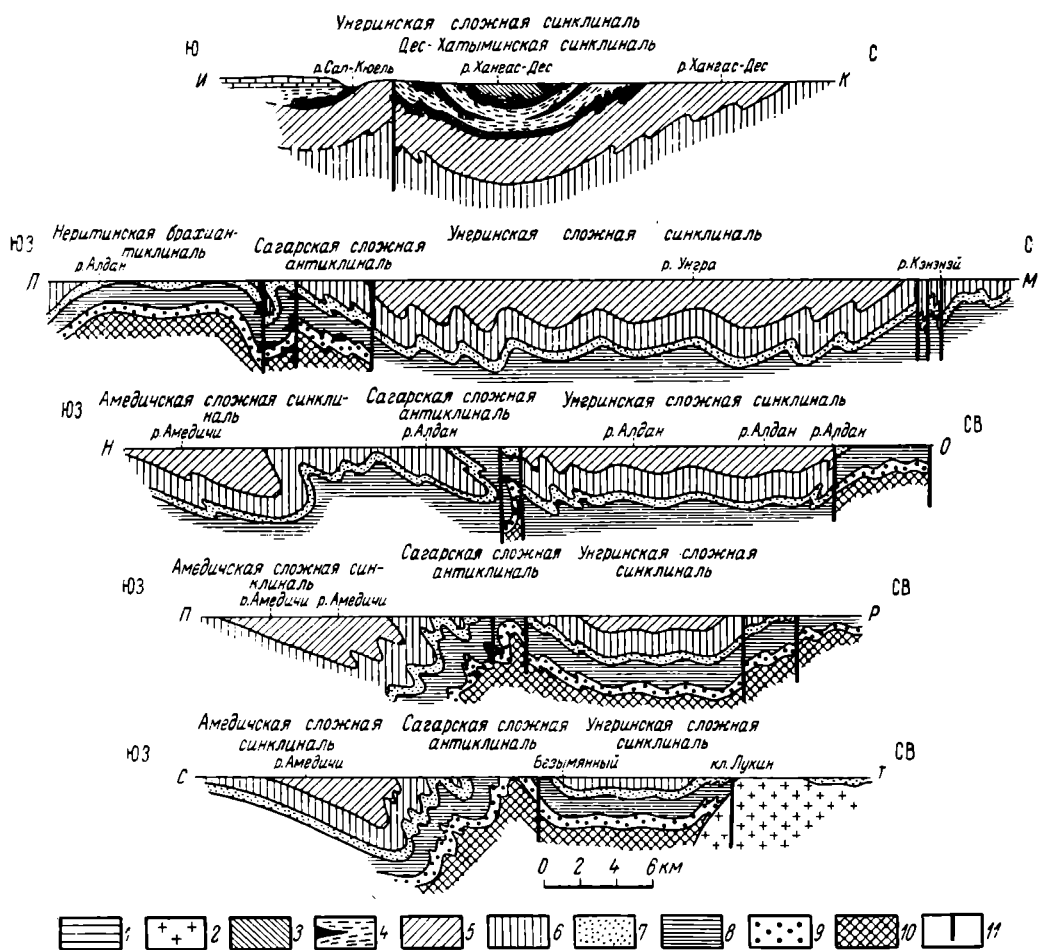


Рис. 4. Геологические разрезы через Унгринскую сложную синклинали (положение разрезов см. на рис. 1).

1 — эокембрий; 2—10 — архейские образования: 2 — массивные аляскиновые граниты, 3 — верхняя толща основных кристаллосланцев, 4 — карбонатно-сланцевая толща (черное — горизонты с большим количеством карбонатных пород), 5 — нижняя толща основных кристаллосланцев, 6 — толща «пестрого состава», 7 — третий горизонт кварцитов, 8 — кварцито-амфиболитовая толща, 9 — второй горизонт кварцитов, 10 — толща гранат-биотитовых гнейсов; 11 — разрывные нарушения

составляет 2300—3100 м. Совершенно очевидно, что она сменяет вверх по разрезу унгринскую толщу амфиболитов и, таким образом, венчает разрез архейских образований района Верхнего Алдана.

Более высокие части разреза архейского комплекса Алданского щита развиты во втором изученном нами районе, в нижнем течении р. Тимптона, где они слагают восточное обрамление Нижнетимптонского складчатого овала.

Наиболее древние подразделения архея этого района обнажаются в западной его части, в бассейне р. Бол. Неакуя (рис. 5). Там, ниже

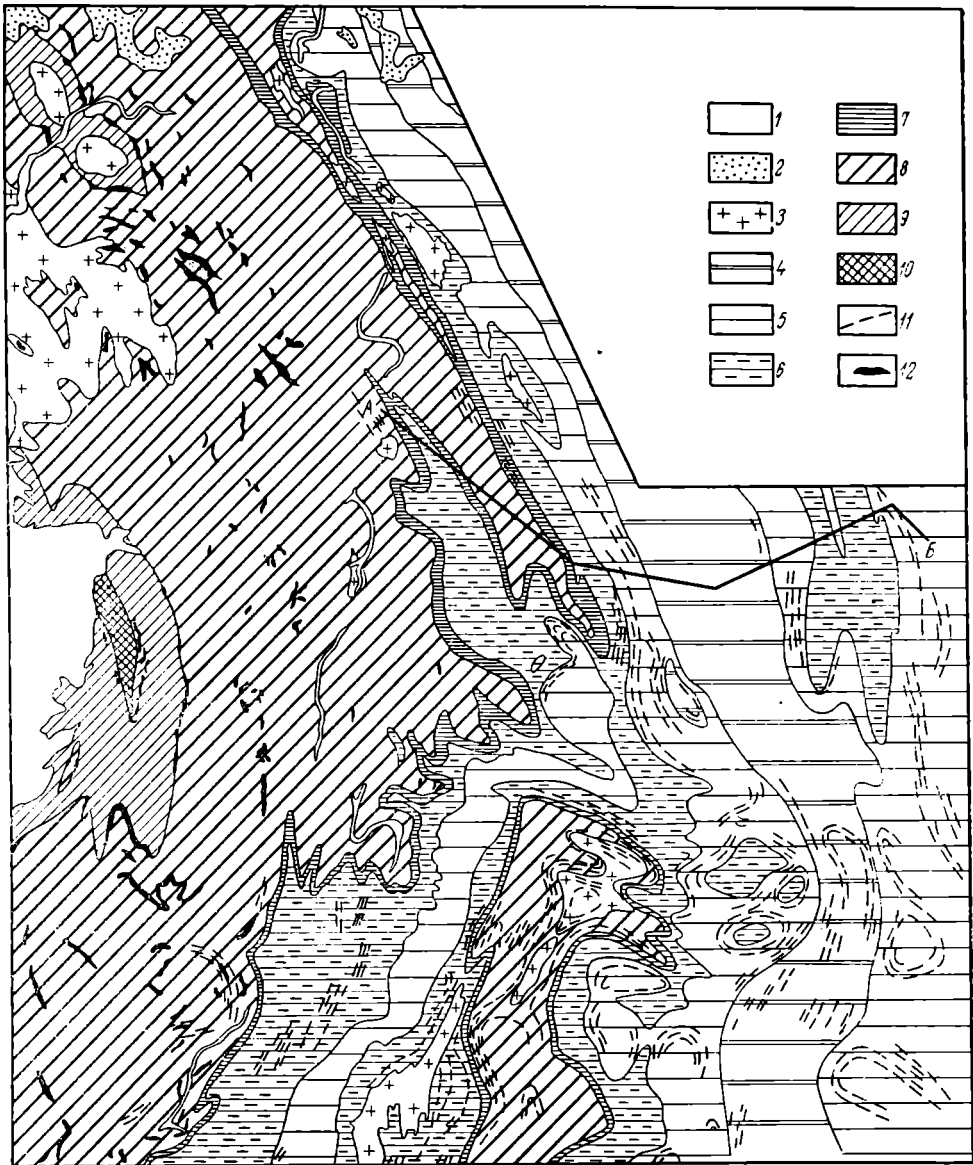


Рис. 5. Геологическая карта нижнего течения р. Тимптона (составили Л. В. Травин и Л. И. Салоп по данным собственных исследований и дешифрированию аэрофотоснимков с использованием материалов Е. А. Шалек и геологов Якутского геологического управления Н. И. Веревкина, Б. А. Гомзинова, Е. И. Заблочного, Л. К. Кичигина, В. А. Лукониной, Л. Н. Малкова, Г. К. Мусликовой, В. И. Перукова, Б. А. Сикача, И. М. Фрумкина, Р. Ф. Черкасова, А. Р. Энтина и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — юдомская свита эокембрия; 3—9 — архейские образования: 3 — красные аляскитовые граниты (преимущественно аллохтонные); 4—9 — алданская серия; 4—5 — желтулинская подсерия; 4 — гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы сутаемской (тыркандинской) свиты, 5 — гранат-биотитовые гнейсы, пироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, кальцифиры и мраморы кюрканской (багачанской) свиты; 6—9 — тимптонская подсерия: 6 — пироксеновые, амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокиты и амфиболиты с горизонтами гранат-биотитовых гнейсов (сеймская свита), 7 — маркирующийся улунчинский горизонт, 8 — амфиболовые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокиты и амфиболиты с горизонтами карбонатных и сопутствующих им пород (федоровская свита), 9 — амфиболовые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокиты и амфиболиты с отдельными горизонтами, обогащенными гранат-биотитовыми гнейсами и карбонатными породами (унгринская свита), 10 — амфиболовые; пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и кварцитов (нимгерканская свита); 11 — структурные линии (простирание слоев и сланцеватости), видимые на аэрофотоснимках; 12 — фактические выходы карбонатных пород тимптонской подсерии (как правило, не в масштабе).

П р и м е ч а н и е. Метасоматические «тневые» гнейсо-граниты на карте не показаны.

слияния рек Бол. и Мал. Неакуя, на фоне моноклинального падения на восток-северо-восток наблюдается сильно сжатая антиклинальная складка, которая картируется по маркирующему горизонту, заключающему линзовидные прослои кальцифиров и диопсидовых пород, известная под названием Неакуинской антиклинали [1]. В северо-восточном (нормальном) ее крыле вскрывается следующий разрез (снизу):

1. Амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и кварцитов	более 700 м
2. Амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с линзами диопсидовых пород и реже кальцифиров	500—550 „
3. Биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-силлиманитовые и биотит-силлиманит-кордиеритовые тонкополосчатые гнейсы	150 „
4. Амфиболовые, двупироксен-амфиболовые и пироксен-биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов	1300—1400 „
5. Амфиболовые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокиты и амфиболиты, местами чередующиеся с диопсидовыми породами с флогопитом, кальцифирами и мраморами	более 2000 „

Верхняя (пятая) толща обнажается по р. Бол. Неакуя до р. Тимптона и на всем протяжении смята в сложные, преимущественно изоклинальные складки. Выходы ее продолжаются на значительном расстоянии и по р. Тимптону до устья р. Дьолтулаах, где наблюдаются взаимоотношения ее с толщами, развитыми в правобережье р. Тимптона (рис. 6).

Несколько выше устья р. Дьолтулаах в правом борту р. Тимптона на толще, венчающей разрез по р. Бол. Неакуя, залегает сравнительно маломощная (около 300 м), но весьма характерная для этой части разреза пачка переслаивания гранат-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов с пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащая единичные прослои мраморов. Выше по течению р. Дьолтулаах эта пачка сменяется толщей основных кристаллических сланцев и гнейсов с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов, которая обнажается на расстоянии около 4 км, затем ниже устья ручья Буом-Юрэх по реке снова выходят гранат-биотитовые гнейсы. На всем этом интервале породы падают на восток-северо-восток. Однако, как показывают геологические наблюдения, обе пачки гранат-биотитовых гнейсов сливаются в районе р. Тимптона на участке между устьями рек Дьолтулаах и Тарынгнаах, свидетельствуя о том, что здесь находится ядро синклинальной складки, шарнир которой погружается на юго-восток (синклинальный характер этой структуры подтверждается наблюдениями как по р. Тимптону, так и по р. Дьолтулаах).

В русле р. Дьолтулаах на участке от ручья Буом-Юрэх до ручья Мохойлоох обнажается толща основных кристаллических сланцев и гнейсов с редкими линзовидными прослоями диопсидовых пород. Выше устья ручья Дюгаскиит она снова сменяется толщей гранат-биотитовых гнейсов мощностью около 600 м, по составу аналогичной обнажающейся в районе ручья Буом-Юрэх. На участке от ручья Буом-Юрэх до ручья Дюгаскиит наблюдается сложная складчатость, изучение которой свидетельствует о замыкании в этом месте крупной антиклинальной структуры, шарнир которой полого погружается на юго-юго-восток.

Таким образом, на участке от устья р. Дьолтулаах до ручья Дюгаскиит не происходит наращивания стратиграфического разреза, несмотря на кажущееся моноклинальное падение пород в восток-северо-восточном направлении.

Более высокие горизонты архейского комплекса обнажаются выше по течению р. Дьолтулаах. Здесь до впадения р. Улахан-Тараканда вскрывается следующий разрез (снизу):

- | | |
|--|--------------|
| 1. Пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, чарнокиты и амфиболиты с редкими маломощными прослоями гранат-биотитовых гнейсов | 1400—1500 м |
| 2. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, часто графитосодержащие, ритмично чередующиеся с двупироксеновыми, гранат-гиперстеновыми, диопсидовыми и диопсид-скаполитовыми кристаллическими сланцами или плагиогнейсами, кальцифирами и мраморами | 2000—2100 „ |
| 3. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, иногда с силлиманитом и корднеритом | более 1000 „ |

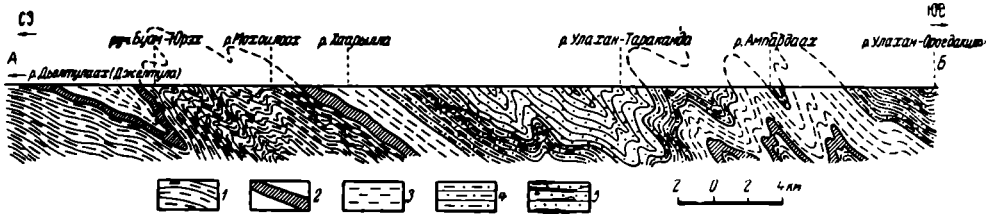


Рис. 6. Геологический разрез по р. Дьолтулаах (положение разреза см. на рис. 5).

1 — толща основных кристаллических сланцев, амфиболитов, гнейсов и чарнокитов с редкими прослоями карбонатных и сопутствующих им пород; 2 — толща гранат-биотитовых, пироксен-гранатовых и пироксеновых гнейсов; 3 — толща основных кристаллосланцев, гнейсов; 4 — толща полосчатых гранат-биотитовых пироксеновых, диопсид-скаполитовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов и кальцифиров; 5 — монотонная толща гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов

Породы верхней (третьей) толщи залегают в осевой части сложно построенной синклинали структуры, известной под названием Сутамского синклинория.

Аналогичная стратиграфическая последовательность толщ наблюдается и в других разрезах как по р. Тимпону, так и по его притокам. В разрезе по р. Иджэк вскрываются те же толщи, что и по р. Дьолтулаах. Нижняя толща основных кристаллических сланцев и гнейсов с редкими прослоями диопсидовых пород, описанная в разрезе по р. Дьолтулаах, обнажается в бассейне р. Иджэк дважды — в нижнем течении реки и в районе слияния рек Унга-Иджэк и Орто-Иджэк. В последнем районе выходы ее приурочены к центральной части опрокинутой на северо-запад сложной неправильной формы антиклинальной структуры (Иджэкская антиклиналь), которая отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках и выявляется при полевых исследованиях путем анализа элементов залегания пород и прослеживания маркирующего горизонта гранат-биотитовых гнейсов. В разрезе дважды вскрывается и вышележащая «толща переслаивания» гранат-биотитовых гнейсов и пироксеновых сланцев. На западном крыле Сутамского синклинория эта толща подстилает обнажающуюся в его ядре монотонную толщу гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов. Обе эти толщи здесь служат непосредственным продолжением соответствующих толщ р. Дьолтулаах, что доказывается прямым их прослеживанием. Другой участок развития «толщи переслаивания» приурочен к осевой части узкой сильно сжатой и опрокинутой на северо-запад синклинали складки, центриклинальное замыкание которой фиксируется как при геологических наблюдениях, так и при дешифрировании аэрофотоснимков в левом борту р. Дьолтулаах. Эта складка является юго-восточным продолжением Усть-Дьолтулаахской синклинали. Структуры, вскрываемые по р. Иджэк, фиксируются и южнее, в бассейне р. Сеймдэ.

