

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

10 • 1979

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

10 • 1979

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. П. Лаверов

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



МОСКВА • НЕДРА

© Издательство «Недра»
«Советская геология» 1979

Содержание

265	В. Е. Хаин, А. Б. Ронов, А. Н. Балуховский	ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ	
✓ 538	Неогеновые литологические формации континентов	90-летие академика Дмитрия Василье- вича Наливкина	99
313	Каганович С. Я.	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
324	Фактор времени в экономике мине- рального сырья и геологоразведочных работ	Невская Н. М., Лебедева Г. В., Лебедев Б. А., Чуманов Е. И., Канев В. А.	338
40	Кабалов В. К.	Влияние эпигенетических изменений пород на режим глубокозалегающих водоносных комплексов в Тимано- Печорской нефтегазоносной провин- ции	100
118	Условия формирования угленосных отложений Урала	Казаринов В. В.	259
287	Безносков Н. В., Ефимова Н. А.	Изменения органического вещества палеозойских отложений Тунгусской синеклизы под влиянием траппов	105
502	Стратиграфия триаса Северо-Запад- ного Кавказа	Островский М. И.	369
	Клюев Н. К.	Структура и формирование фунда- мента западного обрамления Восточ- но-Европейской платформы	112
	Методика изучения глубинного строе- ния верхней части земной коры	Германов А. И., Юсупова И. Ф., Борзенков И. А.	400
	Богоявленская О. В.	Современная сульфидная минерализа- ция в парагенезе с сероводородными водами	118
	К характеристике эйфельских отложе- ний западной бокситоносной полосы восточного склона Среднего Урала	ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ	
	Патык-Кара Н. Г.	Ломако П. М.	363
	Методика количественного прогноза россыпных месторождений олова	Всесоюзное совещание «Карст карбо- натных и галогенных отложений»	121
	Антропов П. Я., Габриэляни Г. А., Жабров И. П., Колобашкин В. М., Попов А. И., Попов Е. А., Проценко Е. Д.	КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ	
	Использование методов лазерного га- зоанализа для решения ряда геоло- гических и промысловых задач	Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В.	262
		О книге «Прогнозная оценка рудо- носности вулканогенных формаций»	123

Художественный редактор Л. Э. Немировский
Технические редакторы Л. Н. Шиманова, А. Г. Иванова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.08.79. Подписано в печать 20.09.79. Т-17227. Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая.
Усл. п. л. 11,2. Уч.-изд. л. 12,64. Тираж 3640 экз. Заказ 515

Адрес редакции: 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, д. 4/6.
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

УДК 551.782 : 551.263(21)

В. Е. ХАИН (МГУ), А. Б. РОНОВ,
А. Н. БАЛУХОВСКИЙ (ГЕОХИ АН СССР)

Неогеновые литологические формации континентов

Данной статьей заканчивается серия работ [23—31, 37], посвященных фанерозойским литологическим формациям континентов. В ней проведен анализ распределения и количественных соотношений основных групп литологических формаций миоцена и плиоцена. Осадочные формации неогена современных океанов, окраинных и внутренних морей будут рассмотрены в отдельной статье.

Отложения неогеновой системы занимают несколько меньшую площадь, чем палеогеновые. Среди них чрезвычайно широко развиты континентальные образования. Это обусловлено общим увеличением площади суши, что позволяет выделить неогеновый период и в особенности его верхний отдел — плиоцен в качестве экстремального геократического этапа истории Земли.

Широкое распространение континентальных, а также лагунных отложений, заключающих эндемичную фауну, создает немалые трудности при определении границ неогеновой системы и ее отделов во многих регионах мира. В настоящее время стратиграфия рассматриваемой системы находится в стадии интенсивной разработки в связи с большим объемом новых данных, полученных при бурении дна океанов и морей, а также в результате расширения геологических, палеонтологических, радиометрических и палеомагнитных исследований. Для морских отложений тропического и субтропического поясов создана зональная шкала неогена, основанная на материалах о распространении остатков планктонных фораминифер и нанопланктона [11, 12, 13, 45, 60, 63]. Она применяется сейчас в глобальном масштабе. К ней обычно привязываются все региональные шкалы морских отложений высокоширотных областей, построенные по кремнистым организмам [13] и моллюскам [6, 7], различные региональные схемы расчленения морских и континентальных образований, выработанные с привлечением бентосных фораминифер, остракод и моллюсков — для морских отложений и остатков фауны позвоночных, малакофауны, палинологического анализа, радиометрических и палеомагнитных исследований — для континентальных. При построении карт мы в полной мере использовали все эти данные, а также такие общегеологические критерии, как изменение литологического состава и цвета пород, наличие несогласия и другие признаки, которые необходимо учитывать при проведении границ отделов неогена в толщах, слабо охарактеризованных палеонтологически.

Нижняя граница неогена в наших построениях достаточно близко совпадает с ее положением, принятым при составлении Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [1, 2, 19, 39]. Небольшие изменения коснулись лишь Башкирского Предуралья, где эта граница перемещена вниз под тюльганскую свиту [40], и Дальнего Востока (Камчатка, Сахалин, Курильские острова), где она передвинута вверх под утхолокско-вивентекский уровень [7]. В настоящее время указанная граница сместилась еще выше, в основание кулувенской свиты Камчатки и ее аналогов в соседних регионах Дальнего Востока.

Принятый уровень границы олигоцена и миоцена близок по своему положению к нижней границе неогена, утвержденной VI конгрессом Регионального комитета по стратиграфии неогена Средиземноморья [36], поэтому в морских отложениях Тетиса и за его пределами гра-

нича неогеновой системы проводилась соответственно в основании аквитанского яруса — в подошве микрофаунистической зоны № 4 В. Блоу [11—13, 39]. Более кардинальные изменения коснулись позиции нижней и верхней границ плиоцена. Нижняя граница плиоцена смещена вверх по сравнению с принятым ее положением в СССР, а именно от подошвы понта в его кровлю. Таким образом, отложения понтического яруса и их аналоги за пределами СССР включены в состав миоцена, что увеличило его абсолютную длительность и биостратиграфический объем. Верхняя же граница плиоцена, наоборот, опущена стратиграфически ниже; она проводится в основании апшеронского яруса Каспийского бассейна и его аналогов — калабрия Средиземноморья и эквивалентов последнего на других континентах. Эти границы плиоцена в настоящее время приняты за основу при расчленении кайнозоя как дна океанов при глубоководном бурении [13, 44, 55], так и морских и континентальных отложений материков [36]. По разным причинам, но преимущественно вследствие недостаточной биостратиграфической изученности, границы плиоцена не удалось провести повсеместно на одном уровне. Отложения миоцена и четвертичной системы оказались, видимо, частично включенными в состав плиоцена, что могло вызвать незначительное завышение общего объема образований плиоцена континентов.

По радиометрическим данным, использованным при расчленении толщ наземных вулканитов и туфов или при определении возраста их прослоев в континентальных и морских осадках, нижняя граница миоцена принималась на уровне 25 млн. лет, плиоцена — на уровне 6 млн. лет, а граница плиоцен — четвертичный период — 1,8 млн. лет, т. е. с некоторыми изменениями в основном по В. Берггрёну и Ж. Ванковерингу [4, 44, 55]. Последние публикации свидетельствуют о том, что эти границы проводятся соответственно на уровнях 24—23 и 1,8 млн. лет [21].

Неогеновый период — основной этап формирования современной глобальной структуры и рельефа Земли. В процессе общего поднятия континентального блока могут быть выделены две стадии: ранняя и поздняя. Ранняя стадия (олигоцен — ранний миоцен) характеризуется еще низким темпом поднятий и погружений, накоплением главным образом мелкообломочных морских моласс. Поздняя, начавшаяся в конце среднего миоцена, проявилась в усилении поднятия горных систем (в воздымание вовлекаются, помимо горных хребтов Евразии, Кордильеры Северной и Южной Америки, Камчатка, Сахалин, Япония и др.). С таким ускорением поднятий связано образование многочисленных внутригорных впадин. Основная роль в осадконакоплении принадлежит уже континентальным грубообломочным молассам межгорных и предгорных прогибов, мелкообломочным озерным и угленосным молассовым формациям.

В течение неогена развивались рифтовые системы — Аравийско-Африканская, Байкальская, Трансмексиканская и Рио-Гранде в зонах эпиплатформенного орогенеза, возникла своеобразная система грабен и горстов провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах Северной Америки, грабен Сантьяго в Чили и др. Общее поднятие континентов сопровождалось наклоном поверхности их краевых зон в сторону океанов и заметным сужением шельфов (особенно у материков Гондваны), что явилось одной из причин широкой экспансии крупных речных дельт за пределы континентального блока (Амазонка, Нигер, Инд, Ганг, Миссисипи и др.) и возникновения благоприятных условий для генерации мутьевых потоков. В начале неогена древний океан Тетис окончательно распался на две системы внутренних морей — Паратетис на севере и собственно Тетис (Средиземноморье) на юге, от которого отделился (в конце среднего миоцена) Месопотамский бассейн. Прекратилась связь Паратетиса с Североморским бассейном.

Бурный рост горных систем (свыше 6 км в Гималаях) сопровождался неоднократным складко- и шарьяжеобразованием, мощным наземным рифтовым и орогенным вулканизмом. В неогене существенно прогрессировало похолодание. Оледенение, возникшее в Антарктиде еще в позднем олигоцене, к позднему миоцену превратилось в покровное щитовое, что подтверждается наличием широкого шлейфа гляциально-морских отложений, обрамляющих континент.

Близ рубежа олигоцен и миоцена проявились тектонические движения савской фазы тектогенеза. Они выразились в несогласном или трансгрессивном залегании базальных слоев миоцена на более древних образованиях в краевых частях осадочных бассейнов. В осевых зонах миоценовые отложения обычно согласно залегают на олигоценых. В дальнейшем в течение неогена тектонические движения отличались большой интенсивностью, сопровождалась неоднократной сменой знака и миграцией зон прогибания. В целом трансгрессии неогеновых морей и накопление осадков этого возраста протекали в исключительно сложной, быстро меняющейся тектонической и палеогеографической обстановке, обусловившей образование широкого спектра литологических формаций, их пестрый фациальный состав.

Литологические формации миоцена (рис. 1, 2, табл. 1)

В миоцене общая площадь седиментации несколько расширилась по сравнению с олигоценом (28% против 23%), в основном за счет разрастания площадей накопления континентальных отложений. Площадь же распространения морских осадков увеличилась незначительно (N_1 10%, P_3 9%), отражая эффект трансгрессий раннего — первой половины среднего миоцена, локальных и кратковременных ингрессий второй половины среднего — позднего миоцена.

Трансгрессии и особенности морских миоценовых формаций. Миоценовые трансгрессии протекали в условиях нарастания темпов поднятий континентального блока, что не могло не отразиться на их масштабах (весьма небольших) и формах (краевых и ингрессивных) развития, а также на их относительной геологической кратковременности и даже эфемерности. И все же на таком фоне выделялся небольшой интервал времени (ранний, или «старый» бурдигал), когда в разных тектонических зонах — на платформах (особенно по краям гондванских) и в прогибах (орогенных — Средиземноморский пояс, Тихоокеанское кольцо и геосинклинальных — Карибский бассейн и др. — зон) наблюдалось синхронное расширение морских бассейнов. После этого, если не принимать во внимание опресненные и некоторые краевые бассейны, трансгрессии локализовались в прогибах орогенных областей, т. е. в зонах наиболее устойчивых погружений. Однако максимумы подобных трансгрессий были не одновременными и приурочивались к средней или к последней трети бурдигальского («старый гельвет» Средиземноморья, оттангий и коцахур Паратетиса) века (Средиземноморский пояс и отчасти его платформенное обрамление), либо к среднему или даже позднему миоцену (межгорные и передовые прогибы Северных Анд и др.).

Расширение миоценовых морских бассейнов отмечалось и в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца — от Камчатки до Индонезии. Но трансгрессия здесь протекала дифференцированно. В Индонезии (Суматра и Ява) она служила продолжением эоценовой, а на

Филиппинах, Тайване, в Японии, на Сахалине и Камчатке — олигоценовой. В области миоценовой складчатости и поднятий (Филиппины, Сулавеси, дуги Банда) в среднем миоцене наблюдается регрессия, которая в других регионах земного шара (Суматра и Ява) выразилась в появлении обломочных пород в общем карбонатном разрезе [64]. Затем

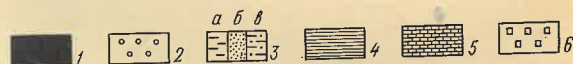


Рис. 1. Карта распространения миоценовых литологических формаций континентов

1 — области размыва; формации: 2 — континентальные обломочные, 3 — морские обломочные (а — глинистая, б — песчаная, в — песчано-глинистая), 4 — морские карбонатно-обломочные, 5 — морские карбонатные, 6 — лагунные соленосные и гипсоносные (эвапоритовые), 7 — угленосные песча-

новь произошли погружения и трансгрессия в позднем миоцене. На севере (Камчатка, Сахалин, Япония) максимум миоценовой трансгрессии наблюдается в среднем миоцене, причем в Японии она развивалась преимущественно со стороны Япономорской впадины, а широкая регрессия приходится на поздний миоцен. В Индонезии и на Филиппинах регрессия наступила только в плиоцене, а трансгрессии имели место в Новой Каледонии и Новой Зеландии, но уже в плиоцене.

Из позднемиоценовых трансгрессий заслуживают внимания широкая мелководная трансгрессия с мощностью накопленных осадков всего до 20 м — слои с *Ostrea patagonica* и *O. parassitica* в долине р. Параны

(ранее они относились к низам плиоцена), трансгрессия в Северной Австралии [58], пульсирующие расширения и сокращения внутренних изолированных или полуизолированных бассейнов Паратетиса. Но уже с конца среднего миоцена наблюдаются широкая регрессия и непрерывное нарастание поднятий в целом на континентах. Этот процесс, на-



но-глинистые, 8 — кремнистые морские и континентальные, 9 — подводно-вулканогенные, 10 — трапповые и рифтовые, 11 — наземно-вулканогенные, преимущественно: а — базальтовые, б — андезит-риолитовые; 12 — границы платформ, орогенных и геосинклинальных областей, 13 — орогенные области

чавшийся еще во второй половине раннего миоцена на платформах, к концу среднего миоцена и особенно в позднем миоцене распространился и на ряд прогибов орогенных зон. Характер замещения морских отложений континентальными, содержащими пачки морских осадков, свидетельствует о возвратных инвазиях моря, указывая скорее на перекompенсацию прогибания осадконакоплением, чем на снижение темпа прогибания (Камчатка, Сахалин, Тайвань и др.). Регрессия способствовала также миграции крупнейших речных дельт к краям и за пределы материков, что, очевидно, и явилось причиной возрастания скорости накопления осадков в океанах, начиная со среднего миоцена [51].

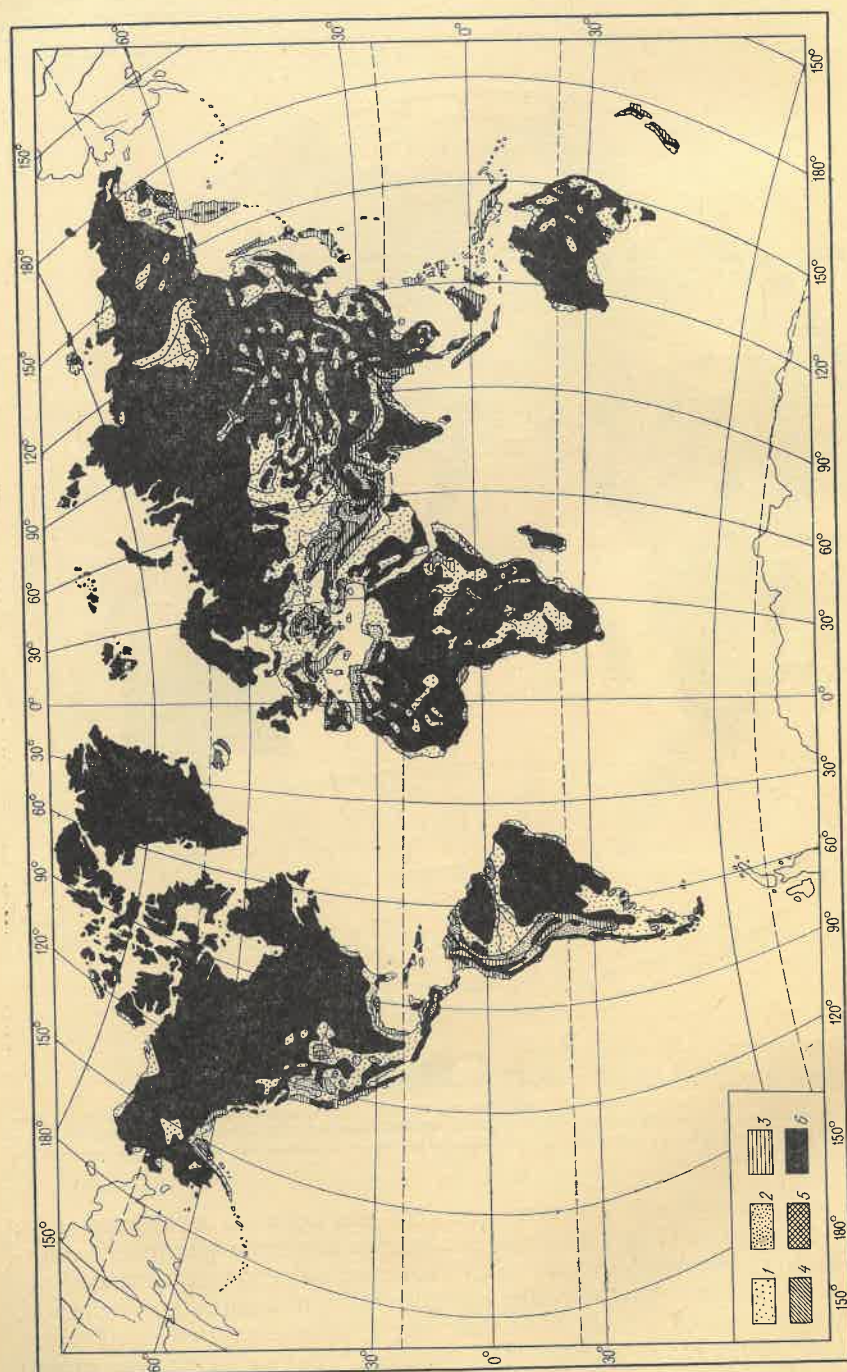


Рис. 2. Карта мощностей миоцена
1—5 — мощности, м: 1 — от 0 до 500, 2 — от 500 до 1000, 3 — от 1000 до 3000, 4 — от 3000 до 5000, 5 — более 5000; 6 — области преимущественной денудации

Обращает на себя внимание также факт почти полного отсутствия морских отложений на современном восточном побережье Азии к югу от Пенжинской губы до Малайского полуострова и на севере Евразии, где суша, судя по отсутствию морских неогеновых отложений к востоку от о-ва Шпицберген, простиралась вплоть до континентального склона глубоководных котловин Северного Ледовитого океана. Обширной была суша и в арктической части Северной Америки. С учетом этих площадей общая площадь суши в неогене (впоследствии покрытой морем четвертичной трансгрессии) превышала современную, несмотря на существование краевых и внутренних морских бассейнов в Средиземноморском поясе и других регионах.

Расширение площадей развития осадков в течение миоцена на гондванских платформах происходило в первую очередь за счет континентальных (например, Африка) и в меньшей мере морских отложений (Австралия N_1^{1-2}), что является отличительной чертой для всего позднего кайнозоя. Вследствие этого на лавразийских платформах площади накопления несколько уменьшились. Суммарный же объем платформенных отложений миоцена в целом превышает объем олигоценовых (N_1 3,7 и P_3 2,8 млн. $км^3$), средний размер погружения также несколько возрастает (N_1 181 и P_3 161 м), но средняя скорость погружения снижается (N_1 9 и P_3 15 м/млн. лет).

Более значительное изменение количественных параметров осадконакопления произошло в эпиплатформенных орогенных поясах. Если в олигоцене объем накопленных отложений, средний размер и средняя скорость погружения в областях эпиплатформенного орогенеза были даже ниже, чем на платформах, то в миоцене наблюдается резкое увеличение их значений (N_1 1,4 и P_3 0,23 млн. $км^3$; N_1 373 и P_3 95 м; N_1 20 и P_3 9 м/млн. лет).

Площадь геосинклиналей в миоцене сократилась почти в 2 раза (N_1 3,0 против 5,8 млн. $км^2$ в P_3), в основном из-за вовлечения в орогенез Средиземноморского геосинклинального пояса. Тем не менее общий объем геосинклинальных отложений (N_1 2,8 против 2,7 млн. $км^3$ в P_3) и особенно средний размер (N_1 1255 против 670 м в P_3) и средняя скорость погружения (N_1 66 против 61 м/млн. лет в P_3) заметно возрастают, что связано с усилением (за счет роста поднятий) притока обломочного материала, превысившего истинную скорость погружения.

При относительно небольшом увеличении площади эпигеосинклинальных орогенов (N_1 21,1 против 18,1 млн. $км^2$ в P_3) объем миоценовых отложений в их пределах оказался почти в 3 раза больше объема осадков олигоцена (N_1 10,6 против 3,8 млн. $км^3$ в P_3), очевидно по той же причине. Возрос и средний размер, но сохранилась на том же уровне средняя скорость погружений (51 м/млн. лет), т. е. общий объем отложений и средний размер погружения по отношению к таковым в олигоцене пропорциональны длительности соответствующих эпох.

Краткая характеристика литологических формаций миоцена. Распространенность морских карбонатных формаций сохранилась почти на том же низком уровне, что и в предыдущую эпоху (N_1 5,4%, P_3 4,6% от общего объема отложений). Накопление их происходило в тех же тектонических зонах [31]. Эти формации близки по составу к олигоценовым и часто служат продолжением их в вертикальном разрезе. Таковы, например, карбонатные формации олигоцена — нижнего миоцена на Ближнем и Среднем Востоке (известняки джерибе, асмари, ефрат, кум и др.), с которыми здесь связаны месторождения нефти и газа (Киркук и др.). Наиболее благоприятными для накопления карбонатных формаций по-прежнему были неритовые области открытых морских бассейнов с относительно слабым погруже-

Площади, объемы и распространенность литологических формаций материков в мио

Материки	Платформы, геосинклинали, орогенные пояса	Площади, тыс. км ²		Площадь областей накопления, % от общей площади	Площадь, покрытая морем, % от общей площади	Погрешность измерения площадей, %	Общий объем отложений, тыс. км ³	Средний размер погружения, м
		области размыта	области накопления					
Евразия	Платформы	20 503	7 473	27	10		1 289	172
	Эпи платформенные орогенные пояса	9 641	3 246	25	0,5		1 181	364
	Геосинклинали	504	1 337	73	72		1 876	1403
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	4 398	5 444	55	30		6 605	1213
	Сумма или среднее по Евразии	35 046	17 500	33	14	—1,6	10 951	626
Северная Америка	Платформа	14 497	1 081	7	5		453	419
	Эпи платформенные орогенные пояса	547	541	50	0		233	431
	Геосинклинали	49	155	76	76		107	690
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	4 534	2 417	35	7		1 376	569
	Сумма или среднее по Северной Америке	19 627	4 194	18	6	—1,7	2 169	517
Южная Америка	Платформа	10 155	3 719	27	6		482	130
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	1 320	2 948	69	15		2 607	884
	Сумма или среднее по Южной Америке	11 475	6 667	37	8	—0,8	3 089	463
Африка	Платформа	23 008	6 505	22	3		1 187	183
	Геосинклинали	32	133	81	81		97	746
	Сумма или среднее по Африке	23 040	6 638	22	3	—2,1	1 284	194
Австралия ¹	Платформа	6 189	1 553	20	11		262	169
	Геосинклинали	189	642	77	76		766	1197
	Сумма или среднее по Австралии	6 378	2 195	23	17	—2,5	1 028	468
Суммарные данные по материкам	Платформы	74 726	20 331	21	7		3 673	181
	Эпи платформенные орогенные пояса	10 188	3 787	27	0,4		1 414	373
	Геосинклинали	774	2 267	74	73		2 846	1255
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	10 252	10 809	51	19		10 588	979
	Сумма или среднее по материкам	95 940	37 194	28	10	—1,7	18 521	498

¹ Включая Новую Гвинею и Новую Зеландию. ² Из них 7,0% по площади и 14,6% по объему приходится на морскую молассу. ³ Угленосная моласса. ⁴ Континентальная моласса. ⁵ Из них 12,2% по площади и 23,0% по объему приходится на морскую молассу. ⁶ Из них 1,9% по площади и 6,4% по объему приходится на угленосную молассу. ⁷ Из них 0,9% по площади и 4,0% по объему составляет морская (паралическая) угленосная формация. ⁸ Из них 15,4% по площади и 24,8% по объему — морские молассы. ⁹ Из них 1,0% по площади и 0,7% по объему — морская паралическая формация. ¹⁰ Из них 1,4% по площади и 1,8% по объему — морская паралическая формация.

Таблица 1

цене

Средняя скорость погружения, м за 10 ⁶ лет	Распространенность литологических формаций, % от площади областей накопления (I) и общего объема отложений (II)											
	Морские карбонатные формации		Морские карбонатно-обломочные формации		Морские песчано-глинистые формации		Молассы		Лагунная соленосная и гипсоносная (эвапоритовая) формация		Угленосная песчано-глинистая формация	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
9	3,1	8,8	25,7	30,1	6,0	10,4	—	—	1,3	2,6	7,2 ⁷	6,4 ⁷
19	—	—	—	—	0,9	0,1	74,9	90,2	0,9	3,1	13,9	5,2
74	9,5	4,2	9,3	11,3	64,1	70,1	—	—	—	—	8,9	5,7
64	5,3	6,6	15,1	11,2	12,7	12,1	47,5 ⁸	54,8 ⁸	4,2	5,0	3,6 ⁹	0,9 ⁹
33	3,7	5,8	16,4	12,2	11,6	20,5	28,7 ¹¹	42,8 ¹¹	2,0	3,7	7,4 ¹⁰	2,8 ¹⁰
22	8,8	3,8	10,1	2,0	52,3	89,1	8,0 ⁴	0,7 ⁴	—	—	14,9	0,9
23	—	—	—	—	—	—	18,4 ⁴	24,8 ⁴	—	—	11,3	0,6
36	27,9	8,4	47,1	53,9	25,0	37,7	—	—	—	—	—	—
30	0,3	0,5	5,8	9,8	1,4	0,6	34,3 ⁵	45,8 ⁵	—	—	3,3 ³	10,0 ³
27	3,5	1,5	7,7	9,2	15,2	20,9	24,2 ²	31,9 ²	—	—	7,2 ⁶	6,6 ⁶
7	—	—	5,4	2,4	17,0	35,8	—	—	0,1	0,3	—	—
46	1,1	1,0	—	—	20,7	26,8	57,0 ⁴	63,2 ⁴	—	—	3,6 ³	5,2 ³
24	0,5	0,9	3,0	0,4	18,6	28,2	25,2 ⁴	53,3 ⁴	0,1	0,04	1,6 ³	4,4 ³
10	0,9	0,7	8,9	8,2	1,9	6,5	—	—	0,1	0,02	1,1	9,7
39	9,9	13,2	87,5	85,1	1,1	0,7	—	—	1,5	1,0	—	—
10	1,1	1,7	10,4	14,0	1,9	6,0	—	—	0,1	0,1	1,1	8,9
9	55,9	86,5	5,1	3,5	1,1	3,4	—	—	—	—	—	—
63	10,5	7,1	21,4	21,2	54,9	53,6	—	—	—	—	—	—
25	42,6	27,4	9,9	16,6	16,8	40,8	—	—	—	—	—	—
9	6,1	10,1	14,3	14,0	8,8	21,6	0,4	0,1	0,5	1,0	3,8 ¹⁴	5,5 ¹⁴
20	—	—	—	—	0,8	0,1	66,8	79,4	0,8	2,6	13,5	4,5
66	11,1	5,5	19,9	18,0	55,1	62,1	—	—	0,1	0,03	5,2	3,8
51	3,0	4,5	8,9	8,2	12,4	14,2	47,2 ¹⁵	55,7 ¹⁵	2,1	3,1	3,5 ¹⁶	3,1 ¹⁶
26	5,0	5,4	11,5	10,2	11,8	22,0	20,8 ¹³	37,9 ¹³	1,0	2,2	4,8 ¹²	3,8 ¹²

мация. ¹¹ Из них 4,8% по площади и 15,0% по объему — морская моласса. ¹² Из них 0,6% по площади и 1,1% по объему — морская паралическая формация. ¹³ Из них 3,1% по площади и 10,6% по объему — морская моласса. ¹⁴ Из них 0,3% по площади и 1,4% по объему — паралическая формация. ¹⁵ Из них 10,5% по площади и 18,5% по объему — морская моласса. ¹⁶ Из них 0,5 и 1,7% по площади, 0,4 и 2,6% по объему — морская паралическая формация и угленосная моласса (соответственно).

Продолжение табл. 1

Материки	Платформы, геосинклинали, орогенные пояса	Распространенность литологических формаций, % от площади областей накопления (I) и общего объема отложений (II)							
		Континентальные песчаноглинистые формации		Кремнистые формации		Подводно-вулканные формации		Наземно-вулканные формации	
		I	II	I	II	I	II	I	II
Евразия	Платформы	53,1	33,0	0,5	0,4	—	—	3,1	3,3
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	1,2	0,3	—	—	8,2	1,1
	Геосинклинали	—	—	—	—	6,8	8,0	1,4	0,7
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	4,3	5,2	0,4	0,2	—	—	6,9	4,0
	Сумма или среднее по Евразии	24,0	7,6	0,6	0,2	0,5	1,4	5,1	3,0
Северная Америка	Платформа	—	—	—	—	—	—	5,9	3,5
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	—	—	—	—	70,3	74,6
	Геосинклинали	—	—	—	—	—	—	—	—
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	—	—	1,0	1,5	—	—	53,9	31,8
	Сумма или среднее по Северной Америке	—	—	0,6	1,0	—	—	41,6	28,9
Южная Америка	Платформа	76,9	61,1	—	—	—	—	0,6	0,4
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	—	—	—	—	—	—	17,6	3,8
	Сумма или среднее по Южной Америке	42,9	9,5	—	—	—	—	8,1	3,3
Африка	Платформа	73,2	20,7	—	—	—	—	13,9	54,2
	Геосинклинали	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сумма или среднее по Африке	71,8	19,2	—	—	—	—	13,6	50,1
Австралия ¹	Платформа	25,9	3,1	—	—	—	—	12,0	3,5
	Геосинклинали	2,2	0,4	—	—	11,0	17,7	—	—
	Сумма или среднее по Австралии	19,0	1,1	—	—	3,2	13,2	8,5	0,9
Суммарные данные по материкам	Платформы	58,9	28,2	0,2	0,1	—	—	7,0	19,4
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	1,1	0,2	—	—	17,0	13,2
	Геосинклинали	0,6	0,1	—	—	7,2	10,0	0,8	0,5
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	2,2	3,3	0,4	0,3	—	—	20,3	7,6
	Сумма или среднее по материкам	32,9	7,5	0,3	0,2	0,4	1,6	11,5	9,2

нием и незначительным привносом терригенного материала (аридная зона).

Основным компонентом формаций данного типа являлись органично-обломочные известняки, среди них заметную роль в миоцене играли известняки-ракушечники (бурдигальские пектеновые известняки Восточной Африки, ракушечники сармата и понта юга СССР). Интересно, что данный тип карбонатов встречается даже в мощных терригенных толщах миоцена Камчатки и Алеутских островов. Другой и преобладающей разностью были органично-обломочные известняки с кораллами, литотамниевыми и строматолитовыми (багряными и синезелеными) водорослями, часто образующими самостоятельные рифовые

постройки, лепидоциклинами, миогипсинами, оперкулинами, мшанками и другой фауной, явно тяготеющие к бассейнам тропической зоны. Коралловые рифы барьерного типа в миоценовых отложениях континентального блока редки (Левант) при заметном распространении биостром, но были широко развиты в Индонезии и островных дугах западной и юго-западной частей Тихого океана. В латеральном и вертикальном направлениях карбонатные формации чаще всего граничат с карбонатно-обломочными, реже с лагунными гипсоносными формациями (Куба, Ливия).

На платформах — в Австралии (впадины Юкла, Марри и др.), на Аравийском полуострове, Юкатане и во Флориде (здесь с карбонатной формацией связаны фосфориты с высокими концентрациями урана) мощности отложений изменяются в широких пределах, но обычно не превышают 500 м. В геосинклиналях, где в их составе встречаются формации пелагических фораминиферовых известняков, мощность осадков превышает 1500 м (Индонезия, Пуэрто-Рико).

Морские карбонатно-обломочные формации распространены в миоцене значительно шире, чем в олигоцене (N_1 10,2% против 3,8% от общего объема отложений в P_3). Для них характерны большое разнообразие слагающих компонентов и быстрая изменчивость фациального состава как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. В северном полушарии они развиты преимущественно на юге Туранской плиты и незначительно — на севере Флориды. Рассматриваемые формации представлены органично-обломочными известняками, песками, песчаниками, реже глинами и мергелями. Шире они были распространены на гондванских платформах, особенно вдоль окраин Африки, где достигают максимального разнообразия. В составе формаций присутствуют литоральные и шельфовые глины, пески и известняки с гетеростегинами, замещающиеся в глубь континента красноцветами «Continental Terminal» в Сенегале; глины, мергелистые известняки и пески с прослоями лигнитов, сменяющиеся пестроцветными отложениями (железистые песчаники, конгломераты, латериты) гумидной континентальной формации экваториальной зоны, а в сторону океана — глубоководной формацией зелено-черных пластичных глин с бентосными и планктонными фораминиферами серравалия (Берег Слоновой Кости).

Узкую полосу шельфа образует также и близкая по составу карбонатно-обломочная формация в дельте р. Нигера, развитая между дельтовыми песками с лигнитами «Sables Supérieurs» и глубоководной (внешний шельф и континентальный склон) бурдигальской формацией черных глин Суэлаба [42]. Южнее, в Анголе (провинции Кабинда, Кванза, Бенгуэла, Моссамедиш) сходную позицию имеют формации раннебурдигальского времени, состоящие из глин и песков с прослоями известняков, мергелей, водорослевых известняков и конгломератов, но их глубоководный эквивалент сложен склоновыми фораминиферовыми мергелями.

В Северной Африке (Ливия и Египет) формации этой группы в латеральном ряду занимают промежуточное положение между карбонатными гипсоносными и континентальными песчаными. Сходные соотношения наблюдаются в восточной части Рога Африки и на побережье Сомали. Но здесь отложения миоцена составляют единую толщу с олигоценовыми и вверх по разрезу замещаются песчаными морскими и континентальными осадками, отражающими регрессию второй половины миоцена.

Весьма разнообразны платформенные карбонатно-обломочные формации Ближнего Востока (Сирия, Кипр). В их нижней части пре-

обладают различные известняки — мелоподобные, глинистые, песчанистые, массивные водорослевые, мергели, глины, песчаники, конгломераты, изредка встречаются покровы базальтов. Верхняя часть формации представлена трансгрессивным песчано-глинисто-мергельным «гельветом» и регрессивным, но аналогичным по составу комплексом тортона [11].

Пестрые по составу формации данной группы известны в Южной Америке (к югу от г. Аракажу), в Западной Австралии во впадине Карнарвон (известняки с прослоями пляжевых песков и их латеральным более «мористым» эквивалентом — неритовой карбонатной формацией). Несколько иной состав имеет формация, располагающаяся между Большим Барьерным рифом и северо-восточным побережьем материка. Здесь преобладают известняки, но развиты также калькарениты и глауконитовые кварцевые песчаники.

В геосинклиналях (Карибской, запада и юго-запада Тихоокеанского кольца) формации рассматриваемой группы составляют 18% от их общего объема и распространены преимущественно в пределах островодужных поднятий. Главные компоненты этих формаций — органогенно-обломочные известняки, доломиты и глины с тонкими прослоями эвапоритов (Куба); известняки, мергели, песчанистый мел, песчаники (Пуэрто-Рико); известняки, глины, пески, алевролиты, конгломераты, а на юге и турбидиты (Тринидад); известняки, пески, конгломераты формации Непуи (Новая Каледония); мергели, глины, алевролиты (Соломоновы острова).

Карбонатно-обломочные молассовые формации альпийского орогенного пояса Евразии и Северо-Западной Африки отличаются присутствием глубоководных толщ (внешнего шельфа и склона), представленных различными мергелями, фораминиферовыми или с тонкостенными моллюсками. Это голубые мергели бурдигала, лангия, серраваллия и тортона Западного Средиземноморья и баденские мергели Венского бассейна. По периферии прогибов они обычно переходят в мелкоководные карбонатно-обломочные формации (пектенные и другие органогенно-обломочные известняки с разнообразной фауной, песчаники, глины и иногда конгломераты) или к центру бассейнов — в относительно глубоководные карбонатные глины [11, 48]. Мощность платформенных формаций этой группы достигает 1 км (Киренаика), а моласс в прогибах альпийского орогенного пояса [11] 5—6 км (до 6 км в Сейханском прогибе).

Распространенность морских песчано-глинистых формаций в миоцене заметно снизилась по сравнению с олигоценем (соответственно 11,5 и 21,5% от общей площади; 22,0 и 31,9% от общего объема отложений). Они характерны как для геосинклиналей и эпигеосинклинальных орогенов, так и для платформ, в небольшой степени — для эпиплатформенных орогенов.

Платформенные песчано-глинистые формации (Галф Кост, Североморский бассейн Европы, северо-восточные штаты Бразилии и побережье Патагонии, Марокко, Габона и др.) разнообразны по составу, часто ассоциируют с дельтовыми и континентальными отложениями. Так, мощная (до 6 км) нефтегазоносная песчано-глинистая формация Галф Коста состоит из дельтовых осадков, разнесенных по широкому шельфу морскими течениями [20]. Со стороны континента область ее развития окаймлена узкой полосой континентальных, лагунных, литоральных и дельтовых преимущественно песчаных отложений. Основная же часть формации представлена неритовыми и склоновыми песчано-глинистыми образованиями, переходящими по латерали в направлении к центру Мексиканского залива в батинальные глины. Для нее харак-

терно отчетливо выраженное регрессивное строение; по бескарбонатности и битуминозности она близка к эвксинским формациям майкопского типа.

Песчано-глинистая формация Североморского бассейна (ФРГ, Нидерланды, Дания) характеризуется присутствием в разрезе прослоев глауконитовых пород. Редкость глауконитовых пород и формаций, широко распространенных в меле и палеогене, — общая черта неогеновых формаций континентов. Данная формация, как и песчано-глинистая Галф Коста, практически бескарбонатная и включает кое-где лишь маломощные пласты неритовых ракушечников.

В ингрессивных бассейнах побережья Патагонии устанавливается формационный ряд от песчаных мелководных (с прослоями континентальных) до глинистых осадков внешнего шельфа и склона. Одно из исключений в этом отношении представляет впадина Сан Хорхе; здесь глинистая формация сменяется в сторону океана глубоководной карбонатной [71].

В периокеанических зонах Африканского материка (Марокко, Сенегал, побережье Гвинейского залива), главным образом за пределами континента, развита глинистая формация (глины Тах) позднемиоценового возраста [42]. Южнее, в Габоне появляется мощная песчано-глинистая формация. В сторону океана она замещается более глубоководной глинистой с тонкими прослоями доломитов («формация» М'Бега), а в сторону континента — континентальной формацией каолиновых глин глинистых песков с сидеролитовыми латеритами. Мощность формаций данной группы достигает 1 км.

Морские песчано-глинистые молассовые формации исключительно широко развиты в Средиземноморском поясе и в орогенных зонах Тихоокеанского кольца. Они отличаются пестротой состава и тесно ассоциируют с морскими карбонатно-обломочными формациями, в которые переходят в ряде случаев постепенно (Средиземноморский пояс), или с угленосными паралическими формациями (северо-западный сектор Тихоокеанского кольца).

В Альпийском орогенном поясе среди них выделяются эвксинские формации майкопского типа (прогибы Кавказа и Балкан), представленные известковистыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников, часто с переслаиванием флишевого типа (низы миоценового разреза о-ва Кипр). К этому же типу нижних моласс близок, видимо, нумидий Бетской Кордильеры, Магриба, Северной Сицилии и Италии, сложенный мощной толщей (3—4 км) циклично чередующихся коричневых глин и песчаников. Ранее нумидий относили к флишу, но в настоящее время господствует мнение о его частично дельтовом происхождении (косая слоистость, наличие окрепленных стволов деревьев) за счет выноса материала в основном со стороны Африканского континента в аквитанский и бурдигальский века [63, 68].