Вывод о наличии описанных структур противоречит существующему представлению о простом моноклинальном строении правобережного участка р. Тимптона, которое легло в основу принятой сейчас геологами ЯГУ стратиграфической схемы.

На основании изложенных выше данных предлагается новая схема стратиграфического расчленения архейских образований центральной части Алданского щита. Проведенные исследования и анализ имеющегося геологического материала позволяют утверждать, что «алданский комплекс» представляет собой единую серию метаморфизованных супракристалльных образований, и в соответствии с общепринятыми правилами стратиграфической номенклатуры его следует выделять под названием «алданской серии».

Алданская серия может быть расчленена на три подсерии (снизу): иенгскую (верхнеалданскую), тимптонскую и джелтулинскую.

К иенгской подсерии мы (как и Д. С. Коржинский) относим только ту часть разреза серии, для которой характерно наличие кварцитов и пород с повышенной глиноземистостью (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с силлиманитом и кордиеритом). В разрезе иенгской подсерии присутствуют также основные кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, однако они не являются определяющими, поскольку играют подчиненную роль и развиты по всему разрезу серии.

В последние годы по предложению Ю. К. Дзевановского к иенгской серии относится значительная часть толщи основных кристаллических сланцев, гнейсов и чарнокитов тимптонской серии Д. С. Коржинского в ее стратотипическом разрезе (федоровская свита, по Ю. К. Дзевановскому, федоровская и иджэкская свиты, по схеме геологов ЯГУ), а образования собственно иенгской серии Д. С. Коржинского выделяются в так называемую верхнеалданскую свиту иенгской серии. Поскольку мы представляем иенгскую подсерию в более узком объеме, чем это принято в настоящее время, ей дается двойное название — иенгская (верхнеалданская) — которое означает, что она понимается в объеме верхнеалданской свиты Ю. К. Дзевановского или в объеме нижней подсвиты верхнеалданской свиты по схеме геологов ЯГУ.

В разрезе иенгской подсерии выделяются три свиты (снизу): курумканская, аянахская и суонтитская.

Курумканская свита сложена белыми массивными, реже неяснополосчатыми кварцитами, иногда силлиманитсодержащими, с редкими маломощными прослойками биотит-силлиманитовых и гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов. Породы свиты обнажаются только в ядре Курумканского купола (первый кварцитовый горизонт). Мощность ее более 1000 м.

Аянахская свита характеризуется резко подчиненным развитием в ее разрезе кварцитов. Свита делится на две подсвиты: нижнюю (700 м), сложенную пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями кварцитов, и верхнюю (650 м), представленную чередующимися тонкополосчатыми биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-кордиеритовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами с прослоями диопсидовых и гиперстен-диопсидовых кристаллических сланцев, а также амфиболитов и кварцитов. Породы свиты обнажаются только в пределах Курумканского купола, где они согласно залегают на кварцитах курумканской свиты (пачки 2 и 3 разреза Курумканского купола). Свита названа по речке Мал. Аянах, впадающей в р. Алдан в 3,5 км выше пос. Курумкана. Общая мощность отложений свиты 1350 м.

Суонгитская свита, как и курумканская, характеризуется в целом резким преобладанием кварцитов. Она расчленена на три подсвиты.

Нижняя подсвита (500—600 м) сложена белыми массивными и полосчатыми кварцитами с маломощными прослойками силлиманитовых, силлиманит-кордиеритовых и биотит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. В верхней и нижней частях ее разреза присутствуют прослои амфиболитов.

Средняя подсвита (850—1000 м) представлена толщей переслаивающихся кварцитов и амфиболитов, в которой местами отмечаются маломощные прослои силлиманитовых и биотит-силлиманитовых гнейсов.

Верхняя подсвита (250—500 м) сложена однородными полосчатыми и массивными кварцитами, иногда с маломощными прослоями амфиболитов.

Образования суонгитской свиты широко развиты в районе верхнего течения р. Алдана. К ним относятся второй и третий горизонты кварцитов и заключенная между ними толща переслаивания кварцитов и амфиболитов. Название свиты дано по пос. Суон-Тит на Алдане, в районе которого находится ее стратотип; впервые оно было предложено Н. В. Фроловой [9]. Мощность отложений свиты 1600—2000 м.

В разрезе иенгрской подсерии большое распространение имеют метаморфизованные осадочные образования (кварциты и высокоглиноземистые гнейсы), характеризующиеся высокой степенью дифференциации материала. Общая мощность обнаженной части разреза иенгрской подсерии 4—4,5 тыс. м.

К тимптонской подсерии нами, как и Д. С. Коржинским, относится та часть разреза алданской серии, для которой характерно широкое развитие (обычно преобладание) пироксен- и амфиболсодержащих гнейсов и чарнокитов, а также основных, особенно амфиболсодержащих кристаллических сланцев. Кроме того встречаются биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы, мраморы, кальцифиры и ассоциирующие с ними диопсидовые, диопсид-скаполитовые сланцы и плагиогнейсы. Присутствие второстепенных разностей пород и дает возможность расчленить эту мощную монотонную толщу на более мелкие подразделения — свиты (снизу): пимгерканскую, унгринскую, федоровскую и сеймскую. Образования тимптонской подсерии согласно залегают на кварцитах верхней подсвиты суонгитской свиты.

Нимгерканская свита имеет пестрый состав: амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, амфиболовые, гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, среди которых по всему разрезу отмечаются маломощные (обычно до первых метров) прослои кварцитов; нередко присутствуют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, которые на западе, в районе Верхнего Алдана, тяготеют к одному горизонту, расположенному вблизи кровли свиты, а на востоке, на левобережье р. Тимптона, рассеяны по всему разрезу. Породы свиты исключительно широко развиты в верховьях р. Алдана, тогда как в бассейне р. Тимптона они обнажаются только в ядре Неакуинской антиклинали. Название свиты дано по р. Нимгеркан — одному из правых притоков р. Алдана. Мощность отложений свиты 1200—1300 м. Нимгерканская свита является переходной между иенгрской и тимптонской подсериями, тяготея при этом к последней.

Унгринская свита представлена амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, двупироксеновыми, биотит-пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и чарнокитами. В разрезе свиты местами фиксируются горизонты с характерным литологическим составом, которые могут служить маркирующими. Один из них, залегающий в основании свиты, обогащен дио-

Отложения сеймской свиты развиты только в бассейне р. Тимптона (в основном, на правобережном участке), где они согласно залегают на породах федоровской свиты. По литологическому составу свита более всего сходна с иджэкской, но по стратиграфическому положению она частично соответствует улунчинской и суннагинской свитам схемы геологов ЯГУ. Учитывая это, для нее предложено новое название по р. Сеймдээ (или Сейм), в бассейне которой отложения свиты широко развиты. Мощность свиты 1500—1800 м.

Тимптонская подсерия представляет собой метаморфизованную осадочно-вулканогенную толщу, в составе которой резко преобладали основные вулканы, пирокластические и, вероятно, субвулканические образования, превращенные в различные основные кристаллические сланцы, пироксен- и амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты; подчиненное место занимают нормально-осадочные, преимущественно пелитовые породы (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, иногда высокоглиноземистые) и карбонатно-мергелистые (мраморы, кальцифиры, диопсидовые, диопсид-скаполитовые и некоторые другие кристаллические сланцы и плагиогнейсы). Общая мощность отложений подсерии 7,5—8 тыс. м.

Для верхней — желтулинской подсерии — более всего типично широкое развитие различных гранатсодержащих гнейсов и плагиогнейсов, закономерно переслаивающихся с другими разностями пород или образующих самостоятельные достаточно мощные толщи. Породы желтулинской подсерии залегают согласно на кристаллических сланцах и гнейсах сеймской свиты. В разрезе подсерии выделяются две свиты (снизу): кюриканская (багачанская) и сутамская (тыркандинская).

Кюриканская (багачанская) свита сложена ритмично чередующимися гранат-биотитовыми, биотитовыми, пироксен-гранатовыми, двупироксеновыми, диопсидовыми и диопсид-скаполитовыми гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами; характерно присутствие графитсодержащих разностей пород; редко, главным образом в нижних частях свиты, отмечаются горизонты пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Породы свиты широко развиты на правобережном участке р. Тимптона, где они слагают крылья Сутамского синклинория и осевую часть узкой синклинальной складки. Благодаря характерному составу нижняя граница свиты и, следовательно, граница между тимптонской и желтулинской подсериями (в нашем понимании) является весьма четкой. По стратиграфическому положению она соответствует кюриканской свите и нижней подсвите сутамской свиты схемы геологов ЯГУ*. Поэтому для нее, может быть, следует ввести новое наименование, например багачанская (по ручью Багачан — правому притоку р. Дьолтулаах), в районе которого хорошо представлен разрез свиты; мощность ее 1700—2100 м.

Сутамская (тыркандинская) свита сложена однообразными линзовидно-полосчатыми гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, иногда содержащими графит. Местами отмечаются силлиманит- и кордиеритсодержащие разности гнейсов, а также маломощные прослои пироксеновых и амфибол-пироксеновых гнейсов. Образование свиты развиты в правобережье р. Тимптона, где они слагают цен-

* Необходимость отнесения кюриканской свиты к желтулинской серии и сходство ее разреза с разрезом нижней подсвиты сутамской свиты неоднократно отмечалось предыдущими исследователями (В. А. Луконина, 1959 г.; Б. А. Сикач, 1959 г. и др.). В стратиграфической схеме геологов ЯГУ граница между тимптонской и желтулинской сериями проводится внутри однородной толщи.

тральную часть Сутамского синклиория, согласно залегая на породах кюриканской (багачанской) свиты. Сутамская свита в указанном значении и объеме соответствует верхней подсвите сутамской свиты схемы геологов ЯГУ. Учитывая, что архей бассейна р. Сутам недостаточно изучен и обоснованное его сопоставление со стратотипическим разрезом бассейна р. Тимптона пока не может быть произведено, для рассматриваемой свиты предлагается новое наименование по р. Бол. Тырканда (Улахан-Тараканда), в бассейне которой широко развиты ее образования. Мощность свиты, по-видимому, не менее 2000 м.

Джелтулинская подсерия представлена в целом метаморфизованными терригенными или хемогенно-терригенными осадочными отложениями, среди которых (главным образом в нижней части разреза) изредка встречаются вулканогенные образования. Мощность обнаженной части разреза подсерии 3,5—4 тыс. м. Джелтулинская подсерия венчает разрез алданской серии центральной части Алданского щита. Общая мощность пород серии таким образом достигает 15—16 тыс. м, но следует иметь в виду, что самая нижняя часть разреза серии неизвестна, а верхняя — размывта. Вместе с тем не исключено, что мощности некоторых толщ преувеличены вследствие неполного учета мелких тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веревкин Н. И., Егин В. И., Заблоцкий Е. М., Энтин А. Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
2. Дзевановский Ю. К., Лазько Е. М. Стратиграфия архея Алданского щита. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1956.
3. Дзевановский Ю. К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Тр. междувед. совещ. по разр. унифици. стратиграф. схем Сибири, 1956 г. М., изд-во АН СССР, 1958.
4. Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.
5. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД, вып. 8. М., изд-во АН СССР, 1959.
6. Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «унгринского клина»). В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
7. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, ОНТИ, вып. 86, 1936.
8. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.
9. Фролова Н. В., Клёковкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданской ГРЭ, вып. 2. Алдан, 1945.
10. Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. Совещ. по разработ. стратиграф. схем Якутской АССР (тезисы докл.). Л., 1961.
11. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия». Л., изд-во «Наука», 1967.
12. Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. В сб. «Тектоника Сибири», т. III. М., изд-во «Наука», 1970.
13. Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия». Л., изд-во «Наука», 1967.
14. Salop L. I., Scheinmann Yu. M. Tectonic history and structures of platforms and shields. «Tectonophysics», vol. 7, N 5—6, 1969.

Факторы, благоприятные для образования свинцово-цинковых месторождений трещинного типа

Геологическая обстановка, благоприятная для формирования рудоносных провинций, рудных поясов и районов, в свое время была проанализирована Ю. А. Билибиным [2], В. Н. Котляром [13], В. М. Крейтером, Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко [14], Ф. И. Вольфсоном и Л. И. Лукиным [4, 5] и рядом других исследователей. В настоящей работе делается попытка рассмотреть факторы, способствующие формированию крупных по масштабу оруденения месторождений и обуславливающие размещение рудных полей и месторождений внутри рудных поясов. Приведенный материал получен при изучении автором жильных свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного пояса и Карамазара.

Структурные факторы. Известно, что в рудных поясах и провинциях оруденение крупного масштаба проявляется только в пределах одной-двух ограниченных площадей, на остальной же территории развиты многочисленные рудоносные участки с небольшим и средним по масштабу оруденением. Структурные особенности крупных свинцово-цинковых месторождений трещинного типа существенно отличаются от таковых менее продуктивных рудоносных участков. Рудовмещающими на крупных месторождениях являются единичные сравнительно протяженные (от первых до десятков километров) разломы или немногочисленная серия подобных нарушений. К ним можно отнести, например, Контактный (месторождение Алтын-Топкап) и Капимаансурский разломы в Карамазаре, Садонский на Северном Кавказе, Ново-Широкинский в Восточном Забайкалье и т. д. Рудовмещающие разломы, как правило, непосредственно прилегают к более протяженным региональным разломам, контролирующим размещение оруденения во всем рудном поясе, районе или в пределах их большей части.

Ориентировка рудоносных разломов совпадает с генеральным направлением, характерным для данного района. Лишь на некоторых свинцово-цинковых месторождениях (Маджарово в Болгарии, Фриско, Санта-Барбара, Пачука в Мексиканском рудном поясе и т. д.) рудоносными оказались разрывы нескольких различных систем.

Рудоносные разломы характеризуются четкими ограничивающими, слабо изогнутыми тектоническими поверхностями, вдоль которых расположены чередующиеся участки богатых и убогих руд. Зоны дробления имеют небольшую мощность — от первых метров (жила Сиберия в Перу) почти до 100 м (рудоносный разлом Боудвин в Бирме). Породы в зоне разлома подвержены интенсивной мелкой трещиноватости, рассеяны серией рудовмещающих плоскостей скольжения и маломощных зон дробления, и только на отдельных участках представляют собой крупнообломочную брекчию. Рудовмещающие плоскости скольже-

ния и зоны дробления ориентированы или параллельно главным швам разлома, или под очень острым углом к ним. В результате жильные рудные тела не проникают за пределы зоны разлома. К другой особенности внутреннего строения рудоносных разломов относится подчиненное развитие в них поперечных разрывов дорудного заложения, что определяет значительную протяженность рудных тел, приуроченных к зоне разлома.

Упомянутые особенности внутреннего строения рудоносных разломов определяются прежде всего историей их формирования. Подавляющее большинство этих нарушений закладывается задолго до начала процесса минерализации, как правило, в этап орогенного вулканизма или магматизма. В зонах таких разломов наблюдаются жерла древних вулканов, тела эруптивных брекчий, штоки малых интрузий и многочисленные дайки кислых пород и пересекающих их более поздних диабазов и лампрофиров. Так, позднегерцинское скарново-полиметаллическое оруденение Алтын-Топканского рудного поля в Кармазаре приурочено к зоне разлома, в которой развиты вулканические аппараты верхнекарбонных и пермских эффузивов, нижнепермские малые интрузии кварцевых диоритов и сиенит-диоритов, а также более поздние (P_2-T_1) дайки кислого и основного состава [11]. Аналогичные разновозрастные интрузивные и субвулканические образования известны в зонах рудоносных разломов на месторождениях Канмансур, Садон, Згид, Ново-Широкинском (СССР), Монтевекио (о. Сардиния), Пршибрам (Чехословакия), Пачука (Мексика) и т. д.

Во всех перечисленных месторождениях магматические образования внедрялись в зону непрерывно подновлявшихся разрывных нарушений, которые затем оказались унаследованными рудными жилами. Результатом унаследованности является преобладание в зонах разломов трещин главного направления и ограниченное развитие системы поперечных разрывов.