Сложное строение имеют и песчано-глинистые молассы прогибов Северных Апеннин. Колебания глубины дна этих прогибов приводили к частому изменению условий накопления осадков от компенсированных к некомпенсированным, причем указанный процесс сопровождался незакономерной миграцией на площади их осевых частей [48]. Выполняют прогибы толщи песчаников, глин и турбидитов мощностью каждая в несколько сотен метров (300—400 м), сменяющие друг друга в латеральном и вертикальном направлениях. Им подчинены неритовые и пелагические мергели, содержащие 30—40% карбоната кальция.

Относительно глубоководные глинистые формации широко распространены в Кубанском и Терско-Каспийском прогибах. Однако глубоководные осадки Альпийского орогенного пояса накапливались в

основном до середины миоцена. Начиная же с сарматского века среднего миоцена, они сохранились лишь в узких частях прогибов, а в составе обломочных формаций увеличивалась роль грубообломочных пород (мощность дельтовых конгломератов сармата — понта Пидунды около 2 км). В отличие от нижних мелкообломочных моласс, позднорогенные молассы чаще замещаются континентальными в сторону суши.

В северо-западном и западном секторах Тихоокеанского кольца миоценовые песчано-глинистые молассовые формации, как уже отмечалось выше, ассоциируют с паралическими угленосными, которые встречаются и в основании разрезов (например, верхнебурдигальско-лангйская верхнедуйская свита о-ва Сахалин), и на среднемиоценовом (в областях проявления положительных вертикальных движений) — позднмиоценовом уровнях (в регионах позднмиоценовой регрессии).

Другой особенностью является участие в строении формаций туфовых и пепловых прослоев, а иногда и прослоев лав. Количество этих компонентов нарастает в сторону вулканических островных дуг. Относительно глубоководные шельфовые и склоновые части формаций имеют средне-позднмиоценовый возраст и существенно глинистый состав (формация Фунакава Японии и др.).

Мощность отложений рассматриваемой группы формаций в прогибах Восточного Папуа (Новая Гвинея), Суматры, на Тайване, Сахалине и Камчатке 3—5 км, а в прогибах Апеннин, Эллинид, Терско-Каспийском и Предзагросском, Северных Анд и других превышает 3 км.

Лагунные соленосные и гипсоносные (эвапоритовые) формации получили в миоцене более значительное развитие по сравнению с олигоценем (N_1 2,2 и P_3 0,3% от общего объема). Они сконцентрированы преимущественно в западной части Альпийского орогенного пояса и на его платформенном обрамлении в полосе от Мудугского прогиба в Сомали на юге до Туранской плиты на севере. К востоку широкий пояс соленакпления суживается и смещается в зону эпиплатформенного орогенеза. Здесь, главным образом в изолированных и небольших по площади озерных впадинах Тянь-Шаня спорадически возникали условия, благоприятные для осаждения солей. Помимо этой в общем единой области соленакпления Евразии и Африки, приуроченной к северной аридной зоне, небольшие лагунные эвапоритовые бассейны (озерные) установлены на Кубе и в Калифорнии. В южной аридной зоне эвапориты известны лишь во впадине Неукен в Патагонии.

Морские лагунные соленосные и гипсоносные формации миоцена могут быть разделены на два главных типа, не считая мессинской эвапоритовой формации Средиземноморья, которая вследствие огромной площади распространения и значительной мощности осадков может быть выделена в самостоятельный тип. Первая группа формаций образовалась в результате испарения вод нормальной солености. К ней относятся миоценовые эвапориты Рейнского грабена [9], воротыщенской и стебникской свит Предкарпатья и их аналоги в Румынии, Польше, Трансильвании, Центральной и Восточной Анатолии, на Малом Кавказе и в Месопотамском бассейне, Красном море от Суэцкого залива до побережья Судана, на Африканском Роге (в Мудугском прогибе с соленосной толщей связаны карнатит-ванадиевые месторождения), в Ливии. Возраст этой группы эвапоритов в основном ранний и первая половина среднего миоцена, но их максимум приурочен к аквитану — бурдигалу, за исключением бассейна Красного моря и западного замыкания Месопотамского бассейна, где соленакпление протекало активно, начиная с бурдигальского века и до конца миоцена [41,

65]. Состав эвапоритов разнообразен: гипсы, ангидриты, галит, сильвинит и др. Вторая группа эвапоритовых формаций накопилась в соленоватоводных бассейнах Паратетиса и представлена исключительно сульфатами (гипсы тиассской свиты Предкарпатья и ее стратиграфические аналоги в Румынии, Польше, караганские гипсы плато Устюрт).

Гипсоносно-соленосная формация мессиния широко распространена в акватории Средиземного моря, а в пределах современной суши развита главным образом на Апеннинском полуострове и в Сицилии. В краевых частях (шельф и склон) в ее составе встречаются почти исключительно сульфаты (гипс и ангидрит), а в центральных зонах современных глубоководных впадин и в Сицилии — также каменная и калийные соли [63, 65]. Мощность формации во впадинах свыше 1500 м, а на суше — несколько сотен метров. Толщи хлоридов (мощностью до 1000 м) развиты в современных глубоководных котловинах, образуя первый «этаж» формации. Выше располагается толща ангидритов и гипсов (мощностью до 500 м), распространяющаяся и на мелководные фланговые зоны. Она занимает огромные площади акватории современного Средиземного моря. Сульфаты преобладают.

Значение соленосно-гипсоносных формаций предгорных и межгорных впадин Тянь-Шаня невелико, но их мощности иногда значительны (Ферганская и Кочкорская впадины). В составе формаций преобладают сульфаты, реже присутствуют толщи каменной соли. В целом они резко отличаются по составу от эвапоритовых формаций, рассмотренных выше (присутствуют глауберит, тенардит и др.).

Мощность соленосных формаций велика, часто более 2 км (Предкарпатский и Закарпатский прогибы, эвапориты Анатолии и Ферганской впадины), но мощность собственно солей Ферганской впадины не превышает 200—400 м. Гигантские масштабы соленакпления установлены в Суэцком заливе Красного моря, где мощность соли в разрезах отдельных скважин превышает 1000 м [41, 53]. Обычно она значительно меньше, причем преобладают гипсы, а хлориды (мощность пачек не более 50—100 м) встречаются не повсеместно.

Доля угленосных песчано-глинистых формаций в миоцене заметно снизилась по сравнению с предыдущей эпохой (N_1 4,8 и P_3 8,1% от общей площади; N_1 3,8 и P_3 5,9% от общего объема). Это связано с усилением аридизации климата, все более интенсивным поднятием горных систем и континентов в целом. Влияние климатического фактора четко выражено в Западно-Сибирской низменности. Здесь угленосные отложения (абросимовская свита и ее эквиваленты в самых низах миоцена мощностью 50—100 м) сменяются озерными глинами со стяжениями гипса аральской и других свит, уже накопившихся в семиаридных условиях. Воздействие тектонического фактора видно на примере Дальнего Востока, где вследствие усиления выноса обломочного материала площади, благоприятные для формирования озерно-болотных угленосных комплексов, в течение миоцена быстро сокращались, и к позднему миоцену в ряде впадин накопление угленосных осадков прекратилось (Зее-Буреинская, Среднеамурская и другие впадины).

Области развития миоценовых угленосных формаций приурочены к западной и восточной окраинам Евразии, составляя главную долю общего объема угленосных формаций материков (более 40%). Заслуживает внимания резкое снижение относительной распространенности угленосных формаций в эпиплатформенных орогенных поясах (действие и климатического, и тектонического фактора) Евразии (N_1 13,5 против 21,9% в P_3 от общей площади). Значение угленосных формаций уменьшается и в зонах эпигеосинклинальных орогенов (N_1 3,5% от

общей площади против 5,9% в P_3), а также на платформах (N_1 3,8%; P_3 8,2%), в то время как в геосинклиналях, вовлекаемых в орогенез, наблюдалось как бы «компенсирующее» возрастание площадей угленакпления (N_1 5,2% от общей площади против 3,6% в P_3), причем угленакпление неоднократно возобновлялось в зонах регрессий северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Неогеновые паралические и лимнические угленосные формации образуют параллельные закономерно расположенные друг относительно друга пояса. Паралический пояс развит вдоль окраин континентов, подверженных морским трансгрессиям, лимнический же располагается в его тылу. На востоке Евразии (Камчатка, Сахалин, Япония, Филиппины, Индонезия) преобладали паралические формации, в Европе и на остальных континентах — лимнические, возможно, за исключением дельтовой «лигнитовой серии» Нигера [42] и лигнитоносной «формации» Филарет Магелланского прогиба [71].

Мощность угленосных формаций миоцена обычно не превышает 1 км. Экстремально большие мощности наблюдаются на Калимантане (свыше 5 км), где они тесно связаны с дельтовыми отложениями. Интенсивно эксплуатируются бурогольные месторождения Европы. Запасы углей самых крупных месторождений здесь обычно не превышают нескольких миллиардов тонн.

Распространенность континентальных песчано-глинистых формаций в миоцене снизилась более чем в 2 раза (N_1 7,5 и P_3 15,6% от общего объема отложений), но площадь их развития осталась почти такой же, как и в предшествующую эпоху (N_1 32,9%; P_3 35,9%). Формации данной группы объединяют полифациальные континентальные отложения миоценовых платформ. Среди них преобладают осадки озерного, руслового, пойменного и покровного комплексов. Максимальные изменения в распространенности континентальных песчано-глинистых формаций произошли на Африканском континенте. Здесь площади, занятые этими формациями, увеличились более чем в 2 раза, а их объем втрое превышает объем аналогичных олигоценых формаций. В Австралии, наоборот, при небольшом сокращении площадей объем этой группы формаций уменьшился более чем в 2 раза. Мощность указанной группы формаций невелика и обычно не превышает 500 м.

Значение континентальных молассовых формаций возросло в миоцене более чем в 2 раза (N_1 27,3 и P_3 12,1% от общего объема). Одновременно резко изменилось соотношение морской и континентальной молассы в пользу последней, в то время как в олигоцене морские молассы составляли больше половины их суммарного объема. В миоцене континентальные молассы впервые становятся преобладающими по сравнению с другими группами формаций и достигают 27,3% от суммарного объема отложений. При этом доля моласс эпиплатформенных орогенов увеличивается по объему более чем в 10 раз, а эпигеосинклинальных — почти в 4 раза.

Миоценовые континентальные молассы были представлены вначале равнинно-долинными, а затем горно-долинными фациальными комплексами. В их составе встречаются породы от озерных известняков до валунников. Континентальные молассы прогибов воздымавшихся горных областей имеют асимметричное строение, что наиболее полно отражено в Предгималайском прогибе, межгорных и предгорных прогибах Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня, Каракорума и других горных систем Высокой Азии. Внизу здесь обычно располагается красноцветная мелкообломочная моласса (песчаники, глины), которая выше сменяется пестроцветными образованиями (красно-бурыми, зеленовато-се-

рыми и серыми) с участием грубообломочных пород, затем палевыми (в предгорьях) и грубообломочными сероцветными толщами (сивалик, молассы Таджикской и других впадин Тянь-Шаня), т. е. их цветовая гамма прямо противоположна изменению цвета герцинских моласс Средней Европы (от сероцветных к красноцветным) и связана со сменой аридного климата ледовым, а не гумидного аридным, как в герцинских [3].

Помимо орогенных зон Евразии мощные молассовые формации развиты в межгорных и предгорных прогибах Анд. Существенно иной состав имеют молассы в Кордильерах Северной Америки. Они содержат в изобилии вулканический материал и продукты разрушения вулканических пород.

Мощность миоценовых моласс исключительно велика — свыше 9 км в Ассаме (серии сурма, типам, дупи тила долины р. Сурма), более 7 км в Предгиндукушском, свыше 3 км в Предгималайском прогибах и межгорных впадинах Тянь-Шаня.

Кремнистые формации выделены в миоценовых отложениях условно. Типичные геосинклинальные кремнистые формации, столь характерные для мелового периода [37], исчезают вместе с офиолитовыми [31]. Вследствие этого кремнистые породы миоцена представлены лишь опоками и диатомитами озерного и морского генезиса, а площади их распространения часто тяготеют к вулканическим областям (островные дуги Тихоокеанского кольца, Средиземноморье, Калифорния), но отдельные пласты и горизонты кремнистых пород встречаются и в озерных фациях континентальных формаций различных областей. Из наиболее мощных кремнистых толщ можно отметить нижнюю часть формации Оннагава Юго-Западной Японии мощностью до 300—400 м [5], кремнистые толщи в разрезах Западной Камчатки и Сахалина, диатомовую свиту Апшеронского полуострова, кремнистые пачки в различных частях Средиземноморья, часто непосредственно связываемые с вулканизмом [69], среднемиоценовую «формацию» Монтерей Калифорнии и др.

Подводно-вулканогенные формации в целом не характерны для миоцена континентального блока, а типичные эвгеосинклинальные или офиолитовые ассоциации редки и в островных дугах океанов [61]. В эту группу нами включены различные по составу (базальты, андезиты, риолиты) геосинклинальные вулканиды, близкие к островодужным или генетически связанные с ними и распространенные в основном в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца — от Камчатки до Индонезии. Общий объем формаций невелик, самостоятельного значения они, как правило, не имеют, но учтены нами количественно как продукты вулканизма геосинклинальных зон.

Наземно-вулканогенные формации отражают мощный многофазный наземный вулканизм, характерный для миоценовой эпохи. В целом он отличается от преимущественно андезитового вулканизма олигодена разнообразием и контрастностью петрохимических типов вулканитов. В миоценовых формациях широко представлены также продукты мощных эксплозивных выбросов — пепловые туфы и игнимбриты, распространенные во многих вулканических провинциях, а часто и далеко (на тысячи километров) за их пределами (например, Окско-Донское междуречье, Флорида) в виде прослоев пепловых туфов или вулканического стекла среди континентальных и морских осадков [10, 20, 66].

В миоцене зародился ряд крупных стратовулканов (Килиманджаро, Кисинджири, Эрджиясдаг и другие с диаметром основания 50—100 км), сохранивших свою активность доныне, вулканические цепи,

протянувшиеся на многие тысячи километров (Кордильеры Северной и Южной Америки), и обширные лавовые плато (плато Колумбия в Северной Америке). Наибольшее значение приобрел орогенный и платформенно-рифтовый вулканизм, на второй план отступил трапповый и позднегеосинклинальный (островодужный).

Рифтовый и трапповый платформенный вулканизм имел место в Аравийско-Африканской рифтовой зоне, включая обрамление Красноморского рифта и траппы Леванта, Рейнский грабен, многочисленные проявления вулканизма в Африке, связанные с Камерунским линейным разломами внутри и по краям континента, бимодальными траппами Восточной и Юго-Восточной Австралии, северо-западного обрамления Альпийского орогенного пояса, Восточной Бразилии, Патагонии и др. Для эпиплатформенного орогенного вулканизма (Байкальский рифт, базальты Монголии и др.) характерны трахибазальтовый и бимодальный петрохимические типы пород, а в Восточно-Африканской рифтовой зоне — эти же типы, но в сочетании со щелочными образованиями — фонолитами [8, 14].

В эпигеосинклинальных орогенных зонах преобладал известково-щелочной вулканизм с большим разнообразием продуктов извержений (Тихоокеанское кольцо и Альпийский орогенный пояс), в некоторых регионах значительное развитие получил толеитовый вулканизм (платобазальты р. Колумбии, США). Наблюдаются следующие латеральные ряды петрохимических типов вулканитов (от окраины в глубь континента): толеитовый, щелочно-базальтовый (шошонитовый), известково-щелочной, бимодальный, щелочной — в Кордильерах Северной Америки [8, 47], Аргентинских Андах [62, 67] и северо-западном секторе Тихоокеанского кольца [57].

Другой чертой наземного миоценового вулканизма, фиксируемой по радиометрическим данным, является синхронность отдельных фаз или эпизодов вулканических извержений в различных зонах континентов. Особенно широко проявился раннемиоценовый вулканизм в Кордильерах Северной Америки (22—17,5 млн. лет), в Центральной Америке — вулканиты Гондураса (20—15 млн. лет), в Перуанско-Северочилийской провинции — вулканиты Такаса и Уилакольо (21,7—16,1 млн. лет), в Южной Кении — покровные базальты Самбуру, 23—18 млн. лет [14, 43, 46, 49, 52, 70], довольно многочисленны проявления вулканизма в Альпийском орогенном поясе (22—15,5 млн. лет), на восточном побережье Австралии — вулканиты Твид с возрастом 21,8—20 млн. лет [52, 54]. К этой же фазе относятся начало вулканизма на Канарских островах, накопление «зеленотуфовой» серии внутренних островных дуг Японии и др.

Среднемиоценовый вулканизм особенно характерен для Тихоокеанского кольца, где с ним связаны платобазальты р. Колумбии, синхронные им щелочные базальты, развитые к югу, с возрастом 16—13 млн. лет [47], вулканиты Альпийского орогенного пояса и его обрамления и др. Именно в миоцене началось формирование циркум-Тихоокеанского пояса, так называемой «андезитовой линии».

Палеоклиматические условия миоцена (рис. 3)

Климатическая зональность миоцена была близка к олигоценовой лишь в самом начале эпохи. Затем она претерпела существенные изменения, которые выразились в быстро прогрессирующем похолодании. Оно охватило в первую очередь полярные области и привело к разрастанию покровного оледенения Антарктиды, возникшего еще в

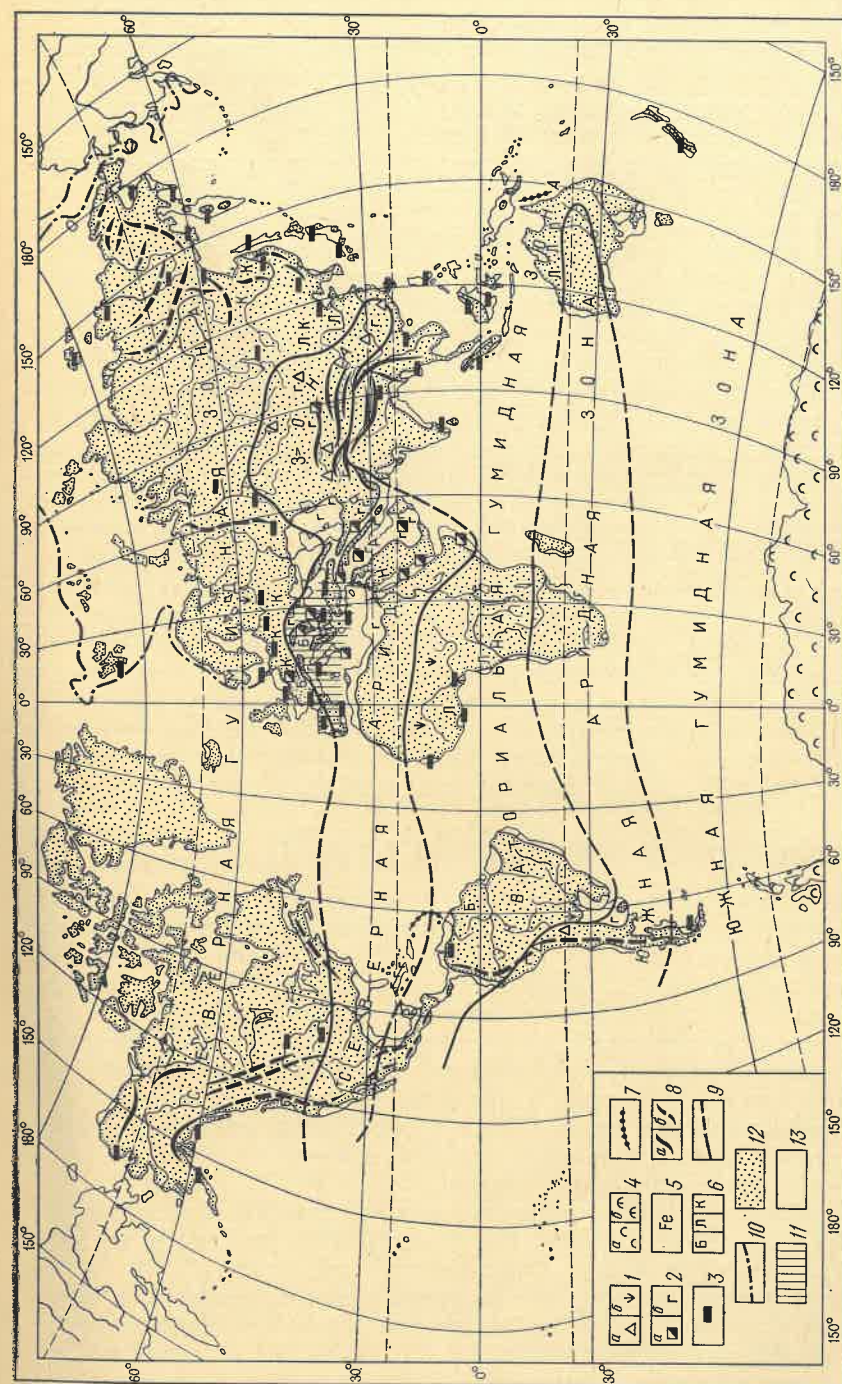


Рис. 3. Палеоклиматическая карта миоцена

1 — красноватые отложения; 2 — гумидные; 3 — эваториты; 4 — аридные; 5 — ледовое покрытие; 6 — ледовое покрытие на материках; 7 — барьерные рифы; 8 — системы горных хребтов; 9 — границы зон; 10 — предполагаемая граница суши; 11 — территории с многократной сменой гумидных и аридных климатических условий; 12 — суша; 13 — области, покрытые морем.

позднем олигоцене [56], а в Западной Антарктиде — даже в эоцене [59].

Похолодание сопровождалось существенными и быстрыми изменениями палеоландшафтов, флоры и фауны в высоких и средних широтах северного полушария. Произошло обеднение листопадной тургайской флоры, характерной для конца палеогена, появлялись и расселялись арктотретичные элементы флоры, ареал распространения которых постепенно смещался к югу. Латериты палеогена в северной гумидной зоне почти полностью сменились полулатеритами — красноземными корами выветривания, за исключением Тихоокеанского побережья США, где в штатах Орегон и Вашингтон существовали условия, благоприятные для бокситообразования [35], и отдельных регионов Евразии (бокситы Предальп, латериты востока Центральной Азии). Главная область латеритообразования окончательно сместилась в экваториальную и сопряженную с ней тропическую зону.

Процесс расширения аридных зон в экранированных горными системами областях (особенно в Евразии и Северной Америке) сопровождался усилением контрастности между гумидными и аридными зонами. Ландшафты лесистых озерно-болотных равнин, оптимальных для последующего углеобразования, постепенно сменялись лесостепными, а затем и степными или ландшафтами сухих саванн с красноземными ферралитными почвами, заселенными в позднем миоцене гиппарионами и предками современных лошадей. Однако направленные в целом изменения климатических условий в некоторых регионах носили возвратный характер, с чередованием гумидных и аридных фаз.

К концу миоцена установилась физико-географическая зональность, весьма близкая к современной: возникли хорошо выраженные и широкие пояса умеренного и арктического климата, зона тундры и т. д. В первую половину миоцена оледенение Антарктиды не было мощным и сплошным, так как существовали участки, покрытые травянистой растительностью. Но к концу миоцена оно, видимо, стало щитовым [59].

Литологические формации плиоцена (рис. 4, 5, табл. 2)

В плиоценовую эпоху соотношение площадей размыва и накопления было таким же, как в миоцене, но площадь накопления морских формаций сократилась в 2 раза (N_2 5 и N_1 10% от общей площади распространения отложений). Учитывая, однако, что в Евразии к площадям развития морских отложений отнесены области опресненных морских бассейнов типа киммерийского и акчагыльского, не сообщавшихся с океаническими, становится очевидным, что площадь, покрытая морями с нормальной соленостью в пределах современных материков, в плиоцене приблизилась к нулю. Лишь в эпохи четвертичных оледенений суша занимала еще большую, чем в плиоцене, площадь и имела более высокий гипсометрический уровень.

Общий объем отложений плиоцена меньше суммарного объема отложений миоцена почти в 2 раза (N_2 9,5 и N_1 18,5 млн. км³), но, принимая во внимание различную длительность этих эпох (N_1 19 и N_2 4,2 млн. лет), можно считать, что скорость осадконакопления в плиоцене намного возросла. Это объясняется усилением эрозионных процессов в воздымавшихся горных системах и в целом на континентах, испытывавших общее поднятие.

Масштабы трансгрессий морских бассейнов с нормальной соленостью в плиоцене были невелики; они установлены в основном в северном полушарии. В Северной Атлантике выделяется раннеплиоценовая мелководная трансгрессия Кораллинового Края Англии, кото-

рой на севере Тихоокеанского кольца соответствует энемтенская трансгрессия [7]. Весьма небольшая трансгрессия в северном полушарии установлена также в позднем плиоцене. Она проявилась в накоплении слоев Красного Края Англии и их стратиграфических аналогов в прилегающих регионах Атлантики, а в северо-западном секторе Тихого океана известна под названием берингийской трансгрессии [7]. Вместе с тем в плиоцене произошло разделение Тихого и Атлантического океанов в связи с возникновением Панамского перешейка.

Трансгрессии внутренних морей — Тетиса и Паратетиса — развивались синхронно. В Средиземноморье после мессинской регрессии возник обширный относительно глубоководный бассейн. Заполнялись осадками выработанные в течение мессинской регрессии впадины древних речных долин Нила, Роны и других рек, причем по долине р. Нила морские воды ингрессировали в глубь Африканского континента на расстояние более 1000 км вплоть до Асуана [32, 38]. Однако площадь, занятая плиоценовой ингрессией в Средиземноморье, целиком находилась внутри контура распространения осадков миоцена.

История плиоценовых трансгрессий Центрального и Восточного Паратетиса различна. В Центральном Паратетисе, включая Черноморский бассейн, максимум трансгрессии приходился на первую половину плиоцена. В Каспии в это время бассейн еще более сокращается и занимает в основном область Южно-Каспийской впадины (время накопления продуктивной толщи Апшеронского полуострова и челекенской свиты Западной Туркмении). Здесь широкая солонатоводная трансгрессия была приурочена ко второй половине плиоцена — акчагыльскому времени, причем воды бассейна ингрессировали вдоль древних долин на север до г. Уфы и на восток — до Приташкентского района. Крупный разветвленный залив, простиравшийся вплоть до Бадхыза, располагался в Предкопетдагском прогибе [2].

В плиоцене (см. табл. 2) становится ничтожной роль морских карбонатных (N_2 1,3%; N_1 5,4%), карбонатно-обломочных (N_2 1,2%; N_1 10,2%) и соленосных (N_2 0,1%; N_1 2,2%) формаций. Значительно сокращается распространенность морских песчано-глинистых (N_2 9,4%; N_1 22%), наземно-вулканогенных (N_2 6,1%; N_1 9,2%) и подводно-вулканогенных формаций. Сохранили свою роль лишь угленосные формации (N_2 3,4%; N_1 3,8%).

Сумма обломочных формаций увеличилась от 80,4% в N_1 до 91,3% в N_2 , а карбонатных и карбонатно-обломочных соответственно снизилась с 8,7 до 0,8% от общего объема отложений.

Среди морских формаций основную роль играли песчано-глинистые молассовые формации*, распространенные в орогенных зонах Тихоокеанского кольца и Альпийском орогенном поясе. Они могут быть выделены в две группы. Осадки первой накапливались в относительно глубоководных условиях внешнего шельфа, склона и батиали. Это глины и мергели занклия и плезанса Средиземноморья, глины киммерия и акчагыла Понто-Каспия, глины и турбидиты формации Санта-Барбара, глубоководные алевролиты свит Фернандо в Калифорнии [20] и Тубара в Колумбии [50]. Отложения второй группы формировались в мелководных условиях (пески астия, песчаники энемтенской свиты Камчатки) и обычно ассоциировали с континентальными отложениями, чаще всего характеризуя краевые части бассейнов. Мощность пород формаций достигает больших значений — свыше 2 км в Западном Ириане и Папуа, до 4 км — в Северной Италии.

* Характеристика плиоценовых формаций дана по их значимости, с учетом распространенности.

Распространенность платформенных морских песчано-глинистых формаций в плиоцене была такой же, как и в миоцене. К формациям данной группы относятся отложения акчагыльского яруса платформенных областей юга СССР. Небольшие площади занимали указанные формации на восточном побережье Север-



Рис. 4. Карта распространения плиоценовых литологических формаций континентов
Усл. обозн. см. рис. 1

ной и Южной Америки, в Африке. Максимальная мощность осадков достигает 500 м.

Морские карбонатные формации исключительно мелководные. Они развиты на Аравийском полуострове, окаймляя его вдоль берегов Красного моря и Аденского залива, и на восточном побережье Африки (Кения, Танзания, Мозамбик). Их мощность не превышает 100 м.

Среди группы карбонатно-обломочных формаций присутствуют не только неритовые, но и более глубоководные типы, представленные голубыми мергелями и глинами Средиземноморья. Небольшим развитием платформенные формации этой группы пользовались на западе Индостанского полуострова (бассейн Камбей) и на юго-восточном побережье Суматры. Мощность отложений на платформах составляет около 200 м, а в орогенах (молассы) 3 км.

Области распространения континентальных молассовых формаций в плиоцене еще более расширились в эпигеосинклинальных и особенно эпиплатформенных орогенах, составляя здесь 87,8% всей площади седиментационных бассейнов. В ряде областей описываемые формации продолжают разрез миоценовых моласс, достигая



иногда исключительно большой мощности (вместе с миоценом) — 14 км в Предгиндушском прогибе Афганистана [34], выполняют наложенные внутренние впадины (Паннонская и др.).

Плиоценовые молассы межгорных прогибов имеют грубообломочный состав, а слагающие их породы — серую или палевую окраску. Местами с ними ассоциируют озерные эвапориты (гипсы свиты Бахтиари в Предзагросском прогибе, гипсоносные толщи межгорных впадин Тянь-Шаня и др.). Значение угленосных (лигниты, бурые угли) моласс в плиоцене очень невелико. Мощность континентальных моласс достигает 5 км в Предгиндушском прогибе и 7 км (?) — в Предандском прогибе Аргентины.

Континентальные песчано-глинистые формации, подобно континентальным молассам, в плиоцене были распространены шире, чем в миоцене (N_2 12,9 и N_1 7,5% от общего объема отложений). Они приурочены к платформам и эпиплатформенным орогенным зо-

Площади, объемы и распространенность литологических формаций материков в плиоцене

Материки	Платформы, геосинклинали, орогенные пояса	Площади, тыс. км ²		Площадь областей накопления, % от общей площади	Площадь, покрытая морем, % от общей площади	Погрешности измерения площадей, %	Общий объем отложений, тыс. км ³	Средний размер погружения, м
		области размыта	области накопления					
Евразия	Платформы	20 553	7 915	28	9		794	100
	Эпиplatformенные орогенные пояса	9 900	3 669	27	0,3		467	127
	Геосинклинали	805	948	54	34		388	409
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	5 146	4 774	48	12		3567	747
	Сумма или среднее по Евразии	36 404	17 306	32	8	+0,6	5216	301
Северная Америка	Платформа	14 012	1 448	9	2		162	112
	Эпиplatformенные орогенные пояса	496	535	52	0		33	62
	Геосинклинали	143	71	33	26		8	242
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	4 297	2 496	37	5		559	224
	Сумма или среднее по Северной Америке	18 948	4 550	19	3	-3,0	762	167
Южная Америка	Платформа	8 643	5 296	38	7		587	111
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	1 366	2 562	65	7		1899	742
	Сумма или среднее по Южной Америке	10 009	7 858	44	7	-2,2	2486	316
Африка	Платформа	23 271	5 925	20	1		402	68
	Геосинклинали	18	120	87	27		37	308
	Сумма или среднее по Африке	23 289	6 045	21	2	-3,2	439	73
Австралия ¹	Платформа	6 926	850	11	3		115	135
	Геосинклинали	367	559	60	35		502	898
	Сумма или среднее по Австралии	7 293	1 409	16	6	-1,0	617	438
Суммарные данные по материкам	Платформы	73 405	21 434	23	5		2060	96
	Эпиplatformенные орогенные пояса	10 396	4 204	29	0,3		500	119
	Геосинклинали	1 333	1 698	56	34		935	551
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	10 809	9 832	48	9		6025	613
	Сумма или среднее по материкам	95 943	37 168	28	5	-1,4	9520	256

¹ Включая Новую Гвинею и Новую Зеландию. ² Континентальная моласса. ³ Из них 13,4% по площади и 40,6% по объему приходится на морскую молассу. ⁴ Из них 7,3% по площади и 29,8% по объему приходится на морскую молассу. ⁵ Битуминозные континентальные осадки. ⁶ Из них 0,7% по площади и 1,2% по объему — морская паралическая угленосная формация. ⁷ Угленосная моласса. ⁸ Из них 2,7% по площади и 5,9% по объему — морская паралическая угленосная формация. ⁹ Из них 22,6% по площади и 46,6% по объему — морские молассы. ¹⁰ Из них 0,5 и 5,5% по площади и 0,3 и 2,1% по объему — морская паралическая угленосная формация и угленосная моласса (соответственно). ¹¹ Из них 6,2% по площади и 29,8% по объему — морская моласса. ¹² Из них 1,7 и 0,6% по площади и 1,5 и 0,8% по объему — континентальная угленосная моласса и мор-

Таблица 2

цене

Средняя скорость погружения, м за 10 ⁶ лет	Распространенность литологических формаций, % от площади областей накопления (I) и общего объема отложений (II)											
	Морские карбонатные формации		Морские карбонатно-обломочные формации		Морские песчано-глинистые формации		Молассы		Лагунная соленосная и гипсоносная эвапоритовая формация		Угленосные песчано-глинистые формации	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
24	—	—	0,3	0,3	31,4	43,0	—	—	0,2	0,01	3,3 ⁸	7,4 ⁶
30	—	—	—	—	1,1	1,9	88,3	90,0	0,1	0,1	1,1 ⁷	1,1 ⁷
97	3,9	0,5	4,2	1,3	38,6	36,1	—	—	—	—	26,7 ⁸	32,1 ⁸
178	0,1	0,1	0,8	0,1	—	—	86,4 ⁹	94,8 ⁹	0,1	0,2	6,0 ¹⁰	2,4 ¹⁰
72	0,2	0,1	0,6	0,2	16,7	9,4	42,5 ¹²	72,9 ¹²	0,2	0,2	4,9 ¹¹	5,2 ¹¹
27	0,4	0,4	5,7	3,8	11,3	8,9	—	—	—	—	—	—
15	—	—	—	—	—	—	84,3 ⁸	86,1 ⁸	—	—	2,8	2,1
58	—	—	79,2	70,0	—	—	—	—	—	—	—	—
53	—	—	—	—	—	—	59,9 ³	83,2 ³	—	—	1,2	2,6
40	0,1	0,1	3,0	1,5	3,6	1,9	42,8 ⁴	64,7 ⁴	—	—	1,0	2,0
26	—	—	—	—	19,0	16,1	—	—	—	—	—	—
177	—	—	3,7	3,6	7,5	4,8	61,7 ²	80,7 ²	—	—	2,0	1,9
75	—	—	1,2	2,8	15,3	7,4	20,1 ²	61,6 ²	—	—	0,7	1,5
16	2,3	2,3	0,8	1,1	4,0	3,4	—	—	—	—	—	—
73	8,6	2,7	22,2	43,2	—	—	67,4 ²	53,8 ²	—	—	—	—
17	2,4	2,3	1,2	4,7	3,9	3,1	1,3 ²	4,5 ²	—	—	—	—
32	25,6	88,2	—	—	10,3	3,7	—	—	—	—	—	—
214	1,7	0,6	—	—	44,4	37,2	36,6 ²	36,6 ²	—	—	—	—
104	16,1	16,9	—	—	23,9	31,0	14,5 ²	29,8 ²	—	—	—	—
23	1,7	5,4	0,7	0,6	18,6	22,8	—	—	0,1	0,005	1,2 ¹³	2,9 ¹³
28	—	—	—	—	0,9	1,8	87,8	89,8	0,1	0,1	1,3 ¹⁴	1,1 ¹⁴
131	3,4	0,6	7,2	2,8	36,2	35,0	16,8	21,8	—	—	14,9 ¹⁵	13,3 ¹⁵
146	0,1	0,05	1,3	1,2	2,0	1,5	73,2 ¹⁶	89,3 ¹⁶	0,1	0,1	3,8 ¹⁷	2,3 ¹⁷
61	1,1	1,3	1,1	1,2	13,0	9,4	30,1 ¹⁸	63,3 ¹⁸	0,1	0,1	2,5 ¹⁹	3,4 ¹⁹

ская паралическая формация (соответственно). ¹³ Из них 0,3% по площади и 0,4% по объему — морская паралическая угленосная формация. ¹⁴ Из них 0,9% по площади и 1,0% по объему — континентальная угленосная моласса. ¹⁵ Из них 1,5% по площади и 2,5% по объему — морская паралическая угленосная формация. ¹⁶ Из них 14,4% по площади и 29,6% по объему — морская моласса. ¹⁷ Из них 0,2 и 3,0% по площади и 0,2 и 1,5% по объему — морская паралическая угленосная формация и континентальная угленосная моласса (соответственно). ¹⁸ Из них 3,8% по площади и 18,7% по объему — морская моласса. ¹⁹ Из них 0,3 и 0,9% по площади и 0,5 и 1,0% по объему — морская паралическая угленосная формация и континентальная угленосная моласса (соответственно).