На примере Садонского рудоносного разлома видно, что максимальные перемещения вдоль него происходили одновременно с накоплением андезит-дацитовых и альбитофировых лав, а также пирокластов плинсбахского возраста. Амплитуда этих наиболее ранних движений составила многие сотни метров; направление их было сложным — шарнирным, сбросо-сдвиговым. Позднее формировавшиеся штоки и дайки кварцевых альбитофиров, диоритовых порфиритов и тела эруптивной брекчий гранита образовались при значительно менее интенсивных (около сотни метров) движениях вдоль разлома. В дальнейшем, с тоара по бат включительно, суммарная амплитуда последайковых дорудных движений составила лишь десятки метров, а амплитуда внутрирудных перемещений — от единиц до 10 м. Таким образом, интенсивность движений вдоль рудоносных разломов непрерывно ослабевает с момента их заложения до периода формирования свинцово-цинкового оруденения. Последнее происходит преимущественно в самом конце орогенного этапа развития складчатых систем и лишь в единичных случаях — в геосинклинальный этап развития альпийских систем. Спад тектонической активности, по-видимому, объясняется как залечиванием зон рудоносных разломов магматическими телами, так и общим ослаблением тектонических напряжений к концу орогенических циклов.

Многочисленное подновление и развитие многочисленных трещинных полостей в зонах разломов способствовало локализации крупного по масштабам оруденения. Боковые разрывы обычно являются более слабо минерализованными. Если главные рудные тела оказываются приуроченными к зоне одного или нескольких крупных разрывов, то такое оруденение может быть отнесено к оруденению сосредоточенного типа.

В отличие от него рассредоточенное, обычно убогое оруденение небольших месторождений локализуется преимущественно в непротяженных трещинах, отстоящих на значительном расстоянии друг от друга и имеющих нередко различную ориентировку.

Для сравнительно небольших месторождений в отличие от крупных характерны разрывы различного направления. Заложение и развитие их охватывает гораздо более короткий отрезок времени. Нередко эти разрывы возникают непосредственно перед процессом минерализации. Непродолжительное тектоническое развитие приводит к образованию рудовмещающих маломощных зон дробления и плоскостей скольжения, разобщенных в пространстве. Суммарные амплитуды дорудных и внутрирудных перемещений вдоль них достигают нескольких, редко первых десятков метров. Первоначально, как правило, подновляются разрывы поперечного направления по отношению к рудовмещающему разлому, что обуславливает ограниченность по простиранию позднее формирующихся жильных рудных тел. Процесс минерализации охватывает сразу несколько систем трещин, однако обычно только в одной из них локализуются промышленно интересные рудные тела.

Сопоставляя геологические особенности рудоносных участков и элементов разрывной тектоники с различной длительностью тектонического развития, нетрудно убедиться, что древнее заложение, многократное дорудное подновление и унаследованность разрывов раннего заложения способствуют формированию рудоносных разломов и развитию в них сосредоточенного оруденения сравнительно крупного масштаба.

Благоприятная глубина формирования оруденения. Многие исследователи (С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Ф. И. Вольфсон, В. М. Крейтер и др.) считают, что формирование оруденения возможно лишь на оптимальной глубине от поверхности, существовавшей в период минерализации. По реконструкции эродированных надрудных толщ глубина формирования более или менее достоверно определена для сравнительно ограниченного числа месторождений. Так, крупные серебро-свинцовые месторождения Пачука, Фриско, Санта-Барбара, Фреснильо, Кантера в Мексиканском рудном поясе образовались, по данным Э. Уиссера [18], на глубине несколько менее 1 км. И. П. Кушнаревым [15] подсчитано, что глубина формирования крупного Канманурского месторождения составляет 0,8 км. Ф. И. Вольфсон [7] вычислил, что оруденение в Маданском районе образовалось на глубине 1,5—2 км, а на расположенном вблизи этого района месторождении Маджарово — на глубине менее 1 км. Автором [17] было установлено, что верхние части рудных тел на месторождениях Садон и Згид образовались на глубине около 2—2,5 км от доминерализационной поверхности. Более ориентировочно была намечена глубина формирования крупных месторождений Клаусталь и Андреасберг в Гарцском рудном поясе (1,5—2,5 км), а также месторождения Пршибрам (1,0—2,5 км).

Следовательно, крупные рудные тела локализуются на глубинах от многих сотен метров до 2—2,5 км. Начиная с этих глубин оруденение в рудоносных разломах сначала является сплошным, а затем прослеживается на более глубокие горизонты в виде отдельных разобщенных участков и выклинивается, достигая нижней границы оруденения.

В Кураминской рудоносной провинции, по И. П. Кушнареву [15], на глубине свыше 4 км не образовывались даже жилы безрудного кварца. На месторождениях Клаусталь и Андреасберг на глубине немногим более 1000 м горными выработками были вскрыты корневые части рудных жил, представленные лишь безрудным кварцем [19]. Здесь локализация кварца могла протекать на глубине около 3—3,5 км от доминерализационной поверхности.

Приведенные примеры относились к оруденению, развившемуся в гранитоидах, кристаллических сланцах, граувакках, мраморах и мраморизованных известняках, т. е. в породах, способных на глубинах около 4 км, по А. Надаи [16], М. В. Гзовскому [8] и другим, к хрупкой деформации в условиях всестороннего сжатия, оценивающегося величиной 1000—1500 кг/см² или более. На подобных глубинах морфология рудоносных разломов и строение их зон меняется незначительно. Поэтому отсутствие оруденения в хрупких породах более логично связать с неблагоприятными термодинамическими условиями на глубине.

Иначе обстоит дело с породами, способными к пластическим деформациям. На примере Какадур-Ханикомского месторождения автору удалось показать, что сравнительно открытые оруденелые трещинные полости в глинистых сланцах уже на глубинах порядка 2—2,5 км от доминерализационной поверхности сменяются затертыми флексуобразными перегибами пород, с приближением к которым оруденение выклинивается. Очевидно, глинистые сланцы в условиях сравнительно небольшого всестороннего сжатия (600—800 кг/см²) ведут себя как пластичная порода, поэтому в них не создается трещинных полостей.

Таким образом, нижний уровень свинцово-цинкового оруденения в хрупких породах может опускаться до 4—5 км, а в пластичных — глинистых сланцах, туффитах и, возможно, известняках — только до глубины 2,5—3 км от доминерализационной поверхности. Указанным нижним уровнем оруденения должен определяться и вертикальный размах его на всей территории рудного района. Однако для каждого отдельного рудного поля вертикальный размах оруденения оказывается значительно меньшим. Максимальным (2 км) он является для месторождений, образующихся на глубине от 1,5 до 2,5 км (Морнинг Стар, Пршибрам, Комшток, Садон и т. д.). На подавляющем большинстве крупных близповерхностных месторождений оруденение прослеживается по падению лишь на сотни метров, почти никогда не достигая 1 км [13].

Такое кажущееся противоречие для близповерхностных месторождений* объясняется различной степенью «закрытости» разрывных нарушений. Установлено, что в близповерхностных условиях типично проявление внутрирудных перемещений, сопровождающихся раздвигами; на нижних горизонтах раздвиговые движения имеют значительную амплитуду. Кроме того, в пластичных породах разрыв оказывается менее проницаемым для рудоносных растворов. Это, видимо, приводит к существенному изменению термодинамических условий отложения руд и сокращению вертикального размаха оруденения [6].

Проявление экранирующего эффекта. Известно, что понятие экранирующего эффекта представляется как резкое снижение скорости движения поднимающихся рудоносных растворов, сопровождаемое падением температуры растворов, давления, а также изменением концентрации компонентов, что вызывает выделение минерального вещества.

По данным Ф. И. Вольфсона [3] и других исследователей, экранирующее влияние могут оказывать породы надрудных свит, в которых рудовмещающие трещины, вышедшие на поверхность, оказались заполненными в период минерализации глинистым материалом. В ряде же случаев разрывы, видимо, не достигали поверхности, проявляясь лишь в подошве надрудных свит, имеющих, как правило, иной литологический состав по сравнению с рудовмещающими породами. Нередко

* Следовало бы ожидать, что вертикальный диапазон оруденения близповерхностных месторождений будет максимальным (с глубины 300—500 м от доминерализационной поверхности до глубины около 4 км) — около 3—3,5 км.

они представлены глинистыми, песчано-глинистыми или карбонатно-глинистыми отложениями, красноцветными песчаниками и грубообломочными породами. Кроме того, в Садонском поясе, в Кармазарской провинции, в Мексиканском рудном поясе отмечены примеры формирования рудных тел в гранитах, скарнах и известняках под мощной толщей покровов лав, а на месторождении Холст (Северный Кавказ) — под наклонным телом экструзивных дацитовых порфириров.

Таким образом, в общем случае экранирующей может служить любая слоистая толща алюмосиликатных пород или любое тело магматических пород, резко отличающихся по прочности и петрографическому составу от расположенной ниже по разрезу рудовмещающей среды. Наличие слабопроницаемых экранирующих толщ при прочей сходной геологической обстановке способствует локализации оруденения более крупного масштаба.

Минералогический фактор рудообразования. На свинцово-цинковых жильных месторождениях, характеризующихся крупным масштабом оруденения, продуктивные парагенетические ассоциации минералов распространяются в зонах рудовмещающих разрывов на большую глубину, сохраняя постоянный состав (в небольшой степени изменяются лишь количественные соотношения минералов). За исключением состава специфических скарново-полиметаллических руд, состав руд свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений трещинного типа, формирующихся в разных породах при различных режимах температур, окислительно-восстановительной обстановки, глубинах, рН растворов, является достаточно близким. Главные различия заключаются в количественных соотношениях некоторых характерных жильных минералов, группы сульфосолей и серебра. По мнению Е. Е. Захарова [9], Г. Шнейдерхена [19] и других, имеется возможность различать трещинные месторождения, относящиеся к следующим трем группам формаций.

К первой относятся месторождения, в рудах которых резко преобладают сульфиды простого состава, при этом наиболее широко распространены сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклая руда; подчиненное значение имеют арсенопирит, джемсонит, бурнонит. Эти руды бедны серебром; главный жильный минерал — кварц, изредка проявляется барит и реже карбонаты (обычно сидерит).

Для месторождений, относящихся ко второй группе формаций, характерны сульфидные руды с повышенным содержанием серебра. Здесь среди сульфидов преобладают: серебросодержащий галенит, часто также с изоморфной примесью висмута; сфалерит, содержащий касситерит или изоморфную примесь олова; пирит, халькопирит, блеклая руда, аргентит, самородное серебро, шапбахит, небольшое количество сульфосолей серебра. Жильные минералы довольно разнообразны — наряду с кварцем, в рудах широко развиты сидерит, анкерит, барит и флюорит, изредка турмалин.

Наконец, к третьей группе формаций относятся месторождения, характеризующиеся повышенным содержанием сульфосолевых минералов. В рудах, помимо пирита, сфалерита, галенита и халькопирита, присутствуют пирротин, блеклая руда, буланжерит, джемсонит, бурнонит, пираргирит, миаргирит, стефанит, полибазит, аргентит, антимонит, сложные по составу сульфосоли серебра, меди и висмута. Главными жильными минералами нередко служат сидерит и анкерит, преобладающие над кварцем; в других случаях карбонаты содержатся в меньшем количестве.

Наиболее постоянным составом, не изменяющимся с глубиной, обладают сульфидные руды, прослеживающиеся в интервале 1,5—2 км. Месторождения с серебро-сульфидными и сульфидно-сульфосолевыми

рудами характеризуются меньшим вертикальным диапазоном. Это хорошо согласуется с благоприятными близповерхностными условиями образования подавляющего большинства минералов серебра, кристаллизующихся из низкотемпературных растворов, а также сульфосолей, выделяющихся при сравнительно высоком электрохимическом потенциале.

С глубиной в свинцово-цинковых и полиметаллических рудах изменяется концентрация слагающих их минералов: изменяется соотношение между свинцом и цинком в пользу преобладания второго. На фоне общего уменьшения содержания рудных минералов и карбонатов относительно возрастает количество пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, кварца, хлорита и турмалина, если последний присутствует.

Процесс минерализации на жильных свинцово-цинковых месторождениях протекает почти всюду одинаково. В начальные стадии происходит образование кварцевых жильных тел и минералов железа (пирита, арсенопирита, пирротина, гематита, реже магнетита), причем железом часто замещается из вмещающих пород. Изредка совместно с перечисленными минералами кристаллизуются вольфрамит, шеелит, касситерит, молибденит, висмут самородный, висмутин; из жильных карбонатов — железосодержащие сидерит и анкерит. Средние стадии минерализации являются продуктивными. На месторождениях, формирующихся в глубинных условиях, проявляются обычно две-три близкие по составу продуктивные стадии минерализации, а на близповерхностных, как правило, — одна. Минералы продуктивных стадий определяют принадлежность месторождений к той или иной группе формаций. Наряду с рудными минералами выделяются кварц, сидерит, родохрозит и другие карбонаты, флюорит, барит. Заканчивается процесс минерализации формированием прожилков безрудного кварца, кальцита, барита, хлорита.

Сравнительно богатые существенно сульфидные руды формируются преимущественно в условиях почти полного отсутствия жильных минералов ранних стадий и сохранения в залечиваемых трещинных полостях дорудной глинки трения, которая способствует возникновению интенсивных внутрирудных движений. Наибольшее вертикальное размаха продуктивные минеральные ассоциации достигают в случае совпадения максимальных внутрирудных движений с проникновением в открывающиеся полости собственно рудоносных растворов, из которых кристаллизуются агрегаты руд простого сульфидного состава.

Литологический фактор оруденения. По мнению ряда геологов, в частности А. В. Королева и П. А. Шехтмана [12], В. А. Жарикова [9] и многих других, породы, локализирующие оруденение, являются благоприятными, если обладают хрупкими свойствами, а также способностью к обменным реакциям и локализации крупных скоплений метасоматических руд. Наоборот, инертные и пластичные породы выступают как неблагоприятные для рудообразования.

При сопоставлении месторождений крупного масштаба на первый взгляд кажется, что они размещаются в породах самого различного состава (табл. 1). Однако исходя из данных В. В. Белоусова, М. В. Гзовского [1] и других, предел прочности на скалывание пород, содержащих оруденение, не ниже $450\text{--}500\text{ кг/см}^2$. Этой самой низкой величиной характеризуются метаморфические сланцы, мраморы, песчаники, филлитовидные сланцы; другие породы — гнейсы, амфиболиты, эффузивы различного состава и гранитоиды, а также жильные — имеют более высокое значение прочности на скалывание. Видимо, необходимым условием для формирования протяженных рудовмещающих сколов, приот-

Таблица 1

Размещение крупных свинцово-цинковых месторождений трещинного типа в различных структурных ярусах и породах

Месторождение	Породы, вмещающие оруденение	Структурный ярус, вмещающий оруденение	Возраст складчатых систем или период активизации платформ
Мпанда (Танзания)	Кристаллические сланцы	Фундамент древней платформы	Докембрийский
Гринсайд (Англия)	То же	Геосинклинальный (нижний) ярус складчатой системы	Каледонский
Монтевеккио (о. Сардиния)	Кристаллические сланцы, порфириды	То же	Герцинский
Пршибрам (ЧССР)	Граувакки, песчаники, дайки диоритового порфирида	" "	То же
Клаусталь, Андреасберг (ФРГ)	Граувакки, песчаники, филлиты	" "	" "
Алтын-Топкан (СССР)	Известняки, штоки сиенит-диоритовых порфиридов, кварцевых диоритов	" "	Позднегерцинский
Вета-Мадре (Мексика)	Кристаллические сланцы, конгломераты	" "	Альпийский
Фриско, Санта-Барбара, Парраль (Мексика)	Филлиты и филлитовидные сланцы	" "	То же
Боудвин (Бирма)	Контакт риолитов и их туфов	Фундамент складчатой системы	Мезозойский
Садон (СССР)	Граниты, их эруптивная брекчия, лавы альбитофиридов и дацитовых порфиридов, их пирокласты, базальные конгломераты, дайки альбитофиридов	Фундамент складчатой системы, эффузивные породы и дайки—образования нижнего яруса	Альпийский
Згид (СССР)	Граниты, туфы лацит-андезитовых порфиридов, дайки альбитофиридов, гранодиориты	" "	То же
Жильные месторождения рудного пояса Колорадо (США)	Граниты, гранито-гнейсы, дайки кварцевых монзонитов	Фундамент древней платформы	Ларамийский
Месторождения пояса Кер Д'Ален (США)	Кварциты, филлиты	То же	Альпийский
Месторождения Маданского района (Болгария)	Гнейсы, мраморы	Фундамент среднего массива	" "
Канимансур (СССР)	Сферолит-порфиры, лаво- и туфобрекчии кварцевых порфиридов, кварцевые порфиры, дайки диабазовых порфиридов, кварцевых порфиридов и фельзитов, туфолавы кварцевых порфиридов	Орогенный (верхний) структурный ярус складчатой системы	Позднегерцинский

Продолжение табл. 1

Месторождение	Породы, вмещающие оруденение	Структурный ярус, вмещающий оруденение	Возраст складчатых систем или период активизации платформ
Пачука (Мексика)	Андезиты, андезитовые порфириды и их пирокласты	Орогенный (верхний) структурный ярус складчатой системы	Альпийский
Ново-Широкинское (СССР)	То же	Платформенный чехол	Мезозойский
Граунд-Хог (США)	Гранодиоритовые и кварц-мошонитовые дайки, глинистые сланцы	То же	Ларамийский
Маджарово (Болгария)	Андезитовые порфириды и трахиандезиты	" "	Альпийский

кряжующихся в процессе оруденения, является наличие вмещающих пород, способных к хрупким деформациям.