Продолжение табл. 2

Материки	Платформы, геосинклинали, орогенные пояса	Распространенность литологических формаций, % от площади областей накопления (I) и общего объема отложений (II)					
		Континентальные песчано-глинистые формации		Подводно-вулканогенные формации		Наземно-вулканогенные формации	
		I	II	I	II	I	II
Евразия	Платформы	58,4	46,7	—	—	6,4	2,6
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	—	—	9,4	6,9
	Геосинклинали	8,7	8,2	14,1	16,4	3,8	5,4
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	—	—	1,5	0,8	5,1	1,6
	Сумма или среднее по Евразии	27,2	7,7	1,2	1,8	6,5	2,5
Северная Америка	Платформа	78,7	73,7	—	—	3,9	13,2
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	—	—	12,9	11,8
	Геосинклинали	20,8	30,0	—	—	—	—
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	—	—	—	—	38,9	14,2
	Сумма или среднее по Северной Америке	25,4	16,1	—	—	24,1	13,7
Южная Америка	Платформа	78,0	77,4	—	—	3,0	6,5
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	0,5 ⁵	0,4 ⁵	—	—	24,6	8,6
	Сумма или среднее по Южной Америке	52,7	18,6	—	—	10,0	8,1
	Сумма или среднее по Южной Америке	52,7	18,6	—	—	10,0	8,1
Африка	Платформа	79,7	58,8	—	—	13,2	34,4
	Геосинклинали	—	—	—	—	1,8	0,3
	Сумма или среднее по Африке	78,2	53,9	—	—	13,0	31,5
Австралия ¹	Платформа	49,1	7,6	—	—	15,0	0,5
	Геосинклинали	—	—	12,3	25,3	5,0	0,3
	Сумма или среднее по Австралии	29,6	1,4	4,9	20,6	11,0	0,3
Суммарные данные по материкам	Платформы	70,1	57,7	—	—	7,6	10,6
	Эпиplatformенные орогенные пояса	—	—	—	—	9,9	7,2
	Геосинклинали	5,7	3,7	11,9	20,4	3,9	2,4
	Эпигеосинклинальные орогенные пояса	0,1	0,1	0,7	0,5	18,7	5,0
	Сумма или среднее по материкам	40,7	12,9	0,8	2,3	10,6	6,1

нам (молассоиды). Максимальным развитием среди них пользовались аллювиальные и озерные отложения, за исключением угленосных толщ. Формации данной группы имеют более сложное строение и пестрый состав, поскольку формировались в различных тектонических условиях. В северном полушарии они представлены преимущественно сероцветными гумидными формациями, красноцветные присутствуют в отдельных регионах и связаны с размывом маломощных кор выветривания полулатеритного типа (Франция). Ареал аридных красноцветов по сравнению с миоценом сократился (см. рис. 6), и северная граница их распространения сместилась к югу, в аридную часть тропической зоны. В экваториальной гумидной и примыкающей к ней тропической зо-

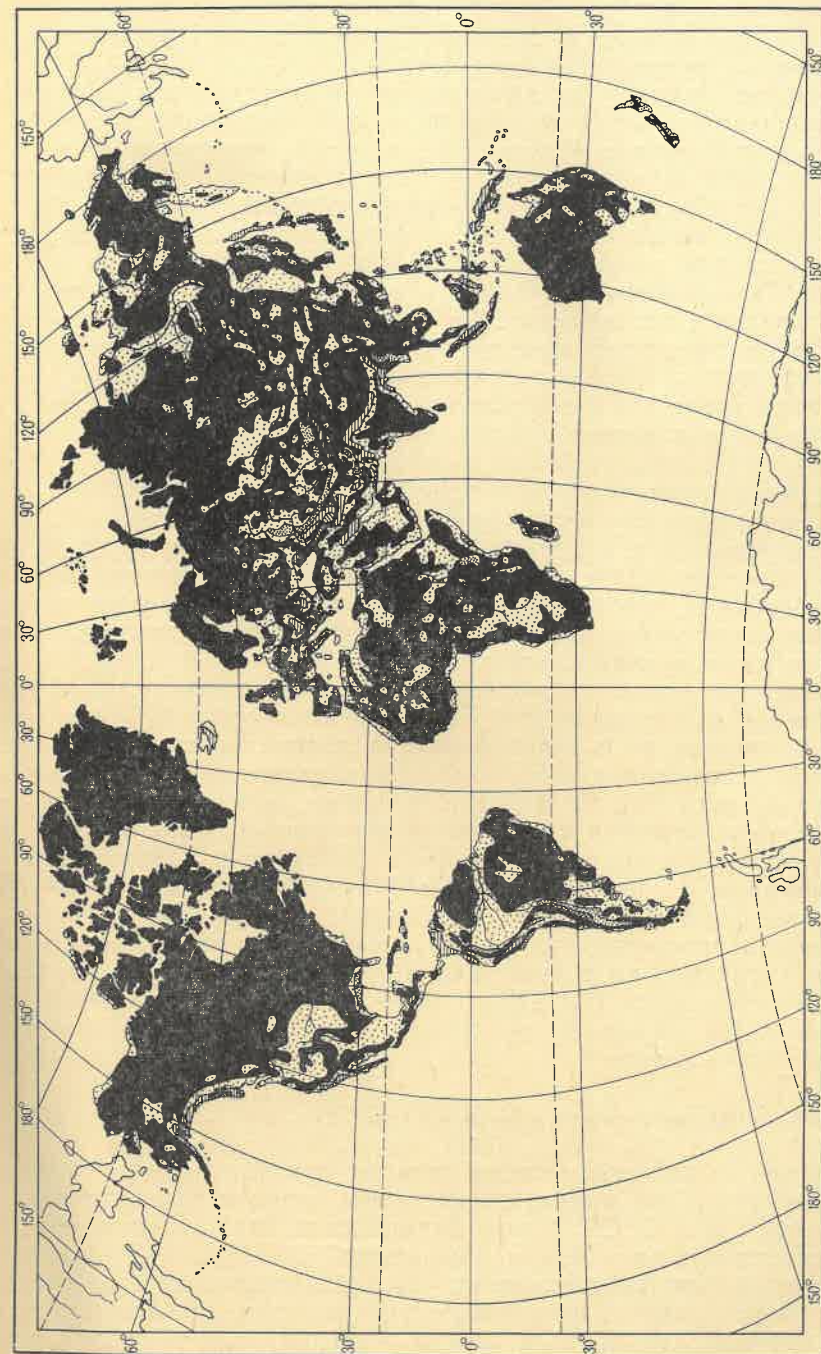


Рис. 5. Карта мощностей плиоцена
Усл. обозн. см. рис. 2

не красноцветные и пестроцветные формации занимали широкие пространства. Здесь накапливались латериты. С ферралитными латеритами северных территорий Австралии связаны небольшие месторождения железа [33]. Мощность отложений данной группы формаций невелика — десятки, реже первые сотни метров.

Сказанное выше о подводно-вулканогенных формациях миоцена относится и к плиоценовым формациям, причисленным нами к этой группе. Можно лишь отметить, что типичные офиолитовые формации данного возраста редки и известны лишь в области островных дуг (Фиджи, Тонга, Кермадек). Мощность их более 1000 м.

Наземно-вулканогенные формации в плиоцене пользовались широким развитием, как правило, в тех же областях, что и в миоцене. Плиоценовый вулканизм в целом наследует черты миоценового и проявлен в тех же зонах. Он несколько отличается более основным составом продуктов извержений. В ряде вулканических провинций присутствуют и кислые породы, слагающие иногда мощные толщи (Камчатка, Курильские о-ва, Япония и др.), но и в этих областях во второй половине плиоцена кислый вулканизм сменился базальтоидным.

В составе плиоценовых орогенных вулканитов значительную роль продолжают играть щелочные серии: шошониты о-ва Лесбос в Эгейском море, трахиты и комендиты о-ва Чечжудо, калиевые базальты Большого бассейна США, джамеллиты, вериты и фортуны Бетской области, базаниты, тефриты, нефелиниты и лимбургиты Восточной Сербии, трахит-базальтовые серии Восточно-Африканской системы с участием фонолитов (вулкан Кения и др.).

В ряде провинций наблюдается некоторое снижение масштабов вулканической деятельности. Это Кордильеры Северной и Центральной Америки, западная часть Альпийского орогенного пояса с его платформенным обрамлением [16], исключая обрамление моря Альборан, Восточная Африка [14], Япония [5]. Усиление вулканической деятельности за счет нарастания андезитового вулканизма происходило в Андах, а за счет щелочного — в Западной Антарктиде (стратовулканическая формация), где максимум вулканизма приходится на антропоген и миоцен (платобазальтовая формация).

Мощность орогенных вулканитов превышает 1 км в Кордильерах Северной Америки, 2 км в Андах [43, 49], отдельных регионах Альпийского орогенного пояса [16, 17] и северо-западном секторе Тихоокеанского кольца [5]. Мощность же платформенных вулканитов достигает нескольких сотен метров.

Палеоклиматические условия плиоцена (рис. 6)

Несмотря на короткий отрезок времени, приходящийся на плиоцен, в нем выделяются две климатические фазы, которые устанавливаются на территории юга СССР, севере Атлантики и Тихого океана и в общем соответствуют двум фазам плиоценовой трансгрессии. В раннем плиоцене ухудшение климатических условий происходило еще умеренными темпами. Саванны, населенные гиппарионами, сменялись степными ландшафтами, где обитали эквиды — предки современных лошадей. Границы климатических поясов сместились к югу, а конфигурация аридных зон осталась близкой к существовавшей в конце миоцена. Похолодание коснулось в основном лишь полярных и высокогорных областей, что подтверждается относительно теплой трансгрессией Кораллинового Крага Англии и эндемической на Камчатке. В это время в северном полушарии господствовали южнобореальные комплексы мол-

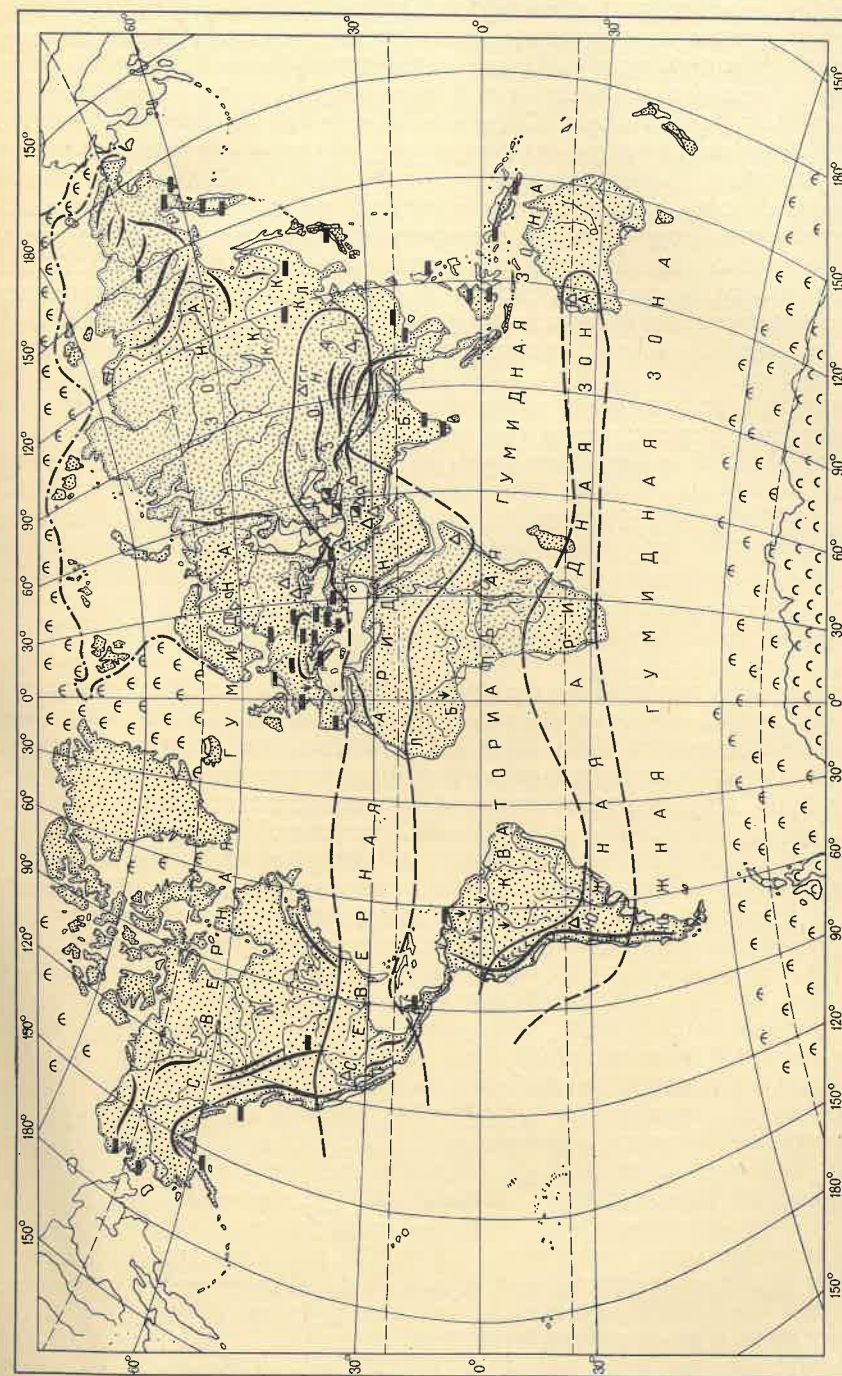


Рис. 6. Палеоклиматическая карта плиоцена
Усл. обозн. см. рис. 3

люсков [7], относительно тепловодная фауна населяла киммерийское озеро-море [18].

Вторая позднелиценская фаза (около 3 млн. лет назад) характеризуется резким похолоданием климата, на широте г. Ростова, средняя годовая температура была ниже современной на 5° [15, 19]. В эту фазу зона таежных хвойных лесов продвинулась до северного побережья Каспийского моря. Соответственно расширились южная и северная гумидные зоны за счет соседних аридных. Граница гумидной зоны в северном полушарии сдвигается в Южную Турцию, сглаживается контрастность климатических условий, резко сокращается эвапоритонакопление. Формирование латеритных кор выветривания происходило в довольно узкой полосе экваториальной гумидной зоны. Можно предполагать разрастание площади ледникового покрова Антарктиды, а также горного оледенения, о чем свидетельствует увеличение количества валунов в позднелиценских частях разрезов сивалика и других моласс.

Быстрое похолодание в плейцене охватило в первую очередь циркум-полярные области, затем его влияние распространилось вплоть до 30° северной и 50° южной широты [56, 59]. Помимо лесных ландшафтов, для плейцена типичны тундровые и лесотундровые холодно-умеренной зоны и степные теплоумеренной, включая области большинства современных пустынь, таких, как Сахара, Каракумы, Кызылкумы, Гоби и др.

Интрузивный магматизм и полезные ископаемые

Для неогенового периода характерно широкое проявление субвулканических интрузий, обусловленных орогенным, рифтовым и геосинклинальным вулканизмом. Они вместе с вулканами вулкано-плутоническими ассоциациями сложены весьма широким спектром пород от гранит-порфиров до ультращелочных, включая редкометалльные карбонаты. Широко представлены экструзии, различной формы штоки, пластовые тела, дайки и кольцевые интрузии от базальтов до липаритов (Малый Кавказ, Центральный Иран, система Восточно-Африканских рифтов и многие другие регионы), с которыми связаны многочисленные и разнообразные месторождения металлов — ртути, олова, свинца, цинка, сурьмы и других элементов в различных вулканических провинциях неогена, часто образующих протяженные рудные пояса.

Среди них выделяются полиметаллический пояс Центрального Перу, третичный золотоносный пояс Эквадора, оловоносный пояс и пояс медных месторождений (медистые песчаники) Боливии, медистые песчаники миоценовых моласс Таджикской депрессии, крупные месторождения меднопорфировых руд с молибденом (Панама, Кордильеры Северной Америки, Соломоновы острова), медно-серебряные месторождения Центральной Америки [22]. В северо-западной и западной частях Тихоокеанского кольца распространены касситерит-сульфидные, колчеданные, сурьмяные и ртутные рудные провинции, месторождения олова и полиметаллов, а для Альпийского орогенного пояса характерны полиметаллические и ртутные рудные провинции, месторождения меди и ряда других металлов.

Значительно менее развиты, но все же не так редки, как можно было бы ожидать, ориентируясь на величину эрозионного среза, миоценовые гранитные батолиты (батолит Чиллиак на границе Канады и штата Вашингтон и батолит Монтана, расположенный несколько юго-восточнее первого; батолиты, внедрившиеся по краям межгорных депрессий в Колумбийско-Эквадорских Андах; батолит Кордильеры Блан-

ка в Перу, батолиты о-ва Хонсю в Японии, батолит Торос Филиппинской провинции Батантос, с которым связано медное оруденение, крупный Кочкарский гранитоидный плутон Ахалкалакского нагорья Малого Кавказа и др.).

Из осадочных полезных ископаемых прежде всего следует отметить месторождения углеводородов, приуроченные к предгорным и межгорным прогибам юга СССР, Ближнего и Среднего Востока, Калифорнии, Венесуэлы (Фалькон, Маракайбо и др.), Аляски, Сахалина, Японии, Индонезии, Сицилии и Адриатики (газ), Венского бассейна (нефть), дельтовые месторождения Галф Коста. Многочисленны месторождения бурых, каменных углей и лигнитов. Запасы их значительны. Интенсивно разрабатываются месторождения серы, связанные с сульфатами эвапоритовых формаций (Предкарпатье, Апеннинский полуостров, Сицилия), калийной и поваренной соли. Разнообразны россыпные месторождения титана, олова и др. Значительны месторождения диатомитов, бентонитов, янтара и строительного сырья.

Таким образом, в течение неогенового периода в пределах континентов накопился большой объем осадочных пород ($28 \cdot 10^6$ км³), несколько уступающий объему палеогеновых отложений ($36,4 \cdot 10^6$ км³). Однако, учитывая различную длительность этих периодов, соответственно 23 и 40 млн. лет, очевидно, что средняя скорость седиментации в неогене заметно возросла, причем в основном за счет образования континентальных молассовых формаций. При этом основная «разгрузка» сноса с суши обломочного материала происходила уже в области подводных окраин материков.

Неогеновые отложения на 81,1% состоят из обломочных, на 7,3% из карбонатных, на 10,1% из вулканогенных образований и на 1,5% из эвапоритов. В неогене процесс замещения офиолитовых формаций островодужными в пределах современной суши получил дальнейшее развитие. Место офиолитов по объему и особенно по площади распространения занимают наземные платформенные рифтовые и орогенные формации, исключительно разнообразные по петрохимическому типу и составу пород. Окончательно оформляются островные дуги — Алеутская, Корякско-Камчатская, Курильская, Японская, Малых Антилл, Южно-Сандвичева и др., мощные системы современных горных хребтов, глубоководные внутренние и окраинные бассейны, на континентах происходят широкая регрессия и значительное похолодание климата, образуются ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 2, Мезозой и кайнозой. М.-Л., Гостехиздат, 1961.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4, Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. М.-Л., Недра, 1967.
3. Варисийские молассы Средней Европы/Г. Лютигер, Э. Грумбт, Ю. Элленберг, Ф. Фальк. — В кн.: Орогенный этап развития варисид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 7—31.
4. Габуня Л. К., Рубинштейн М. М. Об абсолютном возрасте рубежа палеоген—неоген. — Геол. сб., т. 28, № 1, 1977, с. 1—11.
5. Геологическое развитие Японских островов. Под ред. М. Масао, Г. Масао, Ф. Мицуи. М., Мир, 1968.
6. Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. М., Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 214).
7. Гладенков Ю. Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М., Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 313).
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.
9. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М., Недра, 1972.
10. Иосифова Ю. М. Сопоставление миоцена Окско-Донской равнины с одновозрастными отложениями смежных районов. — В кн.: Миоцен Окско-Донской равнины. М., Недра, 1977, с. 212—226.

11. Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М., Наука, 1971. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 220).
12. Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М., Наука, 1973. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 233).
13. Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М., Наука, 1978, с. 42—160. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 21).
14. Логачев Н. А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1. М., Наука, 1974, с. 62—237.
15. Марков К. К. Палеогеография. М., Изд-во МГУ, 1960.
16. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973.
17. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Опыт количественной оценки продуктов орогенного вулканизма Альпийского пояса Евразии. — В кн.: Мат-лы X Конгресса КБГА, 1973. Секция VI. Магматизм, вулканизм, метаморфизм. Киев, Наукова думка, 1973, с. 135—143.
18. Муратов М. В. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна. — Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4, с. 3—20.
19. Палеогеография СССР. Т. IV. Гл. ред. А. П. Виноградов. М.-Л., Недра, 1975.
20. Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки. Ред. И. Х. Крам. М., Недра, 1974.
21. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья/В. В. Меннер, Л. А. Невеская, Л. К. Габуния, М. Ф. Носовский. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, с. 8—19.
22. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977.
23. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира. — Сов. геология, 1954, сб. 41, с. 46—78.
24. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира. — Сов. геология, 1955, сб. 48, с. 92—117.
25. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира. — Сов. геология, 1956, сб. 54, с. 20—36.
26. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира. — Сов. геология, 1961, № 1, с. 27—48.
27. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира. — Сов. геология, 1962, № 1, с. 3—34.
28. Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 10—33.
29. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Ордовикские литологические формации мира. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 7—27.
30. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Силурийские литологические формации континентов. — Сов. геология, 1977, № 5, с. 21—43.
31. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Палеогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 10—42.
32. Руиди Саид. Геология Египта. М., Мир, 1965.
33. Синицын В. М. Климат латерита и боксита. Л., Недра, 1976.
34. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., Мир, 1976.
35. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960 (т. 1), 1961 (т. 2), 1962 (т. 3).
36. Труды VI конгресса. Региональный комитет по стратиграфии Средиземноморского неогена. Братислава, 1975.
37. Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 10—32.
38. Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным. — Сов. геология, 1971, № 10, с. 3—14.
39. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР/Л. А. Невеская, А. К. Богданович, О. С. Вялов и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 104—120.
40. Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 1, ч. 2. Уфа, 1958.
41. Ahmed S. S. Geology and Petroleum Prospects in Eastern Red Sea. — Bul. Am. Assoc. petrol. geol., v. 56, n. 4, 1972, p. 707—719.
42. Bassins Sedimentaires en Littoral Africain. Ed. D. Reyre. [Symposium 1-re Partie]. Paris, 1966.
43. Bellon H., Lefevre Ch. Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. — C. R. Acad. Sci., v. D-283, n. 1, 1976, p. 1—4.