Неметаморфизованные слоистые породы, такие, как глинистые и углистые сланцы, туффиты, мергели, глинистые и красноцветные песчаники, конгломераты, тонкослоистые известняки, имеющие предел прочности на скалывание ниже 300 кг/см^2 , не благоприятны ни для образования широких зияющих полостей, ни для их сохранения в раскрытом состоянии. Полости в этих породах сравнительно легко заполняются до-рудной глиной трения или оказываются затертыми вмещающей пластичной породой.

Кристаллические сланцы, филлиты, мраморы, песчаники, в обычных условиях находящиеся на грани благоприятных и неблагоприятных, вблизи поверхности представляют собой хрупкие породы, а с глубиной, в условиях повышенного всестороннего сжатия, проявляют тенденцию деформироваться пластически. Возможно, этим объясняется, что глубинные рудные тела в таких породах чаще представлены седловидными межслоевыми залежами в складках (Джунгарское Алатау, Каратау в СССР, месторождение Трепча в Югославии и т. д.). Наоборот, в глинистых сланцах и известняках, подвергавшихся вблизи поверхности хрупкой деформации, могут возникать крупные месторождения трещинного типа — Фриско, Санта-Барбара и Парраль в Мексике, Райбл в Италии и т. д.

Поскольку хрупкость пород возрастает при метаморфизме, чрезвычайно важное значение имеют условия формирования оруденения в различных структурных ярусах складчатых систем.

Как показали Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин [5], наибольшей жесткостью и хрупкостью обладают породы, слагающие фундамент платформ и складчатых систем, а также геосинклинальный (нижний) ярус последних. Крупные по масштабу оруденения месторождения трещинного типа локализуются преимущественно в фундаменте и геосинклинальном (нижнем) ярусе складчатых систем любого возраста — каледонского, герцинского, мезозойского и альпийского (см. табл. 1).

В результате орогенических движений кровля интрузивных и метаморфических пород нижних структурных ярусов в тектонически поднятых блоках и шарнирах антиклинальных складок оказывается расположенной на сравнительно небольшой глубине от поверхности (1—

2,5 км). Образующиеся и главным образом подновляющиеся в этих хрупких породах разрывные нарушения оказываются доступными для гидротермальных растворов и благоприятными для проявления оруденения.

Таким образом, для трещинных месторождений литологический контроль оруденения определяется способностью пород, слагающих нижний структурный ярус и фундамент складчатых систем, к хрупким деформациям. От хрупкости пород зависит также значительная протяженность трещинных полостей, раскрытых в процессе оруденения и доступных для растворов. Слабометаморфизованные и более пластичные породы орогенного («молассового», верхнего) структурного яруса менее благоприятны для локализации оруденения в крупном масштабе. В этом случае оруденение проявляется преимущественно в более хрупких эффузивных породах кислого или среднего состава.

Состав вмещающей среды, так же как и состав гидротермальных растворов, обуславливает способ образования рудного вещества. В. А. Жариков [9] считает, что массивные сплошные руды метасоматического генезиса возникают в самих трещинных полостях и постепенно сменяются вкрапленно-гнездовыми и вкрапленными по мере удаления от них.

Мощные зоны дорудноизмененных пород нередко подготавливают рудовмещающую среду к рудоотложению. С появлением околожильных новообразованных минералов увеличивается пористость пород и уменьшается их модуль упругости (E), что способствует проявлению хрупких деформаций. Так, по данным А. В. Королева и П. А. Шехтмана [12], известняки Алтын-Топканского рудного поля не были благоприятными для оруденения, однако в образовавшихся по ним пористых скарнах оно проявилось в крупном масштабе. Исследования, проведенные М. И. Власовой, С. В. Николаевым и автором на месторождениях Восточного Карамазара, показали, что пористость измененных разностей кварцевых порфиров и их туфобрекчий возрастает в 2 раза, и они подвергаются интенсивной деформации и оруденению.

Изложенный выше фактический материал свидетельствует о том, что оруденение крупного масштаба формируется при благоприятных структурных, глубинных и литологических условиях, сочетающихся с отложением руд в большом вертикальном диапазоне под экранирующими толщами пород. Все эти условия были названы факторами, благоприятными для формирования оруденения. При сравнении различных факторов, способствующих локализации оруденения в крупном и небольшом масштабе (табл. 2), установлено, что сочетание всех факторов, совпадающих во времени и пространстве, отмечается только на отдельных, сравнительно ограниченных участках протяженных рудных районов и поясов. Соответственно, только на этих участках формируются крупные месторождения.

Анализ благоприятных факторов проявления свинцово-цинкового оруденения трещинного типа со всей очевидностью показывает, что поиски новых участков с крупными скоплениями руд необходимо проводить в первую очередь в метаморфических и гранитоидных породах, слагающих геосинклинальный (нижний) структурный ярус и фундамент складчатых систем. Наиболее благоприятными являются хрупкие породы, резко отличающиеся физико-механическими свойствами и литологическим составом от толщ орогенного (верхнего) яруса. Эти толщи также могут рассматриваться как перспективные при наличии в их кровле мощных экранирующих горизонтов глин, глинистых сланцев, стекловатых лав и пирокластов, сохранившихся к периоду оруденения.

Т а б л и ц а 2

Характеристика условий образования жильных свинцово-цинковых месторождений крупного и сравнительно небольшого масштаба

Факторы оруденения	Условия образования месторождений		
	крупного масштаба	сравнительно небольшого масштаба	
Структурный	Время заложения рудовмещающих полостей	Доинтрузивное, доэффузивное, додайковое, задолго до процесса минерализации	Чаще непосредственно перед процессом минерализации или даже в начале его
	Тип рудовмещающих полостей	Рудоносные разломы и протяженные зоны дробления	Разрывы с зонами незначительной мощности, зоны рассланцевания
	Протяженность рудовмещающих полостей	Километры	Десятки, сотни метров
	Количество рудовмещающих полостей	Чаще небольшое, нередко единичные полости	На разных месторождениях различное, нередко большое количество
	Проявление ограничителей оруденения и дорудных сместителей	Проявляются слабо, чаще отсутствуют, крупные дорудные сместители редки	Интенсивно развиты ограничители и дорудные сместители поперечного и близкого к нему направления
Благоприятная глубина формирования	Преимущественно 1—2,5 км от поверхности, существовавшей в период минерализации	Нередко вблизи поверхности или, наоборот, на большой глубине — более 3—3,5 км	
Проявление надрудных толщ, экранирующих рудоносные растворы	Экранирующие толщи слабо проницаемы и резко отличаются от рудовмещающих литологическим составом и физико-механическими свойствами	Экранирующие толщи в небольшой степени отличаются по составу и физико-механическим свойствам от рудовмещающих, иногда маломощны	
Минералогический	Вещественный состав руд	Преимущественно сульфидные руды простого состава	Нередко серебросодержащие, сульфосолевые, а также сульфидно-кварцевые
	Изменение состава руд с глубиной	Постепенное обеднение руд свинцом и цинком, уменьшение соотношения Pb:Zn за счет преобладания сфалерита; увеличение роли кварца, иногда сидерита, хлорита, пирротина, халькопирита	Исчезновение минералов серебра, висмута, гематита, барита, флюорита, различных сульфоселей; появление больших количеств пирротина, кварца
	Соотношение между ранними и продуктивными минеральными ассоциациями	Слабое проявление ранних существенно кварцевых ассоциаций, интенсивное — рудных прожилков и жил	Наложение продуктивных минеральных ассоциаций на обильно проявленный ранний кварц
	Вертикальный размах оруденения	От многих сотен метров до 2 км	Чаще первые сотни метров
Степень концентрации оруденения на рудоносной площади	Оруденение сосредоточенного типа, почти целиком приурочивается к одному разлому или немногочисленной серии рудоносных разломов	Оруденение рассредоточенного типа, локализовано в многочисленных непротяженных разрывах, развитых на широкой площади	

Продолжение табл. 2

Факторы оруденения	Условия образования месторождений		
	крупного масштаба	сравнительно небольшого масштаба	
Литологический	Приуроченность к структурным ярусам	Оруденение преимущественно в слоистых породах, претерпевших метаморфизм, а также в гранитоидах, участвующих в строении фундамента складчатых систем или их геосинклинального (нижнего) структурного яруса	Оруденение преимущественно в орогенном (верхнем) ярусе складчатых систем или в платформенном чехле, сложенном слабометаморфизованными осадочными и эффузивными породами, реже в прорывающих их малых интрузиях
	Пластичность — хрупкость пород	Наличие в разрезе хрупких пород, избирательно подвергающихся интенсивному трещинообразованию	Широкое проявление пластичных или вязких пород, в которых происходит слабое трещинообразование
	Характер стратиграфического разреза	Рудовмещающие и экраняющие породы обладают различными литолого-петрографическими и прочностными свойствами, что способствует аккумуляции напряжений в хрупких рудовмещающих толщах	Разрез пород монотонен или очень пестр

Основное внимание при поисках руд должно уделяться минерализованным разломам генерального рудовмещающего направления, заложившимся в додайковое, доэффузивное или доинтрузивное время и неоднократно подновлявшимся до периода оруденения. Вдоль рудоносных разломов разведочные работы необходимо сосредоточивать в породах, располагающихся под горизонтами пластичных (чаще глинистых) или вязких (чаще эффузивных) пород. Обычно эти рудовмещающие разрывы непосредственно сочленяются с рудоконтролирующими разломами регионального значения и размещаются в пределах поднятых тектонических блоков и шарниров антиклиналей, сложенных образованиями фундамента или геосинклинального (нижнего) яруса данной складчатой системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
2. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
3. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
4. Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений. В кн. «Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах». М., изд-во АН СССР, 1964.
5. Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов. В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». М., изд-во «Наука», 1968.
6. Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Условия проявления внутрирудной тектоники на примере свинцово-цинковых и некоторых золоторудных жильных месторождений. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.
7. Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Особенности локализации рудных тел свинцово-цинковых месторождений в различных структурных этажах и ярусах.

В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». М., изд-во «Наука», 1968.

8. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV. М., изд-во АН СССР, 1963.

9. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

10. Захаров Е. Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений. Тр. МГРИ, т. 28, 1955.

11. Королев В. А. Морфогенетические типы рудных тел Алтын-Топканского (полиметаллического) рудного поля и некоторые особенности их размещения. Тр. Среднеаз. научн.-исслед. ин-та геол. и минеральн. сырья, вып. 4. Ташкент, 1964.

12. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., изд-во «Недра», 1965.

13. Котляр В. Н. О различиях в условиях формирования глубинных и близповерхностных месторождений. В кн. «Вопросы геологии Кавказа». Ереван, 1964.

14. Крейтер В. И., Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Группировка благоприятных геологических обстановок для поисков промышленных месторождений полезных ископаемых. «Геология рудных месторождений», № 3, 1963.

15. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., изд-во «Недра», 1969.

16. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М., изд-во иностр. лит., 1954.

17. Некрасов Е. М. Особенности геологии жильных свинцово-цинковых месторождений, сформировавшихся в образованиях геосинклинального этажа. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1968.

18. Унссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», т. 2. М., изд-во «Мир», 1964.

19. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., изд-во иностр. лит., 1958.

Центральный научно-исследовательский
горноразведочный институт цветных,
редких и благородных металлов

УДК 553.44 : 553.2

погруженных юго-восточных районов Русской платформы. Основным фактором, оказавшим воздействие на свойства как девонских, так и каменноугольных нефтей, был гидрогеологический, влияние которого выразилось главным образом в осернении нефтей в процессе латеральной и вертикальной миграции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев П. Ф., Иванцова В. В. Роль серы в процессах преобразования нефти в природе. Тр. ВНИГРИ, вып. 105. Л., Гостоптехиздат, 1957.
2. Валеев Р. Н. Условия формирования нефтяных месторождений восточного склона Татарской системы сводовых поднятий. В сб. «Новое в геологическом строении и нефтегазоносности Волго-Уральской провинции». М., ЦНИИТЭНефтегаз, 1965.
3. Егоров И. С. О характере изменения физико-химических свойств нефтей в разрезе палеозоя Татарии. Изв. вузов, «Нефть и газ», 1963, № 2.
4. Егорова Н. П., Леонова Л. И. О типах нефтей Юрюзано-Сылвенской депрессии. «Геология нефти и газа», 1967, № 8.
5. Желонкин А. И., Кинзиреев А. Р., Айгистова С. Х. Изменение основных параметров нефтей месторождений востока Татарии и запада Башкирии. «Геология нефти и газа», 1964, № 3.
6. Карцев А. А. Об условиях образования сернистых нефтей в природе. «Геология нефти», 1957, № 2.
7. Ле Б. О некоторых закономерностях в индивидуальном углеводородном составе бензинов нефтей Татарии. «Химия и технология топлив и масел», 1960, № 9.
8. Максимов С. П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в палеозойских отложениях (на примере южных районов Волго-Уральской области). М., изд-во «Недра», 1964.
9. Мельников А. М. О некоторых закономерностях размещения девонских нефтяных месторождений Татарии и перспективах поисков новых месторождений. В сб. «Закономерности размещения месторождений нефти и газа в Волго-Уральской области». М., изд-во АН СССР, 1963.
10. Синявский Е. И. О некоторых закономерностях в изменении свойств нефтей (на примере Татарии и Западной Сибири). Тр. СНИИГГИМС, сер. нефт. геол., вып. 32, ч. 1, Новосибирск, 1954.
11. Тропольский В. И. Геологическая история нефти в осадочном комплексе отложений Татарии и основные закономерности современного размещения ее залежей. В сб. «Закономерности размещения месторождений нефти и газа в Волго-Уральской области». М., изд-во АН СССР, 1963.
12. Тропольский В. И., Эллерн С. С. Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии. Изд-во Казан. ун-та, 1964.
13. Юсупов Б. М. Нефтеносность девона востока Татарии. В сб. «Нефтяные месторождения Татарии и условия их формирования». Тр. Казанск. фил. АН СССР, серия геол. наук, вып. 6, т. IV, 1963.

Казанский геологический институт

УДК 553.982.002.23.612(470.41)

О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы

Понятие «субсеквентный вулканизм» было введено Г. Штилле [9], который понимал под ним постороженный сиалический вулканизм. Г. Штилле отмечал, что субсеквентный вулканизм во времени следует непосредственно за сиалическим магматизмом, сопровождающим главную фазу складчатости геосинклинальных областей. Согласно Г. Штилле, субсеквентный вулканизм характеризует «квазикратонный» этап развития земной коры, занимающий промежуточное положение между собственно геосинклинальным и платформенным («вполнекратонным») этапами, распространен территориально исключительно широко и прослеживается в течение весьма продолжительного времени. Эти положения были разработаны в основном на материалах, полученных при изучении среднеевропейских варисцид, где позднекаменноугольные — раннепермские субсеквентные сиалические эффузивы резко несогласно перекрывают альпинотипно дислоцированные толщи среднего и нижнего палеозоя и непосредственно продолжают во времени орогенный гранитный плутонизм варисцид.

К подобным же выводам о позиции субсеквентных вулканитов пришли советские ученые при изучении территории СССР. Анализируя представления, изложенные в публикациях различных лет А. А. Богданова, А. А. Моссаковского, М. В. Муратова, А. В. Пейве, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова, Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и др., можно сказать, что субсеквентные вулканиты (или порфировая — порфиритовая формация) являются одной из ведущих геологических формаций орогенного (или «промежуточного», «полуплатформенного» и т. д.) структурного этажа, венчающего собой складчатый фундамент платформ или складчатых зон. Они часто с угловым несогласием лежат на дислоцированных типично геосинклинальных толщах и обычно тесно связаны во времени и пространстве с орогенным гранитным плутонизмом. Как пример обычно приводятся: девонские субсеквентные эффузивы Центрального Казахстана, Минусинской впадины и Алтая; средне-верхнекаменноугольные и пермские эффузивы Срединного Тянь-Шаня, Илийской впадины и Прибалхашья; верхнемеловые — палеогеновые эффузивы Охотского пояса и др. Начинает проясняться и структурная приуроченность субсеквентного вулканизма. Как правило, он связан с пограничными зонами между областями с разным возрастом консолидации фундамента (краевые вулканические пояса) или же тяготеет к внутренним межгорным впадинам складчатых зон.

В последнее десятилетие при бурении на нефть и газ получены новые сведения о распространении субсеквентных эффузивов нижней перми (ротлигендеса) в Голландии, ФРГ, ГДР и Польше. Анализу этих данных и истолкованию тектонического строения рассматриваемой территории и посвящена настоящая статья.

Эффузивные породы нижней перми (ротлигендеса) образуют на территории севера Средней Европы несколько отчетливо выраженных поясов (рис. 1). Самое западное поле их распространения располагается в междуречье Везера и Эмса и в прилегающих районах Восточной Голландии. Эффузивные породы образуют здесь, по-видимому, единый покров [11, 13, 19, 23, 29], сложенный красновато-фиолетовыми, обычно миндалекаменными базальтовыми или андезитовыми порфиритами, реже в его составе встречаются диабазовые и долеритовые интрузии. Мощность покрова колеблется от нескольких метров (местами эффузивы выклиниваются) до 40—60 м, лишь в скважинах Оберландер Тенге Z-1 и Буххорст Z-4 она достигает соответственно 130 и 170 м.

Эффузивы ротлигендеса согласно подстилаются красноцветными песчаниками, реже гравелитами и конгломератами, относимыми обычно также к ротлигендесу. Мощность пачки не превышает нескольких десятков метров, углы наклона пород до 5°. Ниже без заметного углового несогласия лежат наклоненные под углами 2—10° сероцветные, местами слабо угленосные терригенные породы верхов вестфала, реже стефана*. Над эффузивами ротлигендеса согласно лежат обломочные отложения верхнего ротлигендеса и цехштейна (верхней перми).

Второе обширное поле распространения эффузивов ротлигендеса охватывает значительную часть северной половины ГДР и запада Польши. Характер сочленения его с первым полем еще не установлен. В пределах второго поля выделяется три вулканических пояса.

Самое северное положение (см. рис. 1) занимает пояс Фемарн — Узедом [17, 24, 27]. Здесь вулканические накопления нижней перми образуют гигантскую линзу длиной более 250 км и шириной до 75 км. Мощность ее (рис. 2) достигает 1100 м в районе Рихтенберга, 980 м в районе Гриммена, 680 м в районе Прерова, снижается до 200 м на западе (о. Фемарн в ФРГ) и до 280 м на юге (Барт). Снижение мощностей эффузивов до 390 м отмечается и к северу (в направлении о. Рюген). На востоке в пределах ГДР уменьшения мощностей не заметно (на о. Узедом не полностью вскрытая мощность их достигает 870 м). В Польском Поморье, по данным В. Рыки [28], эффузивы прослеживаются в скважинах Камень Поморски Z-1 и в Дзвигине; не полностью вскрытая их мощность здесь более 100 м. К линии Торнквиста (скв. Леба, Леборк, Ямно) нижнепермские вулканы выклиниваются.

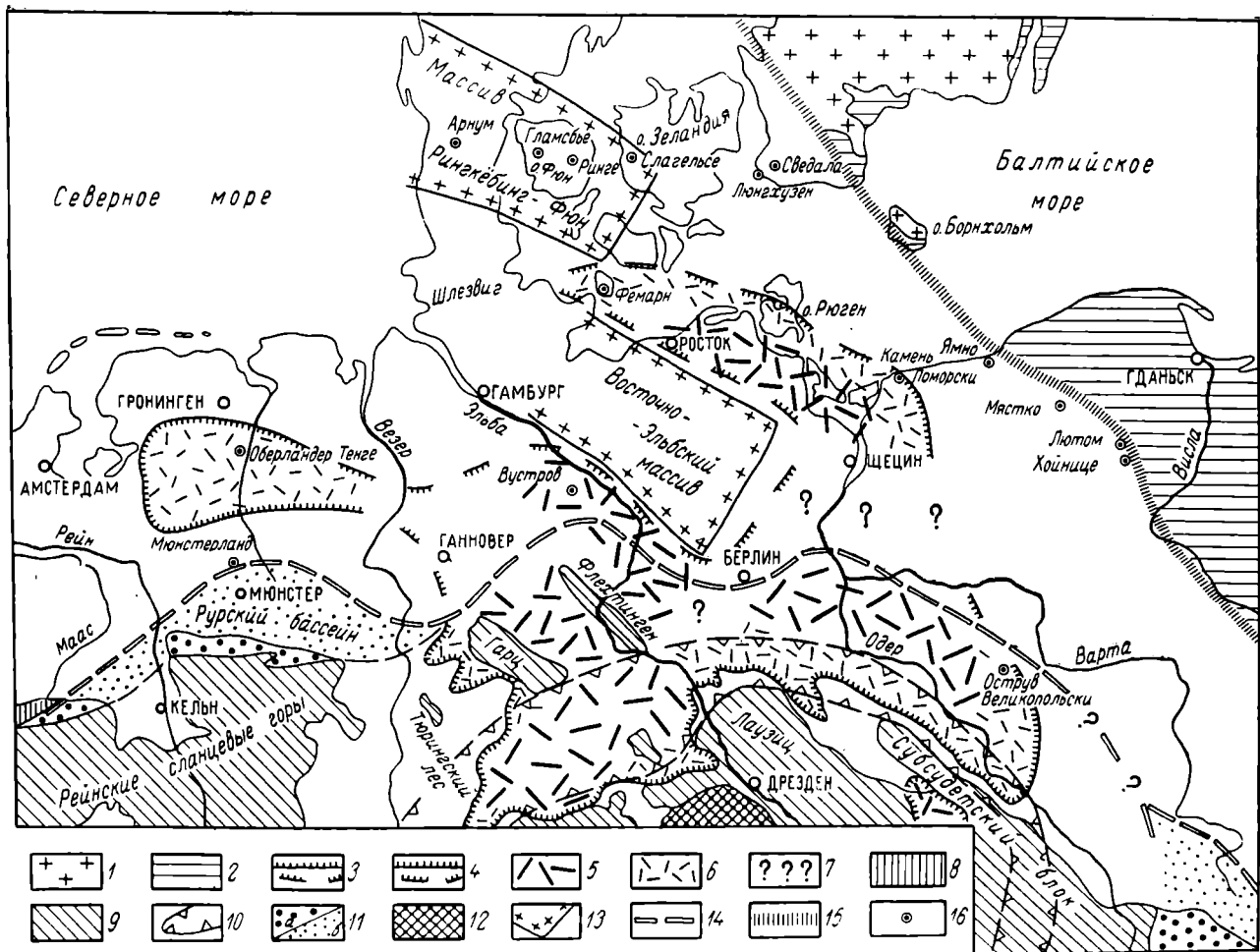
Этот вулканический пояс образуют мощные (до 80—120 м) покровы преимущественно краснокаменных кварцевых порфиров риолитового (в Польше) и риолито-дацитового (в ГДР) состава. Покровы разделены 5—20-метровыми пачками вулканических брекчий и лапиллиевых туфов кварцевых порфиров (риолито-дацитового состава), пелловых туфов, реже туфогенных алевролитов. В этих промежуточных пачках иногда встречаются отдельные пласты кварцевых порфиритов и плагиоклазовых миндалекаменных порфиритов, а также игнимбригов.

Эффузивы ротлигендеса согласно лежат на красноцветных осадках стефана — вестфала (мощность до 600 м), ниже следуют сероцветные, слабо угленосные породы вестфала А-С — намюра А-С включительно, мощность которых превышает 2000 м. Эта серия по общему типу близка к платформенным верхнекаменноугольным осадкам Голландии, но значительно больше по мощности. Нижележащие части платформенного чехла в этой зоне бурением не вскрыты. Эффузивы согласно перекрыты красноцветными грубообломочными отложениями верхнего рот-

* Интенсивно дислоцированные породы верхнего карбона субварисийского краевого прогиба Рура — Вестфалии распространены значительно южнее области развития эффузивов перми.

Рис. 1. Схема тектоники северной части Средней Европы.

Восточно-Европейская платформа: 1 — Балтийский щит, 2 — Русская плита; Средне-Европейская платформа: 3 — орогенный и платформенный чехол, 4 — граница распространения субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя достоверная и предполагаемая; субсеквентные эффузивы: 5 — мощностью более 500 м, 6 — менее 500 м, 7 — неизвестной мощности; фундамент Средне-Европейской платформы: 8 — выходы каледонского фундамента на поверхность, 9 — выходы варисцидского фундамента на поверхность, 10 — границы геотектонической зоны варисцид, 11 — краевые угленосные прогибы с варисцидской складчатостью на поверхности (а), под платформенным чехлом (б); 12 — докембрийский средний массив внутри варисцид (Молданубская зона), 13 — предполагаемые границы докембрийских средних массивов под платформенным чехлом; 14 — предполагаемый внешний край варисцид; 15 — линия Торнквиста — граница Русской и Средне-Европейской плит; 16 — важнейшие скважины



лигендеса (нижняя пермь), состоящими из продуктов разрушения вулканических пород. Выше согласно лежат типично платформенные лагунно-морские соленосные отложения верхней перми (цехштейн).

Вулканические аппараты пояса Фемарн — Узедом сопровождаются субвулканическими интрузиями (силлы, некки) гранит-порфиров и гранофиоров, реже гранодиорит- и адамеллит-порфиров. Они образуют тела мощностью до 200 м, залегающие в породах верхнего карбона. По одному определению К-Аг методом абсолютный возраст гранит-порфира составляет 260 ± 25 млн. лет [24].

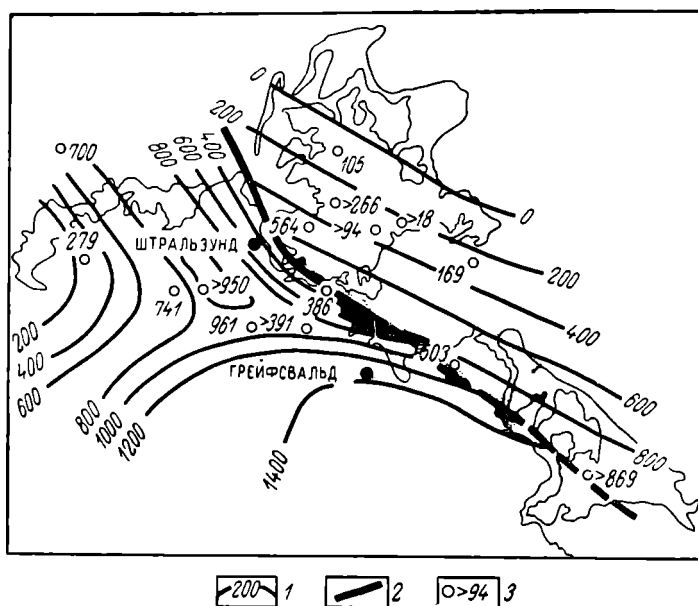


Рис. 2. Схема мощностей эффузивов ротлигендеса в северной части ГДР (по В. Росту и В. Шиманскому [27])
1 — изопакеты эффузивов ротлигендеса, 2 — разрывные нарушения, 3 — скважины и мощности эффузивов ротлигендеса

Заклучений о химизме магматических проявлений пояса Фемарн — Узедом пока еще мало. Химические анализы указывают на гранитную (по Ниггли) магму. Отмечается недостаток магния, причем по повышенному содержанию марганца, титана и циркония магма несколько отличается от магм до сих пор известных субсеквентных эффузивов из области варисцид.

К северу от пояса Ферман — Узедом в средней части острова Рюген расположен еще один небольшой участок распространения эффузивов в ротлигендесе, отличающихся незначительной (до 100 м) мощностью и основным составом излияний. Это так называемые мелафиры — темные красновато-бурые, зелено-серые до темно-зеленых базальтовые и андезитовые порфириты с мелкими вкрапленниками андезина или лабрадора, диопсида, иногда авгита, часто миндалекаменные. Пирокластических пород здесь не обнаружено, зато очень характерны силлы интрузивных габбро-порфиритов до нескольких десятков метров мощностью, залегающие в подстилающих образованиях. Химическими анализами [17, 24] установлен базальтовый состав магмы (известково-габброидный до нормального габброидного типа с заметным недостатком калия).

Эффузивы ротлигендеса на Рюгене согласно залегают на верхне-каменноугольных континентальных осадках, аналогичных породам в поясе Фемарн — Узедом [10]. Эта аргиллитово-песчаная толща мощностью более 900 м на Рюгене также делится на две серии: верхнюю — красноцветную и нижнюю — сероцветную. В нижней серии встречаются отдельные пласты углей с остатками флоры вестфалья А и В. Нижне-каменноугольные морские отложения отличаются повышенным содержанием глинистых пород. Они принадлежат фации углистого известняка и относятся к визейскому (мощность 700 м) и турнейскому (600 м) ярусам. Ниже по разрезу скважинами вскрыты докаменноугольные (но более молодые, чем ордовик) отложения мощностью около 800—1000 м. Описания их у К. Альбрехта нет, однако по аналогии с близлежащими районами Польского Поморья [21, 31] здесь возможно присутствие континентальных красноцветных отложений нижнего и среднего девона в фации «old red» и морских глинисто-карбонатных отложений верхов девона.

Эффузивы ротлигендеса на Рюгене перекрыты терригенной толщей верхнего ротлигендеса и цехштейна.

Второй пояс вулканических накоплений ротлигендеса расположен на южном борту Польско-Германской низменности. Наиболее западной его точкой является скважина Вустров на границе ГДР и ФРГ, где мощность эффузивов ротлигендеса достигает 1300 м [19]. Отсюда по реконструкции Г. Катцунга [16] этот мощный пояс протягивается к юго-востоку и проходит несколько южнее Берлина. Далее он идет сперва в северо-восточном направлении в район Франкфурта-на-Одере и Губена, где поворачивает вновь к юго-востоку, огибая с севера Субсудетский блок. Мощность эффузивов ротлигендеса в районе Нова Соль на Предсудетской моноклинали, где, по-видимому, располагался один из центров излияний, составляет 600 м [20, 26]. Другой центр излияний (мощность эффузивов до 200 м) находился в районе Вскова-Равич. В более восточных районах вплоть до Верхней Силезии прослеживаются лишь единичные маломощные пласты «порфир-туфов». К северу и югу от описанной полосы мощность вулканических пород падает. Судя по косвенным признакам, в центральной части Северо-Германской низменности субсеквентные эффузивы ротлигендеса отсутствуют или резко снижают свою мощность.

В западной части описанный пояс сложен преимущественно риолитовыми кварцевыми порфирами, их туфами, реже туфобрекчиями. В толще присутствуют редкие прослои красноцветных туфогенных алевролитов и песчаников. В центральной части пояса увеличивается количество прослоев осадочных пород и появляются редкие покровы андезитов. Состав вулканических пород в восточной части пояса (Польша) в литературе описан недостаточно подробно: нет сведений о субвулканических интрузиях и химическом составе эффузивов.

Образования, подстилающие эффузивы ротлигендеса, вскрыты в этом поясе пока лишь единичными скважинами. На западе территории ГДР (Флехтингенский блок) эффузивы нижней перми несогласно лежат на складчатых отложениях нижнего карбона. В пределах Предсудетской моноклинали под эффузивами ротлигендеса согласно располагается пачка красноцветных терригенных отложений мощностью до нескольких сотен метров, которую польские геологи также относят к ротлигендесу (возможно, что эти слои частично относятся еще к верхам верхнего карбона). Эта осадочная пачка, как установлено в районах Остжехува, Острова Великопольского и Нова Соль, несогласно перекрывает смятые в складки (наклоны слоев до 40—60°) породы нижнего (?) карбона. Пока не установлено, к какой тектонической зоне

варисцид (Рено-Герцинской или Субварисцидской) относятся эти каменноугольные осадки.

Вулканыты нижней перми перекрыты толщей красноцветных терригенных пород (верхний ротлигендес), состоящих из продуктов размыва подстилающих эффузивов; выше согласно расположены лагунно-морские соленосные отложения цехштейна.