44. Berggren W. A., Van Couvering J. A. The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1974, v. 16, p. 1—216.
45. Blow W. H. Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. — In: Proc. int. Conf. Planctonic Microfoss. Geneva, 1967—1969, n. 1, p. 199—422.
46. Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. V. 2, Late Cenozoic. Phil. Trans. — R. Soc., v. A-271, n. 1213, 1972, p. 249—284.
47. Craddock C., Hollister Ch. D. Geologic evolution of the Southeast Pacific Basin. — Init. Repts Deep Sea Dril. Proj., 1976, v. 35, p. 723—743.
48. Development of the Northern Apennines Geosyncline. Ed. G. Sestini. — Sedim. Geol., 1970, v. 4, p. 201—648.
49. Drake R. E., Curtis G., Vergara M. Potassium-argon clustering of igneous activity in the central Chilean Andes — latitude 33° S. — J. Volcan. and Geotherm. Res., v. 1, n. 3, 1976, p. 285—295.
50. Duque Caro H. Los Foraminiferos planctonicos y el Terciario de Colombia. Rev. — Espanola de Micropaleontologia, v. 7, n. 3, 1975, p. 403—427.
51. Estimates of Cenozoic Oceanic Sedimentation Rates/A. D. Davies, J. R. Hay, J. R. Southam, Th. R. Worsley. — Science, v. 197, n. 4298, 1977, p. 53—55.
52. Ewart A., Oversby V. M., Mateen A. Petrology and Isotope Geochemistry of Tertiary Lavas from the Northern Flank of the Tweed volcano, Southeastern Queensland. — J. Petr., v. 18, n. 1, 1977, p. 73—113.
53. Fekri H., Sayed E.-D. Miocene evaporites of Gulf of Suez region and their significance. — Bul. Am. Assoc. petrol. geol., v. 54, n. 9, 1970, p. 1686—1696.
54. Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lessvos Island)/S. Borsi, G. Ferrara, F. Innocenti and R. Mazzuoli. — Bul. Volc., v. 36, n. 3, 1972 (1972), p. 473—496.
55. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Ed. A. G. Kaneps. V. 1—39. Washington, 1968—1977.
56. Kennet J. P. Deep sea drilling contributions to study of the evolution of the southern ocean and antarctic glaciation. Antarct. — J. U. S., v. 12, n. 4, 1977, p. 72—75.
57. Kennet J. P., McBirney A. R., Thunell R. C. Episodes of Cenozoic volcanism in the Circum-Pacific Region. — J. Volcan. and Geotherm. Research, v. 2, n. 2, 1977, p. 145—163.
58. Lloyd A. R. Possible Miocene transgression of northern Australia. — Bul. Common. Aust. Nat. Dev. Bur. Min. Res., Geol. and Geophys., 1968, n. 8, p. 85—103.
59. Margolis S. V., Kennet J. P. Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores. — Amer. Sci. J., v. 271, n. 1, 1971, p. 1—36.
60. Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Ed. A. Farinacci. — In: Proc. Planctonic Conf., 2nd. Rome, 1970—1971, p. 739—785.
61. Mesozoic-Cenozoic orogenic Belts. Ed. A. M. Spencer. London — Edinburgh, 1974.
62. Noble D. C., McKee E. H., F. Megard. Episodic Cenozoic Volcanism and Tectonism in the Andes of Peru. — Earth and Planet. Sci. Lett., v. 21, n. 2, 1974, p. 213—220.
63. Pomerol Ch. Ere Cenozoic (Tertiaire et Quaternaire). — Stratigraphie et paleogeographie. Paris, 1973.
64. Saint-Marc P., Paltrinieri Fr., Situmorang B. Le Cenozoic d'Indonésie occidentale. — Bul. Soc. géol. Fr., t. 19, n. 1, 1977 (7), p. 125—134.
65. Sonnenfeld P. The significance of Upper Miocene (Messinian) evaporites in the Mediterranean Sea. — J. Geol., v. 83, n. 3, 1975, p. 287—311.
66. Van Houten F. B. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. — Geol. Soc. Am. Bul., 1976, v. 87, p. 481—495.
67. Vergara M., Munizaga F. Age and Evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South Chile. — Geol. Soc. Am. Bul., v. 85, n. 3, 1974, p. 603—616.
68. Wezel F. C. Numidian Flysch: an oligocene — early Miocene continental rise deposit off the African platform. — Nature (Gr. Brit.), v. 228, n. 5268, 1970, p. 275—276.
69. Wezel F. C. Widespread manifestations of oligocene-lower miocene volcanism around Western Mediterranean. — In: Intern. Symp. on the struct. geology of the Mediterranean Basins. Split. Eds. B. Bijou-Duval and L. Montadert. Paris, 1977, p. 287—302.
70. Williams H. and McBirney A. R. Volcanic history of Honduras Univ. — Geol. Sci., v. 85, n. 1, 1969, p. 1—101.
71. Zambrano J. J. Las Cuencas Sedimentarias en la plataforma Continental Argentina. — Petrotectonica, 1971, v. 26, p. 26—37.

УДК 553.04.003.1

С. Я. КАГАНОВИЧ (ВИЭМС)

Фактор времени в экономике минерального сырья и геологоразведочных работ

Процесс расширенного воспроизводства минерально-сырьевой базы происходит в пространстве и во времени. Экономическое значение фактора времени в этом процессе предопределяется истощаемостью разведанных месторождений, необходимостью опережающего прироста разведанных запасов, длительностью воспроизводственного цикла. Интенсивное развитие минерально-сырьевой базы приводит к росту значения этого фактора как при проведении научных исследований, так и в практической деятельности. Экономический учет фактора времени должен основываться на существе процесса расширенного воспроизводства минерально-сырьевой базы, в полной мере исходить из его специфики. В этом состоит отправная посылка статьи Е. А. Козловского, в которой, в частности, подвергаются обстоятельному разбору современные предложения об использовании дисконтирования для учета фактора времени при экономической оценке месторождений.*

В общем случае дисконтирование будущих доходов на современный момент оценки основано на предпочтительности текущей реализации дохода по сравнению с отдаленным периодом. Эта логика отражает реальные альтернативы в ряде сфер хозяйственной жизни. Вместе с тем известно, что со временем ценность объектов может как понижаться, так и повышаться под влиянием изменения условий, потребительских характеристик оцениваемых объектов, потребности в них. Применительно к геологоразведочной отрасли будет в возрастающей степени проявляться тенденция к повышению ценности месторождений полезных ископаемых.

В условиях нашей экономики цель дисконтирования ожидаемого дохода применительно к геолого-экономической оценке месторождений не может связываться с альтернативой вложения средств в горное или машиностроительное предприятие. Она не может также заключаться в уменьшении ценности разведанных месторождений только вследствие длительного лага между вложением средств и получением реальной отдачи. Длительный лаг органически присущ процессу разведки и эксплуатации месторождений, возможность разовой отработки которых, как известно, исключается. Продолжительность процесса определяется состоянием науки и техники. Иначе говоря, учет фактора времени не должен выражаться в абсолютном уменьшении количества разведанных запасов.

Однако процедура дисконтирования будущих доходов при оценке разведанных месторождений, как показано Е. А. Козловским, приводит к существенному сокращению разведанных запасов. Это противоречит основополагающей задаче рационального использования полезных ископаемых и искажает оценку возможностей удовлетворения перспективных потребностей народного хозяйства в минеральном сырье. Поскольку для процентного учета фактора времени при оценке предварительно и детально разведанных месторождений нет достаточных оснований, ли-

шены почвы доводы о предпочтительности сложного или простого процентирования и величине дисконта. Эти вопросы еще в 1958 г. поднимались К. Л. Пожарицким. Однако в последующие 20 лет в практике подсчета запасов и геолого-экономической оценки месторождений эти предложения не были приняты.

Экономическая оценка полезных ископаемых представляет по существу систему оценок, отражающую многостадийность процесса поисков, разведки, проектирования и эксплуатации месторождений. Для каждой стадии процесса воспроизводства минерально-сырьевой базы характерны свои задачи и особенности. Соответственно каждому виду экономической оценки присущи свои цели и особенности, обусловленные, в частности, характером имеющейся геолого-экономической информации.

Вероятность и недостаточно высокая достоверность исходной геологической информации, особенно на ранней стадии разведки месторождения или изучения рудного района, проявляются в сдержанном отношении к результатам экономических расчетов и выкладок. В подобных ситуациях вместо подробных подсчетов целесообразнее определять интервальные или предельно допустимые экономические показатели. При этом также должны применяться специально разработанные методы учета фактора времени, вытекающие из особенностей каждого вида экономической оценки. Их отсутствие приводит отдельных экономистов к ошибочным суждениям о «замораживании» средств, израсходованных на ранние стадии разведки бесперспективных объектов.

Использование специальных методов учета фактора времени необходимо при экономическом сопоставлении различных вариантов разведки, освоения и эксплуатации месторождений. В ряде случаев учет временного фактора правомерно осуществляется определением изменений горно-технических условий эксплуатации месторождения, годовых издержек и уровня добычи. Ориентировочное определение таких изменений возможно лишь в процессе технико-экономического проектирования на месторождениях, переданных промышленности. На проектируемых и эксплуатируемых рудниках появляется основа для учета фактора времени при решении горно-экономических задач. Более того, когда при проектировании горного предприятия из промышленных запасов основная часть включается в контур отработки месторождения или в первоочередную отработку, этим учитывается временной фактор. Однако даже при проектировании реальный учет временного фактора относится к первоначальному периоду эксплуатации месторождения.

В статье Е. А. Козловского ставится ряд принципиальных методологических вопросов экономики минерального сырья и геологоразведочных работ, открывающих перспективу развития экономических исследований. Действительно, реализация важнейшей задачи обеспечения опережающего роста разведанных запасов по сравнению с темпами развития добывающих отраслей промышленности связана с дифференцированным подходом как по полезным ископаемым и промышленным типам месторождений, так и по регионам, территориально-производственным комплексам, горным предприятиям. Все это требует дальнейшего совершенствования методов перспективного планирования геологоразведочных работ.

Планирование прироста разведанных запасов иногда напоминает пресловутый валовый подход в промышленности. Для выполнения возрастающего плана прироста запасов нередко детально разведываются месторождения, которые будут эксплуатироваться много лет спустя. В результате многократное опережение общего прироста разведанных запасов над добычей не всегда сопровождается ростом реальной обеспеченности горнодобывающей промышленности.

* Козловский Е. А. Минерально-сырьевая база и фактор времени.— Сов. геология, 1979, № 3, с. 9—22.

Проблема геолого-экономической оценки месторождений связана, как отмечено в статье, с проблемой повышения экономической эффективности геологоразведочных работ. Представляется неправомерным выделение понятий народнохозяйственной и отраслевой эффективности геологоразведочных работ, выражаемой показателем удельных затрат на прирост разведанных запасов. Преобразование последнего в показатель прироста запасов на рубль затрат не открыло новых возможностей в оценке конечных результатов геологоразведочной отрасли. Рост отраслевых удельных затрат на прирост разведанных запасов в основном отражает естественную тенденцию истощаемости фонда легкооткрываемых месторождений. Экономическую эффективность геологоразведочных работ можно рассматривать в двух аспектах: 1) эффективность капитальных вложений на поиски и разведку месторождений; 2) эффективность производственно-хозяйственной деятельности геологоразведочных организаций. Такой подход предполагает использование понятий общей, сравнительной и хозрасчетной эффективности и соответствующих им показателей*.

Возможности ускорения поисков и разведки месторождений связаны, в частности, с хозрасчетными стимулами материального поощрения за сокращение продолжительности стадий. Разработка укрупненных нормативов для каждой стадии поисковых и разведочных работ для месторождений различных типов, определение на их основе сметной стоимости выполнения стадии, использование механизма кредитования для финансирования работ с окончательным расчетом по завершении каждой стадии — такой представляется возможная схема развития хозрасчета в геологоразведочной отрасли. Использование в практике проектирования укрупненных нормативов исключило бы из поисково-оценочной и предварительной стадий работы, свойственные последующей стадии.

Принципиальным вопросом совершенствования геолого-экономической оценки месторождений является несоответствие используемых оптовых цен задачам развития минерально-сырьевой базы. Использование при этом других показателей, кроме оптовых цен, может привести к тому, что в балансы разведанных запасов будут включены месторождения, не рентабельные для эксплуатации. Однако в современной практике подсчета и утверждения балансовых запасов возрастают случаи неэкономических решений. Это относится к полезным ископаемым с напряженным сырьевым балансом, когда уровень оптовых цен не соответствует перспективам развития минерально-сырьевой базы.

Очевидна необходимость создания специальных цен для экономической оценки месторождений. Исходя из основной функции отбраковки, стоимостным содержанием таких цен должны быть замыкающие затраты, рассчитанные по худшему месторождению, которое намечено к промышленному освоению перспективным планом развития соответствующей подотрасли. Оценочный критерий по «замыкающему ресурсу» выразит перспективу минерально-сырьевой базы данной подотрасли; выделение эталонного замыкающего месторождения потребует специальных обоснований.

Поскольку эффективность вовлечения в народнохозяйственный оборот замыкающего месторождения зависит как от предстоящих эксплуатационных расходов, так и от необходимых капитальных вложений, стоимостной основой лимитных цен должны быть замыкающие приведенные затраты. В последних синтезируются основные оценочные показатели

* Методические рекомендации по определению и оценке экономической эффективности геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. М., ВИАЭМ 1977.

ли, используемые при экономической оценке месторождений: себестоимость и капитальные вложения (непосредственно), потребность в полезном ископаемом и фактор времени (косвенно). Методология расчета замыкающих приведенных затрат отвечает критерию удовлетворения народнохозяйственной потребности в минеральном сырье с минимальными затратами живого и овеществленного труда.

Замыкающие затраты рекомендуется определять на основе оптимальных многовариантных расчетов перспективных планов развития и размещения подотраслей горнодобывающей промышленности. В соответствии с теорией оптимального планирования изолированная от целей и задач отраслевого плана оценка отдельных месторождений методологически несостоятельна. Однако выполнение оптимизационных расчетов предполагает наличие нормативов капитальных и эксплуатационных затрат по всему циклу воспроизводства минерально-сырьевой базы. Подобные оптимизационные расчеты перспективных планов по большинству подотраслей горнодобывающей промышленности отсутствуют.

В современный период определение замыкающих затрат может быть произведено также путем ранжирования месторождений, эксплуатация которых необходима для удовлетворения потребности в минеральном сырье, по уровню приведенных затрат на единицу конечной продукции. Тогда одно или несколько горнодобывающих предприятий с наиболее высокими удельными приведенными затратами определяют уровень замыкающих отраслевых затрат на перспективный пятилетний период.

Обоснованы также предложения об использовании перспективных оптовых цен, а также применении специальных коэффициентов к действующему прейскуранту. Теоретически нерешенным остается вопрос совместимости использования цен на базе замыкающих затрат и оптовых цен на продукцию из минерального сырья. Очевидно, необходимой предпосылкой возможного совместного использования оптовых и специальных цен является введение в горнодобывающей промышленности рентных платежей. Механизм, основанный на учете и взимании горной ренты, способствовал бы выравниванию условий хозрасчетной деятельности горных предприятий в зависимости от горно-геологических характеристик месторождений.

УДК 551.26.036 : 551.73/78

В. К. КАБАЛОВ (ВНИГРИуголь)

Условия формирования угленосных отложений Урала

Угленосные отложения на Урале широко развиты как по площади, так и по вертикали в стратиграфическом диапазоне от нижнего карбона до неогена включительно.

Фанерозойская история Урала включала полный геосинклинальный цикл в палеозое и платформенный — в мезо-кайнозое. Это обусловило развитие разнообразных геологических формаций геосинклинального, орогенного и платформенного типов, многие из которых полновесно или частично угленосны. Иными словами, формирование угленосных отложений на Урале происходило на различных его геолого-тектонических этапах и было приурочено к различным структурно-формационным зонам. Это обусловило большое формационное разнообразие угленосных толщ по литолого-фациальному составу, мощ-

ности, площадному распространению, структурному положению и, наконец, по степени угленосности.

Все это позволяет рассматривать Урал как один из уникальных участков земной коры, на примере которого можно всесторонне проанализировать особенности строения и оценить промышленное значение угленосных отложений, входящих в состав различных геологических осадочных формаций. Последние образуют на Урале в вертикальном ряду собственно геосинклинальный, орогенный и платформенный структурные комплексы, а в латеральном ряду по поверхности современного тектонического плана с запада на восток размещаются на краю древней платформы, в орогенно-складчатой области и на молодой эпигерцинской платформе.

В течение герцинского геосинклинального развития на Урале выделяются две эпохи углеобразования — раннекаменноугольная и пермская. Они отвечают различным этапам развития уральской геосинклинали, а соответствующие им угленосные отложения относятся к различным классам формаций.

Раннекаменноугольная эпоха углеобразования в историческом аспекте соответствовала заключительной фазе зрелой, или предорогенной, стадии развития уральской геосинклинали. В это время Урал представлял собой подвижную область, резко расчлененную меридионально вытянутыми поднятиями и прогибами. В поперечном сечении ее четко обособились две структурно-формационные зоны — восточная эвгео- и западная миогеосинклинальная.

В эвгеосинклинальной зоне процессы раннекарбонowego угленакпления были генетически связаны с формированием флишовой и граувакковой формаций, приуроченных к различным по тектонической природе и условиям седиментации прогибам. Четко выделяются два типа отрицательных тектонических структур, к которым было приурочено угленакпление, — унаследованные прогибы с флишовой и новообразованные (карбонные) с граувакковой формациями.

Унаследованные прогибы, представляющие собой крупные зоны устойчивого и длительного прогибания, являлись основными отрицательными структурами уральской геосинклинали. Они характеризовались наиболее высокой контрастностью вертикальных движений по простиранию и особенно вкост простирания и активной магматической деятельностью. В палеогеографическом отношении эти прогибы представляли собой морские бассейны или проливы с вулканическими островами, окаймленные тектонической суши или вулканической кордильерой. Такими структурами, с которыми было связано образование угленосных отложений, являлись прогибы Алапаевско-Теченского и Магнитогорского мегасинклинорий. В первом расположены угольные месторождения Егоршино-Каменского района, а во втором — Зиренский, Агацкое, Кизильское и др.

Вертикальный ряд геологических формаций унаследованных прогибов типичен для внутригеосинклинальных прогибов. Нижняя часть герцинского структурного комплекса представлена порфировой, граувакковой и карбонатными формациями среднего девона, которые с разрывом и стратиграфическим перерывом залегают на формациях начальной, или океанической (рифтовой), стадии развития уральской геосинклинали (рис. 1). Выше залегают андезитовая и флишевая формации позднего девона — раннего турне, которые еще выше сменяются средневизейской флишовой формацией; последняя в определенных частях прогиба является угленосной. Собственно геосинклинальный формационный вертикальный ряд заканчивается мелководными, пре-

имущественно карбонатными образованиями серпуховского и башкирского ярусов.

Описанная вертикальная последовательность формаций унаследованных прогибов на различных участках прогиба несколько изменяется в зависимости от их положения относительно структурных зон прогиба и магматических очагов.

Области торфообразования в названных структурах размещались главным образом в их бортовых частях, на границе с окаймляющими тектонической суши или вулканической кордильерой, где формировались узкие полосы прибрежно-континентальной низменности. В Магнитогорском прогибе углеобразование частично происходило также во внутренних его частях, что было обусловлено широким развитием здесь вулканических островов.

Визейская флишовая формация рассматриваемых прогибов, как и нижележащая флишевая, закономерно изменяется по составу в поперечном сечении. Во внутренних частях прогиба она имеет преимущественно карбонатный состав; в сторону суши в их составе постепенно начинают преобладать мелководные терригенные образования, которые у самой суши сменяются континентальными терригенными. По аналогии с флишевыми геогенерациями их можно определить соответственно как карбонатную, терригенную и грубую флишовую.

Не имея возможности в рамках статьи дать подробную характеристику флишовых угленосных формаций всех известных пунктов их развития, мы ограничимся их общим описанием на примере наиболее полно изученного Алапаевско-Теченского палеопргиба.