Третий вулканический пояс верхнего палеозоя лежит в пределах обнаженной части варисцидских складчатых сооружений и уже давно изучается немецкими и польскими геологами. Здесь следует привести лишь основные важные для нашего рассмотрения выводы, сформулированные Г. Катцунгом [16].

Субсеквентные эффузивы верхнего палеозоя в районе Тюрингской впадины известны в стефанских и нижнепермских образованиях, несогласно лежащих на ниже- и среднепалеозойских толщах. В стефане (гееренские слои) эффузивы образуют отдельные покровы андезитовых порфиритов, туфов среднего и кислого состава, редко кварцевых порфиров мощностью до 50—45 м, разделенные прослоями континентальных терригенных сероцветных, реже красноцветных отложений. Общая мощность гееренских слоев достигает 1500 м. Вышележащие нижнепермские образования представлены толщей чередующихся друг с другом красноцветных грубообломочных пород, сероцветных угленосных отложений (манебахские слои) и мощных (до 600 м) пачек риолитовых кварцевых порфиров, их вулканических брекчий, несколько реже туфов (оберхоферские слои). Вулканогенно-молассовый комплекс выполняет уходящий к юго-западу за пределы ГДР прогиб — «трог Заале». Общая мощность комплекса 2000—2500 м.

К северо-востоку (юго-восточнее Гарца и Флехтингена) мощность вулканогенно-молассовой верхнепалеозойской толщи снижается приблизительно до 1000 м и менее. На этом участке (Галле-Виттенбергский блок) эффузивные образования известны в стефане, где выделяется пачка риолитовых кварцевых порфиров, их туфов и пехштейнов (добрицкие слои), перекрытая андезитовыми и дацитовыми порфиритами мейссенских слоев. Нижнепермские образования здесь представлены в нижней части толщей чередующихся риолитовых и дацитовых туфов, пестрых песчаников и серых сланцев с единичными покровами порфиритов. В верхнем ротлигендесе развит ряд мощных, но занимающих сравнительно небольшие площади покровов риолитовых кварцевых порфиров (покровы Фробург, Буххайм, Гримма, Рохлиц). Известны субвулканические интрузии пироксеновых гранит-порфиров.

Вдоль линии Эльбы субсеквентные эффузивы размывы, поэтому проследить связь Галле-Виттенбергского блока с обширным полем вулканитов ротлигендеса к югу от Берлина и в Нижнем Лаузице не удается. Далее рассматриваемая полоса вулканитов поворачивает в юго-восточном направлении и через Северо-Судетскую мульду [20] прослеживается вплоть до Внутрисудетской мульды, где мощность эффузивов в средней части ротлигендеса достигает 1500 м.

Субсеквентные эффузивы варисцидской складчатой системы в пределах ГДР заполняют собой, как это единодушно отмечают немецкие геологи, крупную межгорную впадину, наложенную на геоантиклинальную зону (Средне-Германский кристаллический порог), разделяющую варисцидские геосинклинальные прогибы Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон. Эта геоантиклиналь сложена образованиями докембрия и нижнего палеозоя, на которые с резким угловым несогласием ложится верхнепалеозойский вулканогенно-молассовый комплекс. Аналогичное положение занимает этот комплекс и в Судетах, где он несо-

гласно перекрывает складчатые структуры докембрия и нижнего палеозоя.

Второй пояс субсеквентных эффузивов проходит от Вустрова па Предсудетскую моноклиналь, протягиваясь примерно вдоль северного края варисцид, который намечен на Международной тектонической карте Европы [5] и подтверждается последними работами Р. Вингольца [33] и Д. Франке [12]. Субсеквентный комплекс этого пояса залегает (по крайней мере, частично) на дислоцированных отложениях карбона, относящихся еще к варисцидской складчатой системе, и занимает по отношению к ней краевое положение. Авторы предлагают его именовать Субварисцидским поясом. Этот пояс, так же как и описанные А. А. Богдановым [2] вулканические субсеквентные краевые пояса Центрального Казахстана, занимает пограничное положение между варисцидскими и более древними складчатыми зонами. Существенно, однако, то, что образование Субварисцидского пояса связано во времени не с геосинклинальным прогибанием в близлежащей геосинклинальной системе, а происходит синхронно с формированием вулканогенно-молаасовых внутрених впадин. Субварисцидский вулканический пояс развит на тех участках, где полоса субварисцидских угленосных краевых прогибов прерывается. Вероятно, краевые прогибы и вулканические пояса являются структурами-антагонистами.

Существенно иное тектоническое положение у пояса Фемарн — Узедом. Он располагается внутри платформенного чехла, подстилаясь образованиями отнюдь не геосинклинального типа, при этом дислоцированность подстилающих вулканы пород заметно выше, чем отложенный цехштейна, и увеличивается при переходе от верхнего карбона к нижнему и далее к девону. Такое положение субсеквентных эффузивов до сих пор еще не было описано в литературе. Однако прежде чем перейти к изложению возможных причин появления субсеквентных эффузивов внутри платформенного чехла, следует остановиться на проблеме тектонического строения и прежде всего возраста складчатого фундамента низменной части Средней Европы.

К настоящему времени по этому вопросу определились две основные точки зрения*. Одна группа исследователей — Е. Бейли, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, В. Пожарьски и др. — считает, что фундаментом этой территории является часть древней карельской платформы, возможно в той или иной степени переработанная готской, дальсландской и байкальской складчатостями.

Другая группа ученых (Г. Штилле, В. С. Журавлев, Е. Зноско) полагает, что юго-западнее линии Торнквиста располагается платформа с послекарельским (байкальским или каледонским) возрастом консолидации. В связи с таким расхождением взглядов низменная часть Средней Европы на Международной тектонической карте Европы [5] показана как платформа с фундаментом неустановленного возраста.

В последние годы А. Ватцнауэр, Г. Кельбель [32] и Г. фон Гертнер [3] высказали предположение, что под осадочным чехлом северной части Средней Европы скрыт разновозрастный складчатый фундамент. В нем, по их мнению, сочетаются каледонские и возможно байкальские складчатые зоны, образованные соответственно нижнепалеозойскими и рифейскими толщами, со срединными массивами, сложенными преимущественно дорифейскими образованиями и представляющими собой либо остатки расколотой древней платформы, либо ядра консолидации

* Обзор проблемы возраста фундамента Польско-Германской низменности имеется в книге «Тектоника Европы» [7], также в статье А. А. Богданова [3].

внутри каледонских или байкальских складчатых цепей. Полученные в последние годы данные подтверждают эту точку зрения.

Наиболее интересными с этих позиций представляются результаты бурения, проведенного в Западной Польше и на острове Рюген, подтверждающие значение линии Торнквиста как пограничной структуры, разделяющей молодую и древнюю платформы. В Польском Поморье к северо-востоку от линии Торнквиста скважины вскрывают отложения кембрия, ордовика и силура, горизонтально лежащие на метаморфическом древнем фундаменте [21, 31]. Юго-западнее линии Торнквиста скважины Дарлово 2, Лютом 1, Стебно 1, Хойнице 3, по данным Х. Томчика [31], под полого лежащими девонскими или пермскими породами вскрыли соответственно на глубинах 1604, 2463, 2485 и 2967 м сероцветные аргиллиты, углы наклона которых меняются по стволу скважины от 5 до 80°, в большинстве случаев составляя 30—40°. Встречающиеся в этой толще остатки фауны определяют ее возраст как силурийский: лудлоу по скв. Хойнице 3 и венлок по скв. Лютом 1.

В более северных районах под платформенным чехлом залегают складчатые породы ордовика. Здесь, по данным З. Модлинского [21], скважины Ямно G-2, Ямно G-1 на глубинах соответственно 2096 и 2747 м под спокойно лежащими известняками и доломитами франского яруса (300 м) и сероцветными и красноцветными континентальными терригенными породами нижнего — среднего девона (800 м) вскрыли круто наклоненные серые слюдистые рассланцованные аргиллиты карадокса. Скважины Нова Корчма 1 и Мястко 1 прошли (более 500 м) по интенсивно складчатому сланцам, алевролитам и песчаникам ордовика. Анализируя представления ряда исследователей о генезисе вскрытых этими скважинами отложений ордовика, З. Модлински пришел к выводу, что их накопление происходило в относительно глубоководном бассейне геосинклинального типа.

По данным Г. Кельбеля [18], Д. Франке [12], К. Альбрехта [10] и Г. Егера [15], интенсивно складчатые породы ордовика обнаружены под отложениями триаса и на о. Рюген (скв. Аркона). Они представлены серыми и темно-серыми аргиллитами, сланцами, кварцитовидными песчаниками и алевролитами, углы падения которых колеблются по стволу скважины от 20 до 70°. Вскрытая мощность этой толщи превышает 2000 м.

Таким образом, несомненно, что возраст складчатого основания территории, расположенной западнее линии Торнквиста (вплоть до о. Рюген), более молодой, чем докембрийский, вероятнее всего — каледонский. Данные редких скважин, вскрывших средний палеозой в пределах низменной части Средней Европы, не противоречат этому выводу. Так, скважиной Мюнстерланд Z-1, пробуренной севернее г. Оснабрюк [14], пройдены почти согласно лежащие вестфаль (900 м), намюр (2500 м), динант (70 м) и девон (450 м), т. е. зона варисцийской складчатости сюда не доходит, и фундамент этой области (учитывая близость каледонид Брабанта), скорее всего, может быть каледонским. Скважины Фленсбург Z-1 и Вестерланд Z-1 [3] в Северном Шлезвиге прошли по мощной толще интенсивно дислоцированных слабо метаморфизованных сланцев, возраст которых неясен, возможно эокембрийский. Кроме того, имеются сведения [6], что в вестфале Оснабрюка обнаружены гальки силурийских кремнистых пород с кварцевыми жилами.

В южной части Польско-Германской низменности, примыкающей непосредственно к Лаузицу и Флехтингену, ряд скважин [33] вскрыл варисцийский складчатый фундамент.

Все это свидетельствует о том, что в фундаменте низменной территории северной части Средней Европы, расположенной западнее линии

Торнквиста, широко распространены каледонские складчатые структуры.

Однако целый ряд скважин, пробуренных в основном в северной части этой территории (Дания), вскрыл докембрийские метаморфические образования, перекрытые в отдельных местах (скважины Люнгузен, Ринге 1, Ост-Фюнен, Слагельсе) платформенными отложениями силура, кембрия, а иногда и рифея. Эти данные указывают, что в пределах Средне-Европейской части платформы находятся отдельные древние массивы с докембрийским возрастом основания.

В первую очередь следует назвать массив Рингкёбинг-Фюн. К наиболее значительным по площади относится также и Восточно-Эльбский массив в контурах, изображенных на тектонической схеме Польско-Германской низменности [7]. Правда, такое его положение пока получило только палеогеографические подтверждения: по заключению Д. Франке [12], источник сноса обломочного материала для ордовикских толщ Рюгена находился именно в пределах массива. Геофизические данные также не противоречат этому. В пределах массива, по данным Г. Ольшака [22], устанавливается подъем к дневной поверхности разделов поверхностей Конрада и Мохоровичича, а мощности гранитного и базальтового слоев земной коры приближаются к соответствующим мощностям для Балтийского щита.

Вопрос о взаимоотношениях каледонид Норвежско-Британских и Рюгена — Поморья еще не исследован. Известно, что они имеют разное строение: в каледонидах Рюгена — Поморья пока не обнаружено следов ни эффузивного, ни интрузивного магматизма; проявления метаморфизма очень слабые; своеобразны и не сравнимы с норвежскими и их складчатые структуры. Возможность нахождения прямых связей между каледонидами Рюгена и Норвегии через территорию Дании, где уже широко развит докембрийский фундамент, почти исключена.

Установление послекарельского возраста фундамента на значительной части Северогерманско-Польской низменности (ее можно называть Средне-Европейской плитой) объясняет и положение субсеквентных эффузивов пояса Фемарн — Узедом. Как подчеркивается в последних тектонических обобщениях [2, 8], на тех участках палеозойских платформ, где фундамент имеет каледонский возраст, формирование настоящего платформенного чехла обычно начинается не с момента завершающей каледонской складчатости, а лишь после завершения варисцийского орогенеза. Время между этими событиями сильно растянуто и соответствует орогенному (по терминологии А. А. Богданова) или квазикратонному (по терминологии Г. Штилле) этапам, для которых и характерен субсеквентный вулканизм.

В пределах вулканического пояса Фемарн — Узедом к орогенному (квазикратонному) этапу должны быть отнесены красноцветные молассы нижнего — среднего девона, морская карбонатно-терригенная толща среднего — верхнего девона и динанта, терригенные молассоподобные, местами угленосные толщи вестфалья и стефана и вулканогенно-молассовая толща ротлигендеса. Формирование настоящего платформенного чехла начинается здесь только с цехштейна. Такой формационный ряд сильно напоминает формационный ряд среднего — верхнего палеозоя каледонид Средней Азии и Казахстана [2], с той лишь разницей, что субсеквентный вулканизм проявляется там и в девоне, и в позднем палеозое (Кураминская зона, Илийская впадина, часть Восточного Прибалхашья). Это можно связывать с более высокой вулканической и магматической активностью Урало-Тяньшанского геосинклинального пояса по сравнению с Европейско-Аппалачским поясом.

В пределах вулканического пояса Фемарн — Узедом субсеквентный вулканизм можно считать индуцированным варисцийским орогенезом («телеорогенным»). Это тем более вероятно, что этот район лежит в непосредственной близости от активной в пермском периоде (базальтоидные эффузивы грабена Осло) тектонической зоны Средиземное море — Мьеса.

Субсеквентные эффузивы палеозоя известны только в пределах молодых платформ. Палеозойский вулканизм древних платформ Атлантического сегмента Земли носит совершенно иной характер — базальтовый и щелочной (вулканизм грабена Осло, девонский вулканизм Русской плиты и др.). Поэтому в пределах древних блоков фундамента Средне-Европейской плиты проявление субсеквентного вулканизма весьма мало вероятно. Об этом свидетельствует установленное бурением отсутствие эффузивов ротлигендеса на Рингкёбинг-Фюнском поднятии, а также сведения о том, что в низовьях Эльбы нижняя пермь представлена соленосными сериями [25].

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Статьи 1—2. Вестн. МГУ, сер. 4, геол., № 5, 1961, № 2, 1962.
2. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойских платформ Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статьи 1—2. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL, вып. 5—6, 1965.
3. Богданов А. А., Колчанов В. П. Сессия рабочей группы редакционного комитета тектонической карты Европы (март 1968 г., Фрайберг). «Геотектоника», № 5, 1968.
4. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогенных впадин Русской платформы. В кн. «Деформация пород и тектоника». Международный геологический конгресс, XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 4. М., изд-во «Наука», 1964.
5. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., 1964.
6. Папрот Е., Тейхмюллер Р. Развитие субварисцийского краевого прогиба Северо-Западной Германии. «Советская геология», 1959, № 11.
7. Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., изд-во «Недра», 1964.
8. Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 500 000. М., 1968.
9. Штйлле Г. Избранные труды. Перевод с немецкого. М., изд-во «Мир», 1964.
10. Albrecht K. H. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.), Bd. 12. Berlin, 1967, N 1—2.
11. Fabian H. J. etc. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlander Tenge Z-1, Emsland. Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf. Bd. 3, T. 3, 1962.
12. Franke D. Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.), Bd. 12. Berlin, 1967, N 1—2.
13. Hecht F. etc. Stratigraphie, Speichergesteinsausbildung und Kohlenwasserstoffführung im Rotliegenden und Karbon der Tiefbohrung Hoya Z-1. Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., Bd. 3, t. 3. Krefeld, 1962.
14. Hedemann H.-A., Teichmüller R. Stratigraphie und Diagenese des Oberkarbons in der Bohrung Münsterland Z-1. Dtsch., geol. Ges. N 115 (1963). Hannover, 1966.
15. Jaeger H. Ordovic auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten (Vorläufige Mitteilung). Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.). Bd. 12. Berlin, 1967, N 1—2.
16. Katzung G. Rotliegendes. Grundriss der Geologie der DDR, Bd. 1. Akad. Verl. Berlin, 1968.
17. Korich D. Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteils der DDR. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.), Bd. 12. Berlin, 1967, N 3—4.
18. Kölbl H. Der Grundgebirgsbau Nordostdeutschland in Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete. Geologie. Berlin, 1963, N 6.
19. Malzahn E. Die Ergebnisse der Erdöl- und Erdgasaufschlüsselbohrstätigkeit in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1967. Erdöl- und Erdgas-Zeitschrift. 1968, N 7.
20. Milewicz J. The geological structure of the North-Sudetic depression. Bull. Inst., geol., N 225, Warszawa, 1968.

21. Modliński Z. Ordovic Pomorza Zachodniego. Kwart. Geol. Warszawa, 1968, N 1.
22. Olszak G. Zur Stellung tiefer Brüche im Rahmen von Schwächezonen der Erdkruste, erläutert an einigen Beispielen Mitteleuropas. Geophysik und Geologie, 1967, N 10.
23. Patijn R. Die Entstehung von Erdgas infolge Nachinkohlung im Nordosten der Niederlande. Erdöl und Kohle, Hamburg, 1964, N 1.
24. Pensold G. Zum Vorkommen von Intrusivgesteinen in Oberkarbon des Nordteils der DDR. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.), Bd. 12. Berlin, 1967, N 3—4.
25. Plumhof F. Mariner Oberrotliegendes im Zentrum Nordwestdeutschen Becken. Erdöl und Kohle, 1966, N 10.
26. Przybyłowicz T. O możliwościach rozdzielania czerwonego i białego spagowca w rejonie Ostrowa Wielkopolskiego na tle badań petrograficznych. Acta geol. polon., 1968, N 4.
27. Rost W., Schimanski W. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR. Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., R. A. (Geol. Paläont.), Bd. 12. Berlin, 1967, N 3—4.
28. Ryka W. Wtórne ryolity nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. Kwart. Geol., 1968, N 4.
29. Teichmüller R. Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Sulesium) in Nordwestdeutschland. Cinquieme Congrès Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. T. 2. Paris, 1963.
30. Thiadens A. A. The Paleozoic of the Netherlands. Verhandl. Koninkl. nederl. Geol. en Mijnbou. Gen. 1963, N 9.
31. Tomczyk N. Stratigrafia siluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wiercen. Kwart. Geol., 1968, N 1.
32. Watznauer A. Geologische Karte der DDR 1 : 500 000, Tektonische Karte. Herausgeb. vom Zentr. Geol. Inst. Berlin, 1968.
33. Wienholz R. Über den geologischen Bau des Untergrundes im Nordostdeutschen Flachland. Jahrb. Geol., Berlin, 1965 (1967), Bd. 1.

Новейшие дизъюнктивные нарушения в центральных районах Русской платформы и их значение для формирования углеводородных залежей

В настоящее время в центральных районах Русской платформы активно ведутся геологопоисковые работы на нефть и газ [1, 2, 3, 4]. В связи с этим появилась необходимость обобщить имеющиеся геолого-геофизические материалы о тектоническом строении кристаллического фундамента платформы, ее структурных этажах в осадочном чехле, структурных связях фундамента и отдельных горизонтов осадочного чехла и о перспективах нефтегазоносности указанного региона.

При проведении исследований в нефтегазоносных провинциях ныне все еще мало внимания уделяется разрывным нарушениям, играющим важную роль как в формировании структурных ловушек нефти и газа, так и в миграции углеводородов и генезисе самих месторождений. По данному вопросу обширные материалы накоплены в процессе изучения центральных районов Русской платформы. Эти материалы позволяют пересмотреть вопрос о характере разрывных нарушений, их проявлении в осадочном чехле, о современном развитии региональных разломов и обрамляющей их сети мелких разрывных нарушений как в плане, так и в разрезе.

Принято считать, что все крупные разрывные нарушения в центральных районах Русской платформы наиболее четко фиксируются по поверхности фундамента и в нижней части разреза осадочного чехла, включая отложения ордовикской системы. По мнению многих исследователей, региональные разломы, начиная со среднедевонских отложений, не секут осадочную толщу, поэтому их развитие во времени в целом следует считать завершенным. В результате на геологических картах рассматриваемого региона, как правило, не нанесены разрывные нарушения, даже знаком предпологаемого разлома. В то же время наличие таких нарушений фиксируется по комплексным геолого-геофизическим данным. Данные неотектоники, характер рельефа дочетвертичных отложений и особенно тщательное дешифрирование аэрофотоматериалов позволяют фиксировать характерные линейaments на поверхности, формирование которых обусловлено разрывной тектоникой. Однако этому почему-то уделяется мало внимания, а следовательно, упускаются важные моменты в вопросах формирования нефтегазовместящих ловушек и в развитии дизъюнктивных нарушений как возможных путей миграции флюидов.

Не исключено, что современное представление о характере развития разрывных нарушений в пределах центральных районов Русской платформы глубоко ошибочно. Уже сейчас имеются геологические материалы о современном развитии структур данного региона, а развитие последних не может не проходить без вертикальных подвижек, обуславливающих образование разрывных нарушений. Особенно интенсивно этот процесс должен проходить вдоль крупных разломов, проявляющихся в настоящее время. Следовательно, в зонах региональных разломов, характеризующихся мобильными современными процессами, образуются новейшие дизъюнктивные нарушения, секущие всю осадочную толщу до поверхности, но из-за рыхлости четвертичных отложений и их сравнительно большой мощности происходит «затушевание» самих линий разрывов. Только при очень детальном изучении поверхности с обязательным дешифрированием аэрофотоматериалов можно выделить новейшие дизъюнктивные нарушения и установить характерные особенности их распределения по площади.

Для подтверждения сказанного проанализируем геолого-геофизические данные, характеризующие район городов Ярославль — Переславль-Залесский.

По аэромагнитной карте ΔT_a ($H=2$ км) по линии Александров — Переславль-Залесский — Ярославль (рис. 1) наблюдается четкая дифференциация магнитного поля: на северо-западе от этой зоны магнитные аномалии изометрической формы, юго-восточнее — линейные, с простираем с юго-запада на северо-восток. Такая дифференциация магнитного поля связана с наличием регионального разлома в фундаменте, где происходит сочленение отдельных блоков фундамента с различными структурными планами или с возможно различной петрографической характеристикой отдельных блоков. В осадочном чехле к зоне регионального разлома фундамента приурочена Ростовско-Костромская зона поднятий. На карте юго-восточнее Переславль-Залесского намечена вторая четкая магнитная ступень, отражающая другой региональный разлом в фундаменте того же северо-восточного простираения. Наличие нескольких крупных разломов в фундаменте этой зоны очень четко находят подтверждение на геологическом разрезе по профилю Невель — Котельнич (рис. 2), пересекающему зону почти в широтном направлении в районе Ярославля. Таким образом, уста-

повление региональных разломов произведено объективно и по геофизическим, и по геологическим материалам. Однако эти разломы осадочного чехла установлены именно в додевонских отложениях, тогда как более мощная толща отложений девона, карбона, перми и частично триаса почему-то считается незатронутой дизъюнктивной

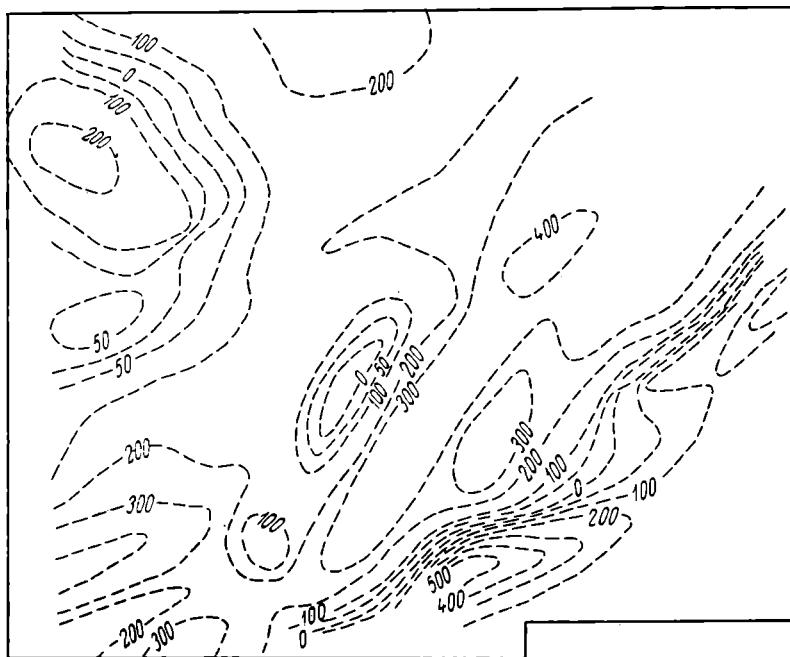


Рис. 1. Карта изодинам ΔT_0 (по данным В. Н. Мосина и Н. С. Никитина)

тектоникой, хотя в районе Некрасово над глубинным разломом в фундаменте почти по всем горизонтам осадочного чехла фиксируется четкий антиклинальный перегиб. Это, безусловно, связано с современным ростом структуры, а следовательно, с верти-

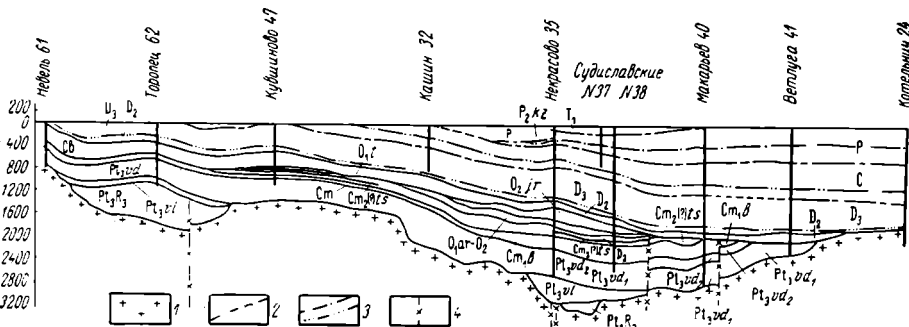


Рис. 2. Геологический разрез по линии Невель — Котельнич (составили Б. А. Яковлев, В. И. Пилишкина)

1 — кристаллический фундамент, 2 — геологические границы, 3 — сейсмические преломляющие горизонты, 4 — глубинные разломы

кальными подвижками отдельных блоков фундамента, что создает тектонические напряжения в осадочном чехле и обуславливает возможность образования сети локальных новейших дизъюнктивных нарушений во всей толще осадочного чехла. Именно поэтому такие зоны в первую очередь надо анализировать с точки зрения наличия разрывных нарушений в верхних частях разреза.

О наличии мелких дизъюнктивных нарушений в осадочной толще свидетельствует целый ряд материалов. Особенный интерес представляет дешифрирование

аэрофотоснимков. Даже беглый просмотр их часто позволяет выделить четкие линейные границы отдельных участков, характеризующихся резкой сменой фототонов. Несмотря на существование мощной толщи четвертичных образований, все же, на наш взгляд, эти линейные элементы отражают собой новейшие тектонические нарушения, связанные с новейшим этапом развития структур.

Указанные нарушения на поверхности с помощью аэрофотоматериалов с различной четкостью фиксируются и опознаются на местности по резкому изменению направлений русел рек и ручьев, наличию линейно вытянутых западин, их прямолинейных береговых линий, уступов и других разнообразных микроформ рельефа. Эти аномалийные микроформы рельефа, фиксированные по геоморфологическим, гидро-

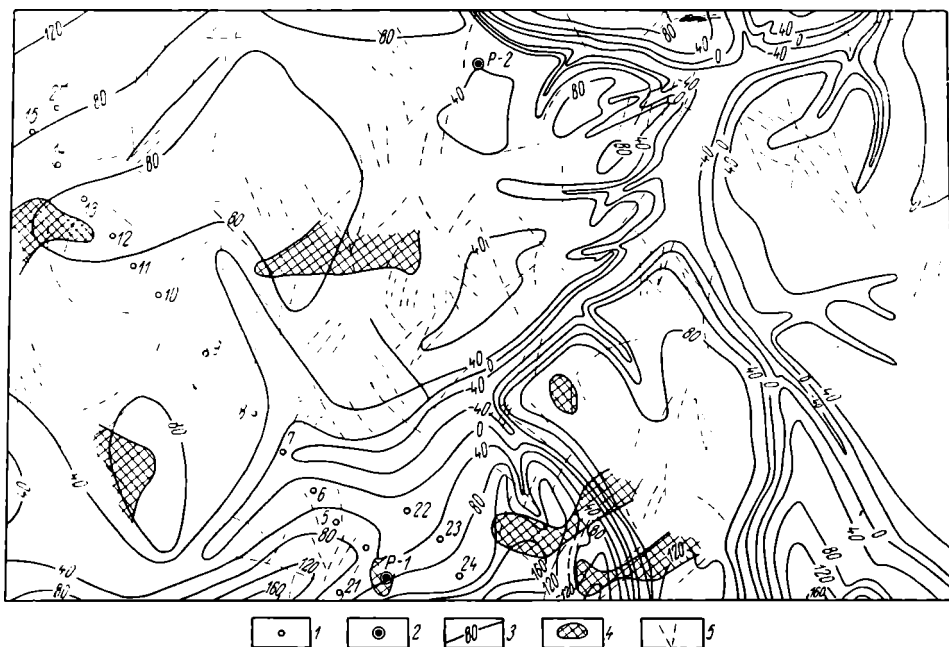


Рис. 3. Схематическая гипсометрическая карта поверхности дочетвертичных отложений с контурами газобиохимических аномалий (составил В. А. Демидов по материалам ГУЦР и ВНИИГГ)

1 — скважины структурного бурения, 2 — параметрические скважины, 3 — изолинии рельефа дочетвертичных отложений, 4 — газобиохимические аномалии, 5 — предполагаемые дизъюнктивные нарушения по данным дешифрирования аэрофотоматериалов

геологическим и геоморфологическим признакам, в большинстве случаев соответствуют современным мелким разломам, обусловленным интенсивным развитием той или иной тектонической зоны. Важно также отметить, что, по-видимому, новейшие тектонические нарушения усложняют структурный план не только верхней части разреза «коренных» отложений, т. е. мезозойских пород, но и в результате смещений затрагивают покровные четвертичные отложения, которые из-за своей слабой сцементированности (как правило, под действием природных агентов) участками затусшевают ряд определяющих признаков сбросов, и поэтому выделение их требует всестороннего изучения всей информации по геологическому строению региона. Для примера можно привести результаты дешифрирования аэрофотоматериалов (снимки, схемы) по Переславль-Залесской площади: где нами выделена довольно сложная сеть мелких новейших тектонических нарушений, которые для объективности показаны знаком предполагаемых сбросов (рис. 3).

Выделенные по дешифрированию предполагаемые разрывные нарушения преимущественно концентрируются в средней части исследованной территории. Такое плановое распределение выявленных линейных элементов, несомненно, указывает на их глубинное происхождение, так как именно на этих участках по комплексным геолого-геофизическим данным выявляются глубинные разломы в фундаменте. Наличие подобных разломов, их новейшее тектоническое развитие, безусловно, сказалось на формировании структурного плана осадочного чехла и даже его дочетвертичного рельефа. На магнитной карте четко прослеживается северо-восточное направление основного глубинного разлома, трассирующегося в центральной части исследованной

площади. Именно на этом участке в дочетвертичном рельефе образовалась крупная линейная ложбина с относительными превышениями 80 м и более, которая при ширине в 5—6 км трассируется через всю исследованную территорию с юго-запада на северо-восток. Следовательно, на данной площади отмечается четкое совпадение в плане регионального разлома и характерной зоны в рельефе дочетвертичных отложений. Кроме того на этой же территории по данным дешифрирования аэрофотоматериалов выявлено площадное распространение мелких дизъюнктивных нарушений. Необходимо еще добавить, что сама ориентировка мелких новейших нарушений часто обусловлена направлением основных глубинных разломов. Так, в зонах известных глубинных разломов простираение мелких тектонических нарушений в основном совпадает с простираением региональных разломов (в данном случае оно северо-восточное), что также свидетельствует о тесной взаимосвязи последних с новейшими мелкими дизъюнктивными нарушениями.