Углеобразование здесь было приурочено к восточной прибрежной зоне. Осевая и западная зоны прогиба были покрыты неглубоким морем, распространявшимся далеко на запад. Угленосная толща рассматриваемого типа относится к параличским, и в вертикальном разрезе характеризуется общим трансгрессивным строением. Она сложена преимущественно мелководными терригенными, глинистыми, кар-

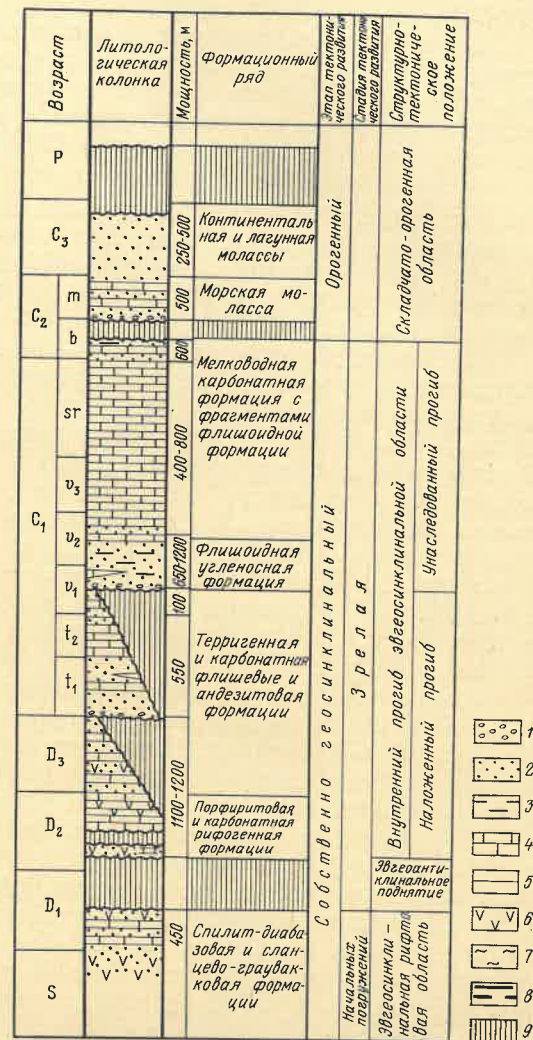


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая и тектоническая колонка Алапаевско-Теченского мегасинклинория

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты и глины; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — эффузивные и пирокластические породы; 7 — опоконидные породы; 8 — углестые породы и угли; 9 — стратиграфические перерывы

бонатными и континентальными прибрежными образованиями, которые в сторону палеоморя постепенно замещаются более карбонатными отложениями, а в противоположном направлении также постепенно переходят в грубообломочные континентальные. Снизу вверх по разрезу этот латеральный ряд литолого-фациальных типов пород смещается в сторону суши.

Угленосные отложения характеризуются четким циклическим строением. В них выделяется до тридцати элементарных циклов, которые в нижней половине разреза толщи сложены пролювиальными, аллювиальными и озерно-болотными, а в верхней — прибрежно-морскими и озерно-болотными фациями [5]. Общая мощность угленосных отложений лишь иногда превышает 1 км.

Строение угленосных отложений Алапаевско-Теченского мегасинклинория, их положение в вертикальном формационном ряду и структурная приуроченность к внутренним геосинклинальным прогибам отвечают флишовой формации [4]. На этом основании угленосные отложения следует отнести к терригенной геогенерации.

В связи с закономерным латеральным и вертикальным строением флишовой формации определенный характер приобретает и размещение угольных пластов. Как правило, количество последних в ней достигает нескольких десятков, при мощности в несколько метров. В стратиграфическом разрезе формации угольные пласты характеризуются циклическим распространением, а изменение их мощности связано с последовательной сменой циклов различного порядка и состава. Наибольшее количество угольных пластов и их максимальная мощность отмечаются в средней по латерали части формации. В направлении к палеоморию и палеосуше угольные пласты постепенно генетически выклиниваются. Согласно той же закономерности изменяется и мощность угленосной части формации.

Заканчивая общую характеристику флишовой угленосной формации Урала, следует добавить, что в их состав нередко входят вулканогенные образования. Последние широко развиты в угленосных отложениях Магнитогорского мегасинклинория, который в раннем карбоне отличался наиболее активной вулканической деятельностью.

Граувакковая угленосная формация формировалась в новообразованных прогибах и по условиям седиментации и строению во многом отличается от флишовой угленосной формации. Рассматриваемые прогибы начали развиваться с турнейского века в результате активизации древнепалеозойских разломов и погружения по ним отдельных блоков земной коры. Размещенные на эвгеоантиклинальных поднятиях, они представляли собой ориентированные в общем уральском направлении узкие грабенообразные впадины различных размеров.

Формационный вертикальный ряд новообразованных прогибов отличается ограниченным набором формаций (рис. 2). В основании этого ряда находится граувакковая формация, которая с разрывом и структурным несогласием залегает на интрузивных и метаморфических породах нижнего палеозоя. Граувакковая формация перекрывается маломощной и локально развитой флишовой или чаще мелководной карбонатной формациями. Выше с перерывом залегают молассовые формации орогенного этапа развития Урала, которые в значительной степени денудированы или вообще отсутствуют.

Таким образом, граувакковая формация отвечает начальной стадии развития грабенообразных прогибов. Последние на этой стадии своего развития представляли собой неглубокие вытянутые впадины, окруженные с обеих сторон невысокой горной сушей тектонического и вулканического происхождения. Осадконакопление в этих впадинах

происходило в континентальных условиях за счет терригенного и туфогенного материала, сносимого с прилегающих к прогибу участков суши. В геоморфологическом отношении рассматриваемые грабенообразные впадины представляли собой озерно- и аллювиально-озерные межгорные долины. Терригенный и туфогенный материал угленосных отложений плохо отсортирован и слабо окатан. В вертикальном разрезе толщи циклическая либо отсутствует, либо она выражена неясно.

Общепринятого толкования понятия «граувакковая формация» с определением ее структурно-тектонического положения нет. По мнению большинства геологов, основными признаками этой формации являются грубообломочный состав слагающих ее пород, состоящих в значительной мере из обломков изверженных основных пород, а также содержание туфогенного материала. Согласно Геологическому словарю [4], эти формации относятся к эвгеосинклинальным, они образуются в результате размыва вулканогенных толщ, слагающих внутригеосинклинальные поднятия, при продолжающихся проявлениях вулканизма.

Таким образом, охарактеризованные особенности образования, строения и палеотектоническое положение угленосных отложений новообразованных прогибов отвечают основным признакам граувакковой формации.

Наиболее высокая угленосность граувакковой формации характерна для ее центральной части по латерали и примерно средней части по стратиграфическому разрезу.

Но, в отличие от флишовой угленосной формации, здесь не происходит закономерного смещения наиболее высокой продуктивности в каком-либо определенном направлении по площади прогиба. К обоим бортам прогиба угленосные отложения замещаются слабоугленосными и безугольными все более грубыми терригенными и туфогенными образованиями. Вследствие континентального генезиса углевмещающие отложения данной формации имеют невыдержанный литолого-фациальный состав не только вкрест простирания прогиба, но и по простиранию. Угольные пласты также отличаются слабой выдержанностью и изменчивым строением.

Возраст	Литологическая колонка	Мощность, м	Формационный ряд	Этап тектонического развития	Структурно-тектоническое положение
P				Орогенный	Орогенно-складчатая область
C ₃					
C ₂			Молассовая		
C ₁	sg	500-1000	Мелководная карбонатная формация	Собственно геосинклинальный этап	Угленосный прогиб
	v ₃				
	v ₂				
	v ₁				
	t ₂				
	t ₁				
D ₃					Эвгеосинклинальное поднятие
D ₂					
D ₁			Глубоководно-осадочные, порфиритовая и интрузивная формации		
				Начальная погружений	Эвгеосинклинальный прогиб

Рис. 2. Литолого-стратиграфическая и тектоническая колонка Полтаво-Брединского синклинория
Усл. обозн. см. рис. 1

Среди новообразованных прогибов с граувакковой угленосной формацией наиболее крупным является Копейско-Брединский мегасинклинорий, где расположены основные месторождения Полтаво-Брединского угленосного района. Названный прогиб заложился в позднеюрнейское время в пределах широкого внутригеосинклинального поднятия, разделенного на две части — западную, отвечающую в современной структуре Урала южному продолжению Восточно-Уральского поднятия, и восточную, соответствующую Зауральскому поднятию. В этом прогибе в позднем турне — раннем визе была сформирована мощная (1000—1500 м) терригенно-туфогенная толща, включающая до 40—50 невыдержанных угольных пластов и прослоев, наиболее мощные из которых (до 3—4,7 м) приурочены к средней части вертикального разреза толщи и на площади тяготеют к приосевой части прогиба.

К этому же типу прогибов относится и Домбаровская грабен-синклиналь, где расположено одноименное месторождение. Угленосные отложения этого месторождения мощностью до 1500 м также относятся к граувакковой формации; их строение аналогично строению угленосных отложений Копейско-Брединского прогиба.

В западной миогеосинклинальной структурно-формационной зоне Урала угленосные отложения карбоновой эпохи угленакопления имеют иное формационное положение и отличаются от одновозрастных угленосных отложений эвгеосинклинальной зоны геологическим строением и характером угленосности. В этой зоне с ними связаны промышленные месторождения Кизеловского бассейна, а также мелкие месторождения Шугор-Вуктыльского района.

Миогеосинклинальная зона Урала в палеозойское время развивалась в иной тектонической обстановке, что было связано с положением ее на платформенном основании, которое прослеживается со стороны Русской платформы до Главного Уральского разлома [3], т. е. до границы мио- и эвгеосинклинальных зон. В последнее время миогеосинклинальные зоны, или зоны, переходные между платформой и геосинклинальными областями, выделяются в качестве самостоятельного структурного элемента земной коры [7, 8, 11, 12]. Эти крупные структурные элементы, или краевые системы [7], возникают и развиваются на краю платформы под воздействием тектонических процессов, происходящих в смежной геосинклинальной области. Вследствие тектонически взаимосвязанного развития геосинклинали и краевой системы в геологическом развитии последней также выделяются несколько стадий, которые соответствуют определенным стадиям геосинклинальной области. Л. П. Зоненшайн и др. [7], А. А. Тимофеев и В. А. Тащилкин [12] включают миогеосинклинальную зону Урала в Предуральскую краевую систему.

Формирование нижнекарбоновых угленосных отложений Кизеловского бассейна и Шугор-Вуктыльского района происходило на стадии спокойного погружения Предуральской краевой системы, которая отвечала зрелой стадии Уральской геосинклинали. Ее тектонический режим характеризовался в общем погружением и развитием трансгрессии моря со стороны Уральской геосинклинали. Прогибание носило относительно спокойный характер, без складчатых и магматических процессов, и лишь в позднем девоне — турне проявились черты дифференцированности вертикальных движений.

В вертикальном разрезе Предуральской краевой системы структурный этаж, или комплекс стадии спокойного погружения (от среднего девона до верхнего карбона), представлен субплатформенными формациями мощностью не более 200—300 м каждая, сложенными преимущественно морскими терригенно-карбонатными и прибрежно-

континентальными терригенными образованиями. Названный комплекс включает три крупных трансгрессивно-регрессивных цикла — среднедевонский, позднедевонско-турнейский и визейско-серпуховский. Угленосные отложения Кизеловского бассейна и Шугор-Вуктыльского района приурочены к последнему циклу, который отвечал периоду тектонического покоя, или талассократической эпохе (между бретонской и судетской тектоническими эпохами) [10].

Формированию визейско-серпуховского цикла предшествовали предвизейская регрессия моря и перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв проявился не только в Предуралье, но и на широкой территории Русской плиты. На западном склоне Урала визейско-серпуховский цикл представлен лишь нижней, трансгрессивной частью.

В. Е. Хаин [13] в обобщенном разрезе трансгрессивно-регрессивных циклов платформ выделяет в их нижней трансгрессивной части следующие осадочные формации (снизу вверх): базальную лагунно-континентальную, нижнюю терригенную трансгрессивную и наконец, карбонатную, отвечающую максимальному развитию трансгрессии моря. При этом первая формация, формирование которой предшествует трансгрессии, может быть разделена на две самостоятельные формации — нижнюю собственно континентальную и верхнюю лагунно-морскую.

Согласно этому в визейско-серпуховском цикле западного склона Урала выделяются базальная собственно континентальная, или континентально-дельтовая, формация в объеме радаевского, бобриковского и нижней части тульского горизонтов (или западно-уральского угленосного горизонта по стратиграфической схеме Урала) и карбонатная формация верхней половины визе и серпуховского яруса. Переход между формациями носит постепенный характер. Угленосные отложения Кизеловского бассейна и Шугор-Вуктыльского района входят в состав континентальной формации. Необходимо отметить, что подстилающие визейскую угленосную толщу карбонатно-терригенные образования с углефицированными растительными остатками косвинского горизонта следует относить к позднедевонско-турнейскому циклу, к его регрессивной части. По схеме В. Е. Хаина [13] эти отложения отвечают верхней обломочной формации.

Таким образом, угленосные нижнекарбоновые отложения западного склона Урала входят в состав базальной континентально-дельтовой осадочной формации. Характер их строения и угленосности обусловлен общими закономерностями геологического строения и формирования данной формации, в частности общим трансгрессивным характером строения толщи, фаціальным изменением отложений от морских до континентальных в направлении с востока на запад, т. е. в сторону распространения трансгрессии, миграцией в этом же направлении снизу вверх по разрезу угленосных фаций. Помимо того, следует учитывать частные закономерности, обусловленные особенностями дельтовой ландшафтной обстановки, с которой пространственно связаны процессы торфообразования.

Вторая эпоха угленакопления, связанная с геосинклинальным развитием Урала, относится к пермскому периоду. С ней связано формирование угленосных отложений Печорского бассейна.

Условия образования пермских угленосных отложений Печорского бассейна хорошо изучены, а их формационное положение четко установлено. Поэтому мы лишь повторим, что их формирование связано с развитием Предуральского краевого прогиба и в формационном отношении они являются молассовыми образованиями.

Рассматриваемые угленосные отложения входят в состав артинско-нижнетриасового структурного комплекса, отвечающего формированию краевого прогиба, в связи с чем основные закономерности их строения и угленосности генетически тесно связаны с особенностями развития отрицательной структуры этой категории.

Четкое обособление краевого прогиба в рассматриваемой части Урала относится к артинскому веку, когда уральская геосинклиналь в связи с проявлением уральской эпохи герцинского тектогенеза испытала интенсивные складчатые и орогенические движения и была превращена в горную страну. К концу артинского — началу кунгурского веков активность складчато-орогенных движений снизилась; временная тектоническая стабилизация соответствовала периоду между уральской и позднегерцинской эпохами тектогенеза.

Вследствие высокого гипсометрического положения уральская горная область интенсивно разрушалась, явившись поставщиком огромного количества терригенного материала, поступавшего в краевой прогиб. В результате в кунгурском веке прогиб был полностью заполнен терригенным материалом и превратился в мелководную лагуну. В связи с наступившей в кунгурском веке в Уральской области временной тектонической стабилизации краевой прогиб также испытывал относительно спокойное пульсирующее прогибание. В этих условиях сформировалась нижняя лагунная молассовая угленосная формация [13], характеризующаяся ритмическим строением и сложенная мелководно-прибрежными и прибрежно-континентальными терригенными породами, включающими угольные пласты мощностью до 4—4,5 м. Строение последних относительно простое, они выдержаны на площади и в региональном плане расщепляются в сторону Урала.

Позднепермское время характеризуется новой активизацией горообразовательных процессов на Урале, что связано с позднегерцинским тектогенезом. Тектоническая активизация отразилась и в краевом прогибе. Произошло обособление ряда блоков, а его общее погружение приобрело сложно дифференцированный характер. Погружение прогиба в поздней перми полностью компенсировалось осадконакоплением, которое протекало уже в континентальных условиях.

Верхнепермская континентальная молассовая угленосная формация в отличие от кунгурской лагунной характеризуется слабо выраженным циклическим строением, особенно в верхних частях разреза, более грубозернистым и слабо отсортированным терригенным материалом. Угольные пласты имеют сложное строение, слабо выдержаны по площади, угли отличаются высокой зольностью. При сохранении регионального расщепления угольных пластов с запада на восток отмечаются многочисленные локальные расщепления.

Таким образом, угленосные пермские отложения Печорского бассейна относятся к молассовой лагунной формации в нижней своей части (лекворкутская свита) и к молассовой континентальной — в верхней.

С мезозойского времени на Урале начался платформенный период развития. Накопление угленосных отложений в этот период также происходило на различных стратиграфических уровнях, в различных структурно-формационных зонах, в связи с чем они отличаются по геологическому строению и формационному положению.

В платформенном развитии Урала выделяются два этапа: начальный, или доплитный, охватывающий небольшой по времени интервал — от раннего триаса до ранней юры, и плитный, продолжающийся до настоящего времени. На первом этапе Урал в геоструктурном отношении представлял собой щит молодой эпигерцинской платформы, или

сводовое поднятие [1]. Общее поднятие, которое испытывал в это время Урал, привело к возникновению растягивающих напряжений в земной коре и структур обрушения — грабенов, грабенообразных прогибов, приразломных депрессий. Эти новообразованные отрицательные структурные формы являлись локальными участками формирования доплитного, или нижнемезозойского, комплекса отложений — вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных. Последние представлены исключительно континентальными фациями — аллювиальными, озерными, болотными и др.

Вулканогенные и континентально-осадочные образования доплитного этапа в «тектонической» колонке Урала образуют обособленный комплекс, или структурный этаж, залегающий с перерывом и угловым несогласием между складчатым палеозоем внизу и верхнемезозойско-кайнозойским чехлом вверху (рис. 3, 4). Верхняя часть этого комплекса в составе верхнего триаса и в отдельных районах частично в составе нижней юры является угленосной (челябинская серия). С названными образованиями связаны промышленные месторождения угля Челябинского бассейна, Серовского и Булаша-Елкинского районов, а также Люльинское месторождение в Северо-Сосьвинском бассейне. Угленосные отложения залегают или непосредственно на палеозойском основании, или на вулканогенно-осадочных образованиях нижнего — среднего триаса (туринская серия).

Условия формирования и особенности геологического строения нижнемезозойских отложений, их угленосность и площадное распространение определяются структурным положением, размером и формой тектонических депрессий, с которыми они генетически тесно связаны.

Относительно структурно-формационной принадлежности вулканогенных и обломочных образований, формировавшихся в тектонических впадинах, подобных по времени образования и структурному положению раннемезозойским впадинам Урала, существует несколько точек зрения. В. Е. Хаин [13] и ряд других геологов время формирования указанных структур и выполняющих их вулканогенных и осадочных об-

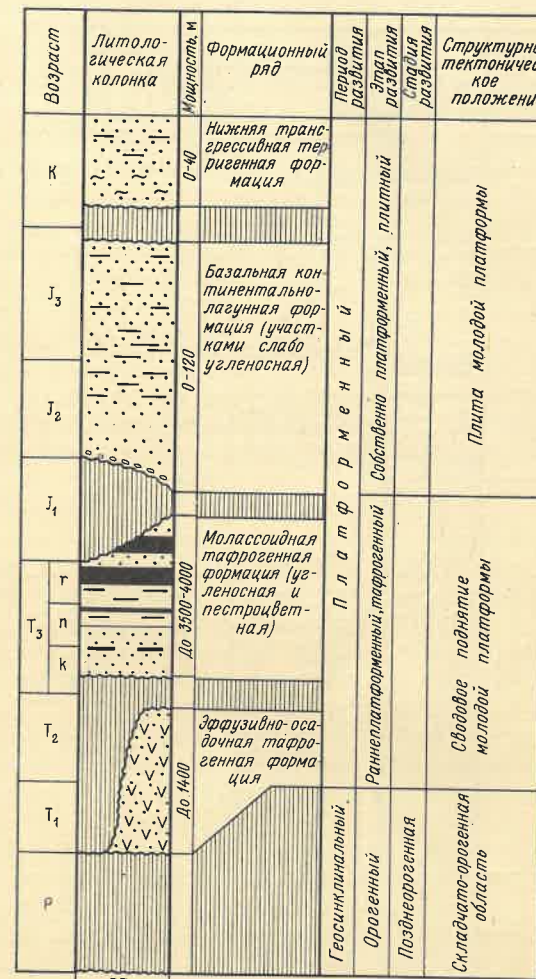


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая и тектоническая колонка Челябинского бассейна, Серовского и Булаша-Елкинского угленосных районов
Усл. обозн. см. рис. 1

разований относят к наиболее поздней стадии развития геосинклинали, а именно к тафрогенной стадии, следующей за орогенным этапом и предшествующей переходу геосинклинали в платформу. Другие исследователи [2, 6, 14] рассматривают эти структурные образования как платформенные, формирующиеся на ранней стадии развития платформы, еще до начала образования чехла. Так, М. О. Мазарович [6] относит обломочные образования, выполняющие тектонические впадины, к платформенным молассам, накопившимся на ранних стадиях формирования чехла и обусловленным процессом грабенообразования — тафрогенезу. Известны также попытки рассматривать обломочные молассовые образования грабенов как самостоятельный структурный комплекс, не входящий ни в складчатый фундамент, ни в платформенный чехол.