Наличие тектонических каналов в осадочной толще для миграции углеводородов, по-видимому, играет существенную роль в формировании углеводородных аномалий в верхней части осадочного чехла и на поверхности. Даже газобиохимические аномалии в четвертичных отложениях вряд ли можно объяснить только продуцированием углеводородов из сингенетичной органики самих отложений четвертичного возраста. Безусловно, подток углеводородов из глубинных горизонтов должен быть, и он фиксируется по первым результатам газометрии скважин. В настоящее время для поисков нефтяных и газовых месторождений в центральных районах довольно широко применяются прямые геохимические методы. В целях более полной интерпретации геохимические аномалии сопоставлены с рядом геологических и геоморфологических карт и структурно-тектонических схем. При этом выяснилось, что в пределах почти каждой аномалии имеются локальные новейшие тектонические нарушения, которые могли сыграть существенную роль в формировании первых. Для объективной отбраковки аномалий, выявленных в четвертичных отложениях, необходимо в пределах наиболее интенсивных из них пробурить профиль из трех-четырёх скважин с проведением газометрии керна и глинистого раствора. В случае выявления углеводородоаномальных эффектов и в «коренных» отложениях, подстилающих четвертичные образования, данную площадь с учетом структурных особенностей можно рекомендовать для последующего глубокого бурения на поиски нефтяных и газовых залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев В. Г. Особенности геологического строения Московской и частично сопредельных областей в свете новых данных бурения и геофизики. Тр. Союзного треста разведочно-буровых работ, вып. 7, 1968.
2. Бакиров А. А., Чарыгин А. М., Бакиров Э. А., Лифиц Я. Г. Перспективы открытия новых нефтегазоносных территорий в центральных областях Европейской части СССР. «Советская геология», 1966, № 11.
3. Буялов Н. И., Гнедин К. И. Центральные районы Русской платформы — перспективный нефтегазоносный регион. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, № 2.
4. Хохлов П. С. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. «Геология нефти и газа», 1961, № 9.

Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии
Всесоюзный аэрогеологический трест

УДК 551.247 : 553.98(470.3)

Л. Н. КОТЛЯРЕВСКИЙ

Роль титана в интенсивности намагниченности интрузивных горных пород

Вопрос о роли титана в намагниченности магматических горных пород до сих пор является спорным. Д. М. Печерский [7] считает, что присутствие окиси титана в породе практически не влияет на намагниченность гранитоидных интрузивов. Наоборот, японский магнитолог Т. Нагата [6] установил, что на магнитные свойства магнетита, определяющего в основном намагниченность пород, большое влияние оказывают примеси, особенно примесь титана. Н. Б. Дортман и В. В. Ляхович [1] утверждают, что по магнитной восприимчивости можно судить об особенностях процесса

— литолого-фациальные исследования на Кавказе с целью выделения наиболее благоприятных для бокситообразования площадей.

Важным итогом совещания является также признание взгляда на бокситообразование как на процесс латеритизации алюмосиликатного субстрата, в результате которого образуются остаточные латеритные месторождения высокосортных бокситов, а при их разрушении и перераспределении — осадочные месторождения бокситов, а также признание представлений о благоприятных геологических предпосылках для выявления крупных месторождений высококачественных бокситов на территории СССР. Эти положения являются теоретической базой для развития дальнейших поисково-разведочных и научно-исследовательских работ на бокситы.

Участники совещания единодушно пришли к заключению, что задача по расширению и качественному улучшению сырьевой базы алюминиевой промышленности может быть решена, и призвали геологов нашей страны сделать все необходимое для ее успешного выполнения.

Министерство геологии СССР

УДК 550.8.001 : 553.492.1

УДК 551.71(571.56)

СТРАТИГРАФИЯ АРХЕЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА. Салоп Л. И., Травин Л. В. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 5—19

Детальные полевые исследования, сопровождавшиеся широким использованием материалов аэрофотосъемки, позволили по-новому представить сложную тектоническую структуру архея Алданского горнопромышленного района. В результате уточнена и частично пересмотрена существующая схема стратиграфического расчленения архейского комплекса. На основе анализа геологических материалов по районам верхнего течения р. Алдана и нижнего течения р. Тимптона показано, что древнейшие образования слагают единую серию глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных пород общей мощностью 15—16 км. Нормальная последовательность залегания пород кратко обосновывается опорными разрезами и анализом структур. Значительно уточнены объемы и границы трех (ингерской, тимптонской и джелтулинской) подсерий алданской серии; детально расчленены на свиты и подсвиты образования ингерской подсерии; указаны особенности вещественного состава всех выделенных подразделений.

Иллюстраций 6, библиография 14 названий.

УДК 553.042 : 553.9(47+57)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАПАСЫ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ В СССР. Клер В. Р., Ненахова В. Ф. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 20—23

Изложены результаты второго подсчета общегеологических запасов горючих сланцев, выполненного в 1968 г. территориальными геологическими управлениями, по состоянию на 1 января 1968 г. Запасы горючих сланцев учтены в пластах мощностью более 0,5 м при теплоте сгорания свыше 1200 ккал/кг до глубины 600 м с разделением по глубинам до 300 и 300—600 м. Запасы подсчитаны по двум группам достоверности: кондиционные и некондиционные. По качеству горючих сланцев запасы разделены на пять групп. Приводятся цифры запасов по возрасту сланценокопления. Дается характеристика состояния запасов основных месторождений горючих сланцев СССР. В результате второго подсчета и некоторых корректив прирост общегеологических запасов горючих сланцев по сравнению с данными подсчета 1956 г. составляет 100 млрд т.

Таблиц 3.

УДК 552.3.001.12

НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ СОВРЕМЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД. Ляхович В. В. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 29—40

Сложность и конвергентность многих геологических процессов, таких, как магмо- или рудообразование, значительно затрудняют возможность прогнозов при поисках месторождений полезных ископаемых. Применение новых методов и новых исходных данных, в частности использование средних содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов, способствует более успешному решению этих вопросов.

В статье приведены новые данные, основанные на большом количестве определенных, о средних содержаниях редких и рудных элементов в породообразующих минералах различных по генезису гранитоидов, относящихся к гранитной и габбровой формациям. Установлены существенные отличия — породообразующие минералы гранитоидов габбровой формации содержат по сравнению с одноименными минералами обычных гранитов значительно меньше редких и рудных элементов.

Сравнение средних содержаний редких и рудных элементов в породообразующих минералах рудоносных и нерудоносных гранитов свидетельствует о том, что высокие содержания Sn, Nb, а также, по-видимому, и Mo, в минералах-носителях ранних фаз или генераций не могут рассматриваться в качестве положительного признака рудогенерирующей способности гранита на эти элементы.

Таблиц 7, библиография 36 названий.

УДК 553.44 : 553.2

ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТРЕЩИННОГО ТИПА. Некрасов Е. М. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 41—52

Анализ размещения жильного свинцово-цинкового оруденения в основных рудных районах мира показал, что крупные месторождения формируются в том случае, когда на одном участке совпадают во времени все факторы, благоприятные для локализации оруденения: структурный, литологический, минералогический. Кроме того, оруденение формируется на благоприятной глубине под слабопроницаемой надрудной толщей, экранирующей рудоносные растворы.

Крупные свинцово-цинковые месторождения приурочены к протяженным рудоносным разломам и мощным зонам дробления, отличающимся древним заложением, длительной тектонической подготовкой и интенсивным подновлением в процессе оруденения. Оруденение локализуется в той части разреза, которая слагается наиболее хрупкими породами, отличающимися петрографическим составом и прочностными свойствами от пород надрудной толщи, экранирующих рудоносные растворы. В структурном отношении крупные

месторождения формируются преимущественно в фундаменте, а также в геосинклинальном (нижнем) ярусе складчатых систем.

Таблиц 2, библиография 19 названий.

УДК 553.982.002.23.612(470.41)

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ НЕФТЕЙ ТАТАРИИ. Валитов Н. Б. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 53—65

На основании обобщения данных по характеристике нефтей (около 5 тысяч анализов) установлено, что в изменениях свойств нефтей наряду с локальными особенностями местных условий сохранения залежей, в пределах Татарии наблюдаются и региональные закономерности; последнее обусловлено дальней латеральной миграцией нефтяных углеводородов. Это подтверждается историей геологического развития рассматриваемой территории, и размещением девонских залежей нефти, которые сформировались за счет вертикальных перетоков девонских нефтей в вышележащие каменисто-кошачьи образования.

Основной процесс, оказавший влияние на изменение свойств нефтей при латеральной и вертикальной миграции — осернение, что подтверждается групповым и индивидуальным составом бензиновых фракций девонских и каменистоугольных нефтей. Осернению нефти способствует наличие мощной толщи карбонатных осадков верхнего девона — нижнего карбона, в которой повсеместно встречаются включения сульфатных пород, а также подземные воды жесткого типа.

Таблиц 1, иллюстраций 6, библиография 12 названий.

УДК 552.313 : 551.736 : 551.243(4-17)

О ПОЛОЖЕНИИ СУБСЕКВЕНТНЫХ ЭФФУЗИВОВ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ В СТРУКТУРЕ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ. Буш В. А., Кирюхин Л. Г. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 66—76

Буровыми работами последних лет установлено широкое распространение эффузивов нижней перми (ротлингендеса) в платформенной части ФРГ, ГДР и Польши. Описание этих пород в польской и немецкой литературе позволили авторам наметить на территории Средней Европы существование двух вулканических поясов субсеквентных эффузивов. Первый из них — Субварисцидский — тянется вдоль внешнего края варисцид, второй — Ферари — Узедом — располагается внутри орогенного чехла над каледонским складчатым фундаментом, вскрытым бурением на Рюгене и в Польском Поморье. Субсеквентные вулканические пояса Средней Европы сравниваются с краевыми вулканическими поясами Средней Азии и Казахстана.

Иллюстрации 2, библиография 33 названия.

УДК 550.85+553.411

О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТИ, СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСОВ МЕТАЛЛА ПО ЭКСПЛУАТАЦИОННОМУ БЛОКУ, РАЗВЕДАННОМУ ГОРНЫМИ ВЫРАБОТКАМИ. Савосин М. Н. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 77—89

По результатам сопоставления разведочных данных с данными эксплуатационного опробования очистного пространства оцениваются точность (погрешность) определения мощности рудного тела, содержания и запасов металла по эксплуатационным блокам размером 40—50×50—60 м, имеющим различную степень разведанности. Оценка погрешностей проведена по результатам анализа обширного фактического материала, собранного по многим жилым месторождениям золота.

Для месторождений различных (по изменчивости оруденения) групп рассмотрены и оценены следующие возможные варианты разведки: блок разведен (окоптурен) подземными горными выработками с одной, двух, трех и четырех сторон.

Установлено, что мощность, содержание и запасы металла по эксплуатационному блоку при разведке горными выработками определяются со значительными погрешностями. Причем при окоптуривании блока горными выработками с двух, трех и четырех сторон мощность, содержание и запасы определяются практически с одинаковой точностью.

Высказываются и обосновываются предложения по совершенствованию методов разведки жилых месторождений.

Таблиц 8, иллюстраций 4, библиография 8 названий.

УДК 552.5 : 553.29 : 553.43(574.3)

ПЕРСПЕКТИВЫ МЕДЕНОСНОСТИ ТЕНГИЗ-САРЫСУЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН). Богданов Ю. В., Феоктистов В. П. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 90—103

В Джезказганском районе, в северной части Джезказган-Сарысуйской подзоны, выделяются две полосы меденосности — таскудукская и джезказганская, протягивающиеся в юго-западном направлении субпараллельно выступам докембрийских и нижнепалеозойских пород, слагающих предполагаемые области размыва. Джезказганская меденосная полоса более удалена от предполагаемых областей размыва и находится в 30—40 км к юго-востоку от таскудукской. Меденосные полосы сложены пестроцветными алевроит-песчаными лагунно-дельтовыми отложениями, замещающимися по мере приближения к областям размыва красноцветными алевроит-песчаными аллювиально-дельтовыми отложениями, а в противоположном направлении — красноцветными, частично пестроцветными, отложениями зоны развития баров, кос и пересыпей. Вся территория Джезказганского района разделена на участки различной степени перспективности.

В пределах южного борта Тенгизской впадины отложения владимировской свиты — возрастного аналога джезказганской свиты — расчленяются на те же литолого-фациальные комплексы, что и в Джезказганском районе джезказганская свита. Выделены участки различной перспективности.

Иллюстраций 6, библиография 11 названий.

УДК 551.734 : 553.98(234.853+470.52)

БИТУМИНОЗНОСТЬ ПОРОД СЕМИЛУКСКОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ. Жузе Н. Г. «Советская геология», 1971, № 3. Стр. 104—112

Изложены результаты геолого-геохимического изучения карбонатных и глинисто-карбонатных пород семилукского горизонта франского яруса западного склона Южного Урала и прилегающих платформенных районов Башкирского Предуралья. Приведена детальная сравнительная геохимическая характеристика различных литологических разновидностей пород семилукского горизонта с точки зрения их литолого-фациальных особенностей, состава и характера распределения органического вещества, заключенного в этих породах, а также состава и характера распределения битуминозного органического вещества. Проводится геохимическое сопоставление битумов и нефтей семилукского горизонта.

Сделан вывод о том, что нефтепроизводящими в пределах семилукского горизонта являются глинисто-карбонатные породы доманикового типа, характеризующиеся высоким содержанием рассеянного органического вещества и сингенетичного битума нефтяного типа, а также активным перераспределением битума в пределах слоя и свиты. Карбонатные породы обычного типа фактически не участвуют в процессах нефтеобразования.

Автор считает, что процессы нефтеобразования в породах семилукского горизонта протекали в платформенных районах в более широких масштабах, чем на западном склоне Южного Урала.

Таблица 1, библиография 3 названия.

CONTENTS

Socialist obligations of working people of enterprises and organizations of the Ministry of Geology of the USSR for overfulfilment of the I quarter of 1971 tasks in honour of the XXIV congress of the CPSU	3
<i>L. I. Salop, L. V. Travin</i>	
Archean stratigraphy in the central part of the Aldan shield	5
<i>V. R. Kler, V. F. Nenakhova</i>	
Geological resources of burnable bone in the USSR	20
<i>V. V. Liakhovich</i>	
Some tasks of modern study of igneous rocks	29
<i>Y. M. Nekrasov</i>	
On factors favouring formation of lead-and-zinc fissure type deposits	41
<i>N. B. Valltov</i>	
Regional regularities of qualitative changes of the Tatar oil reserves	53
<i>V. A. Bush, L. G. Kiriukhin</i>	
On Upper Paleozoic subsequent effusions position in the structure of Central Europe	66
<i>M. N. Savosin</i>	
On accuracy of determination of thickness, content and quantity of metal reserves in exploitation block explored by mining workings	77
<i>Y. V. Bogdanov, V. P. Feoktistov</i>	
Prospects for copper of the Tenghiz-Sarysu structural-formation zone (Central Kazakhstan)	90
<i>N. G. Zshuze</i>	
Bituminization of Semiluki horizon rocks at the western slope of South Urals and in Bashkir Fore-Urals	104
BRIEF REPORTS	
<i>V. A. Kotyk</i>	
On the border line between Lower and Middle Devonian of the Volyno-Podolia	113
<i>V. A. Vakhramejev, A. A. Grighialis, I. A. Mikhailov</i>	
The finding of middle Jurassic flora in Papiłskaja suite in the south of Baltic regions	120
<i>D. A. Kirikov, B. M. Mikhailov</i>	
Geological prerequisites for search for bauxites in the East of the USSR	123
<i>B. A. Markovskiy, Y. L. Rosinova</i>	
Experience of application of thermography when studying alteration early geosyncline volcanics	127

V. P. Kolchanov, V. V. Kulakov, K. Y. Mikhailov, B. R. Pashkov

New data on stratigraphy of Pre-Cambrian and Paleozoic formations of the northern foothills of West Hindu-Kush	130
--	-----

I. M. Soboleva, S. V. Pettikhin

On composition of mine waters in the Donbas with regard for hydrogeological exploitation conditions	137
---	-----

V. A. Demidov, K. M. Mirzajev

The latest disjunctive violations in central regions of the Russian platform and their influence on formation of hydrocarbon deposits	143
---	-----

L. N. Kotliarevsky

The role of titanium in intensity of magnetization of igneous rocks	146
---	-----

SCIENTIFIC CHRONICLE

M. V. Chebotariov, G. R. Kirpal

Prospects of search for bauxites (results of the All-Union conference on geology of bauxites)	150
---	-----

EDITORIAL BOARD

G. I. Gorbunov (editor-in-chief), N. P. Laviorov (assistant editor-in-chief), V. V. Belousov, A. A. Bogdanov, N. I. Bujalov, V. A. Vakhramejev, A. A. Geodekian, A. N. Yeremejev, A. I. Zshamoida, G. A. Izraileva (assistant editor-in-chief), Y. V. Karus, N. V. Nevolin, A. V. Peive, N. V. Rogovskaja, I. S. Rozshkov, A. V. Tyzshnov, M. A. Favorskaja, N. I. Khitarov, N. A. Khrushchiov, A. L. Yanshin, V. A. Yarmolluk