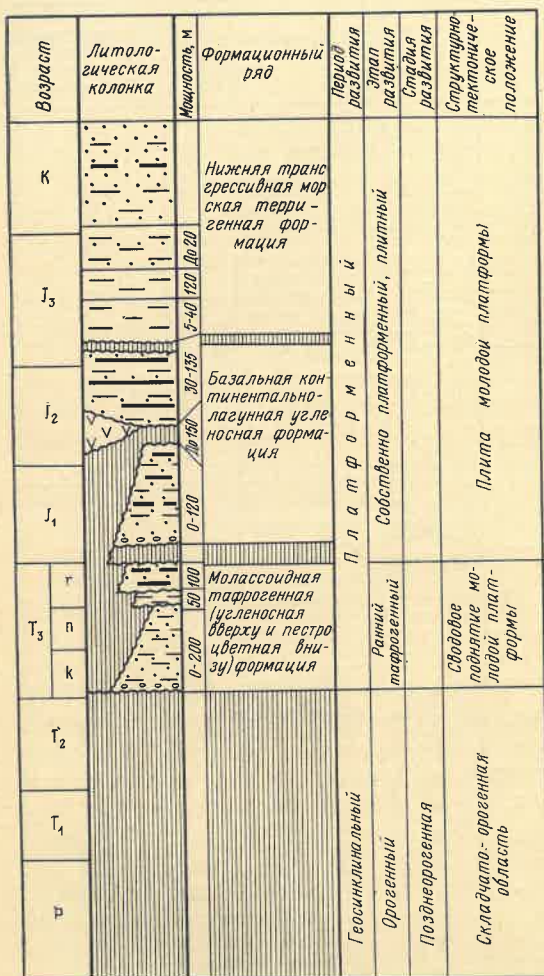


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая и тектоническая колонка Северо-Сосьвинского бассейна
Усл. обозн. см. рис. 1

триасовые в Северо-Сосьвинском бассейне относятся к молассоидной тафрогенной геологической формации.

В Северо-Сосьвинском бассейне выше триасовых угленосных отложений (ятринская свита) залегают юрские угленосные образования, с которыми связана основная часть месторождений бассейна (см. рис. 4). Они имеют иную формационную принадлежность и отличаются от угленосных триасовых по геологическому строению, угленосности и площадному распространению.

Юрские угленосные отложения характеризуются плащеобразным залеганием. Они перекрывают одновременно триасовый грабеновый и

По условиям образования, генетическому положению в орогенно-складчатой области и грубо терригенному составу описываемые нижнемезозойские обломочные отложения подобны молассовым образованиям орогенного этапа развития Урала. Но, учитывая, что время накопления этих образований соответствует платформенному периоду, а также принимая во внимание тесную связь последних со структурами тафрогенеза, их нельзя отождествлять с типичными молассовыми формациями, а следует относить к субмолассовым, точнее, к молассоидным формациям.

Таким образом, нижнемезозойские угленосные отложения восточного склона Урала (челябинская серия), а также

палеозойский складчатый структурные ярусы, отделяясь от них угловым и стратиграфическим несогласием. Выше с незначительным перебоем они перекрыты мелководно-морскими отложениями верхней юры. Рассматриваемые угленосные отложения характеризуются более спокойным тектоническим залеганием, постепенными литолого-фациальными переходами, плавными изменениями мощности и слабыми эпигенетическими преобразованиями.

Формирование юрских угленосных отложений Северо-Сосьвинского бассейна связано уже с плитным этапом развития Урала, в частности, его восточного склона. Этот этап характеризуется обширным и устойчивым погружением, вызванным региональным эпигерогеническим опусканием территории Западной Сибири, трансгрессией моря и формированием на широкой территории осадочных отложений чехольного яруса. Область названного бассейна в юрское время представляла собой предгорную прибрежно-равнинную провинцию, которая на западе ограничивалась возвышенной сушей Центрально-Уральского пояса, а на востоке — обширным Западно-Сибирским морским бассейном. В раннеюрскую эпоху (охтлянская свита) прибрежно-равнинная область Северо-Сосьвинского бассейна являлась изолированной, а затем полуизолированной от моря низменной сушей, где в начальный период накапливались преимущественно аллювиально-пролювиальные отложения, а затем по мере общего погружения территории, заполнения ее осадками и повышения грунтовых вод — озерные и болотные образования.

В конце ааленского — начале байосского веков после кратковременного поднятия произошло новое погружение территории бассейна, в результате чего она была превращена из полуизолированной в открытую прибрежную низменность, имеющую тесную связь с морем и периодически им затопляемую. В позднекемловское время после непродолжительной регрессии последовало быстрое ее погружение и перекрытие угленосных отложений морскими образованиями верхней юры и нижнего мела (см. рис. 4).

Таким образом, по тектоно-генетическим условиям и структурному положению юрские угленосные отложения относятся к базальной континентально-лагунной геологической формации, залегающей в основании чехольного яруса Уральской эпигерцинской платформы. Согласно вертикальному делению этой формации [13] в ней можно выделить две самостоятельные формации — собственно континентальную в составе охтлянской свиты и лагунную в составе тольинской свиты.

На основании формационной принадлежности юрских угленосных отложений более четко определяются основные закономерности их строения и угленосности. Во-первых, для них характерно региональное фациальное замещение морскими образованиями в восточном и континентальными терригенными в противоположном направлении.

В вертикальном разрезе формации в связи с ее трансгрессивным характером наиболее высокая угленосность приурочена к интервалу, отвечающему наиболее широкому развитию континентально-лагунных условий седиментогенеза. Ниже обычно преобладают континентальные терригенные отложения, выше постепенно возрастает роль мелководно-морских образований. Обычно такой интервал занимает среднее и (или) верхнее положение в разрезе в зависимости от мощности и степени сохранности регрессивной части конкретного цикла. В Северо-Сосьвинском бассейне в составе базальной континентально-лагунной формации регрессивная часть размыта. В связи с этим наиболее высокая угленосность юрских отложений приурочена к верхним частям разреза.

По площади зона максимальной угленосности закономерно мигрирует снизу вверх по разрезу в западном направлении, т. е. в сторону суши. Следует отметить, что в наиболее западных частях бассейна угленосность отмечается даже в низах маурыннинской свиты, залегающей выше угленосной толщи. Выдержанность отдельных литогенетических типов пород и, в частности, угольных пластов в силу трансгрессивного строения толщи повышается снизу вверх по разрезу; стратиграфически более высоко залегающие угольные пласты имеют большую площадь развития, отличаются простым строением и меньшей зольностью.

Таким образом, в Северо-Сосьвинском бассейне угленосные отложения относятся к двум различным геологическим формациям: триасовые угленосные отложения — к тафrogenной молассоидной, а юрские — к базальной континентально-лагунной.

Самыми молодыми угленосными отложениями на данной территории являются олигоцен-миоценовые образования Южно-Уральского бассейна. Он расположен на краю Русской платформы, т. е. в пределах выделяемой в этой части Предуральской краевой платформенной системы. Относительно палеозойских структур Южно-Уральский бассейн размещен в пределах Предуральского краевого прогиба.

Время формирования угленосных отложений Южно-Уральского бассейна соответствовало последней, собственно платформенной стадии развития Предуральской краевой системы. На этой стадии рассматриваемая территория развивалась в условиях спокойного тектонического режима, характеризовавшегося плавными и медленными эпейрогеническими движениями и вызванными ими широкими регрессиями и трансгрессией мелководного моря. Резкие изменения рельефа происходили лишь в области краевого прогиба и были связаны с проявлением галотектогенеза в кунгурских соленосных отложениях. В возникших в результате этих процессов понижениях на соляных сводах, их склонах и в междукупольном пространстве в олигоцен-миоценовое время были широко развиты процессы торфообразования.

Угленосные отложения Южно-Уральского бассейна представлены главным образом озерно-болотными и реже аллювиальными фациями. Их строение и особенности угленосности закономерно обусловлены морфологией и генетическим типом впадин, формировавшихся в результате соляной тектоники.

Н. И. Погребнов [9] предлагает выделять подобные отложения в качестве галократонных угленосных формаций, с подразделением последних на типы в зависимости от приуроченности их к депрессиям, занимающим различное положение относительно соляных куполов. В частности, галократонная угленосная формация Южно-Уральского бассейна отнесена им к типу, связанному с неглубокими, но широкими компенсационными впадинами, развитыми вокруг одиночных соляных куполов или между несколькими куполами. Для них характерно прерывистое распространение, линзовидный характер как самих отложений, так и угольных залежей, низкая степень метаморфизма углей [9].

Таким образом, на территории Урала и прилегающей краевой части Русской платформы угленосные отложения характеризуются большим разнообразием как по геологическому строению, так и по степени угленосности, что обусловлено их различным генезисом и формационным положением. Они приурочены к флишовой, граувакковой, молассовой (лагунной и континентальной), молассоидной тафrogenной, базальной континентально-лагунной и галократонной геологическим осадочным формациям.

Угленосные отложения различного формационного типа характеризуются определенными закономерностями образования, геологического строения и угленосности. Флишная и граувакковая угленосные формации имеют трансгрессивное строение, тогда как молассовые — регрессивное, что обуславливает различный характер распределения по разрезу и по латерали наиболее мощных угольных пластов. Молассоидная тафrogenная угленосная формация имеет континентальный генезис, характеризуется локальным по площади распространением; ее строение и продуктивность определяются тектоническим положением и морфо-структурными особенностями включающего ее прогиба. Базальные континентальная и лагунная угленосные формации имеют трансгрессивное строение; стратиграфически более высоко залегающие угольные пласты имеют большую площадь развития, отличаются более простым строением и меньшей зольностью.

Следовательно, правильное определение формационного положения угленосных толщ имеет не только научное, но и важное практическое значение, так как позволяет более достоверно прогнозировать целый ряд особенностей их геологического строения, в том числе показатели угленосности, и тем самым более целенаправленно проводить поисково-разведочные работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В. С. О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий восточного склона Урала и Зауралья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9, с. 42—52.
2. Бочкарев В. С., Рудкевич М. Я. Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 68—76.
3. Гафаров Р. А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 8, с. 3—14.
4. Геологический словарь, т. 2. М., Недра, 1973.
5. Еремеев В. В. Палеогеография и минералообразование нижнекарбонных угленосных отложений Среднего Урала. М., Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 240).
6. Мазарович М. О. Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 29—45.
7. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями/Л. П. Зоненшайн и др. — Геотектоника, 1966, № 5, с. 3—17.
8. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.
9. Погребнов Н. И. Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 3—18.
10. Пронин А. А. Тектонические эпохи фанерозоя. — Тр. Ин-та геологии и геохимии АН СССР, вып. 92, 1971, с. 3—9.
11. Пуцаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 3—12.
12. Тимофеев А. А., Тащилкин В. А. О типах краевых структур, возникающих на различных стадиях развития геосинклиналей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 31—39.
13. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
14. Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., Наука, 1974.

УДК 551.761(479-16)

Н. В. БЕЗНОСКОВ, Н. А. ЕФИМОВА (ВНИГНИ)

Стратиграфия триаса Северо-Западного Кавказа

Разработка и уточнение стратиграфических схем триасовых отложений юга СССР имеет большое практическое значение в связи с приуроченностью к ним залежей углеводородов. За последние 15 лет установлено широкое распространение триаса в Предкавказье и Закаспии. На Северо-Западном Кавказе в междуречье Большой Лабы и Белой наблюдается наиболее полный разрез триасовых отложений в морских фациях. Поскольку в других регионах юга СССР они представлены неполно или в значительной части континентальными и солоноватоводными осадками, изучение триаса Северо-Западного Кавказа принципиально важно для региональных и межрегиональных стратиграфических построений.

В 1978 г. Межведомственный стратиграфический комитет на основе проекта, подготовленного К. О. Ростовцевым [9], утвердил корреляционную стратиграфическую схему триасовых отложений Северо-Западного Кавказа. Наши десятилетние исследования, а также результаты предшествующих работ показали, что принятая схема недостаточно точна как в отношении корреляции разновозрастных разнофациальных отложений, так и в оценке стратиграфических взаимоотношений толщ. За основу стратиграфического расчленения триаса Северо-Западного Кавказа нами приняты свиты, установленные В. Н. Робинсоном и В. И. Славным [10, 11, 12]. Ссылка на более ранние исследования и в случае необходимости обсуждения их результатов приводятся в описании свит.

Ятыргвартинская свита (T_1ja) предложена В. И. Славным в объеме «тонкослоистых и сплошных известняков», выделенных В. Н. Робинсоном [10]. В. П. Егидарян [5], К. О. Ростовцев [9] включили в ее состав также «песчаники и базальный конгломерат» и «массивный известняк» [10]. В этом объеме свита принимается и нами. Она залегает с угловым несогласием на разновозрастных толщах палеозоя. В наиболее полном стратиграфическом объеме свита прослеживается от долины р. Белой на западе до долины р. Малой Лабы на востоке, срезая вышележащими свитами по северной периферии области развития триасовых отложений — в балке Соленой, близ устья р. Тхач, в разрезе скв. К-30 Каменноостской и на юге — в районе горы Слесарни, западнее на правом берегу р. Киши.

Свита имеет трехчленное строение. В основании залегает крайне изменчивая по составу и мощности толща прибрежных конгломератов, песчаников и алевролитов. Конгломераты от валунных до гравийных, полимиктовые (сортировка материала обычно плохая, слоистость нечеткая косая или отсутствует), линзовидно переслаиваются с песчаниками разнозернистыми, преимущественно крупно- и среднезернистыми, полимиктовыми, плохо отсортированными, массивными и толстослоистыми. Алевролиты песчано-глинистые массивные, образуют линзы мощностью до 10 м в верхней части песчаников. Самостоятельное значение они приобретают в разрезе по р. Малой Лабе выше балки Никитина, где слагают верхнюю часть толщи мощностью до 40 м. Из линз ракушечников в песчаниках и из алевролитов известны единичные *Paleopharus* sp. (А. М. Данилевич, 1951 г.).

Строение и состав базальной толщи тесно связаны с предтриасовым рельефом: в депрессиях развит полный набор последовательно сменяющих друг друга пород, а мощность толщи колеблется от 30 до 100 м, на

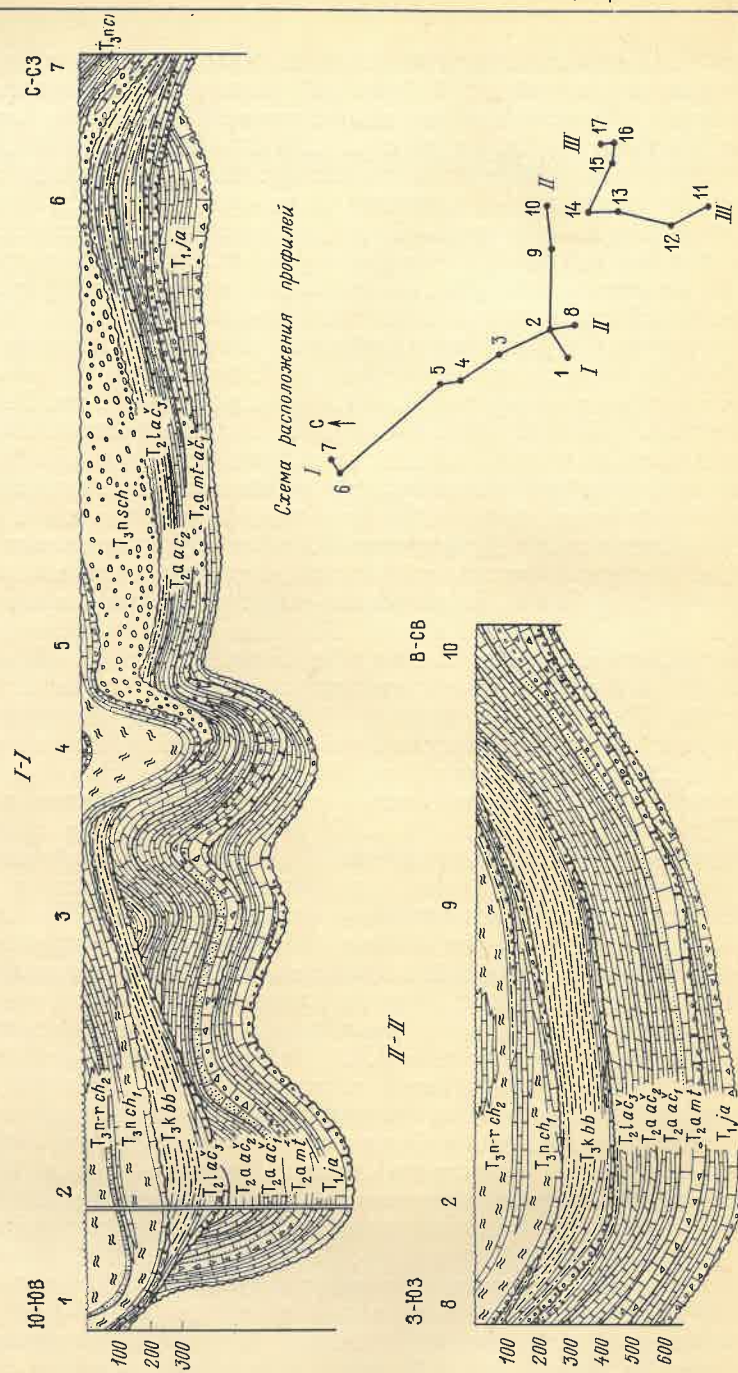
выступах обычно присутствует лишь маломощная (не более 20 м) пачка песчаников с пластом базальных конгломератов, иногда только слой брекчий и дресвяников из подстилающих пород. На базальной толще, иногда непосредственно на породах палеозоя, залегают известняки светлого-серые, толстоплитчатые, оолитовые, перекристаллизованные, пятнами доломитизированные, в нижней части опесчаненные. Мощность их уменьшается от 20—30 до 2—5 м на выступах предтриасового рельефа. В шлифах видны обломки раковин двустворчатых моллюсков, брахиопод, остатки иглокожих, иногда скопления раковин фораминифер, мелких гастропод и водорослей сем. *Dasycladaceae*.

Верхняя часть ятыргвартинской свиты представлена известняками, темно-серыми, тонкоплитчатыми, пелитоморфными, в различной степени глинистыми и алевритистыми мощностью 100—150 м. Известняки обычно смяты в мелкие дисгармоничные (подводно-оползневые?) складки и содержат линзы (до 1,5 м) известняковых брекчий (турбидиты?). Из этой толщи известны остатки аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер и миоспор. В прослоях обломочного известняка, располагающегося на горе Ятыргварта в 20 м от подошвы толщи, присутствуют: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Myophoria ovata* Goldf., *Entolium discites* Schloth., *Eumorphotis* ex gr. *venetiana* Haue, выше — *Claraia clara* Emmer., *C. stachei* Bittn., а еще на несколько метров выше — *Claraia aurita* Haue и *Flemengites* cf. *labaensis* Kirar. Из верхней части тонкоплитчатых известняков на горе Ятыргварта известны: *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., *Prothyrites robinsoni* Kirar., *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, *Nannites sinuosus* Kirar., *Dieneroceras caucasicum* Porov, *Parussuria compressa* Hyatt et Smith [12, 13]. Кроме них, в известняковых брекчиях близ подошвы толщи на р. Сахрае выше устья р. Малого Сахрая авторами найдены (определения Г. Г. Кургалимовой) *Arctoceras* sp. и *Pseudosageceras* sp., а в пачке толстоплитчатых известняков средней части толщи на р. Сахрае ниже с. Новопрохладного — *Arctoceras* sp.

В довольно бедном сообществе фораминифер преобладают нодозарииды, реже встречаются аммодисциды [7]. Из тонкоплитчатых известняков р. Сахрая ниже с. Новопрохладного установлен комплекс миоспор, состоящий в основном из пыльцы голосеменных растений *Cycadopites* (97,0—100,0%, по данным Л. С. Поземовой). Возраст ятыргвартинской свиты в целом принимается раннетриасовым, аммониты обосновывают присутствие в ее составе отложений хронозоны *Owenites* [13].

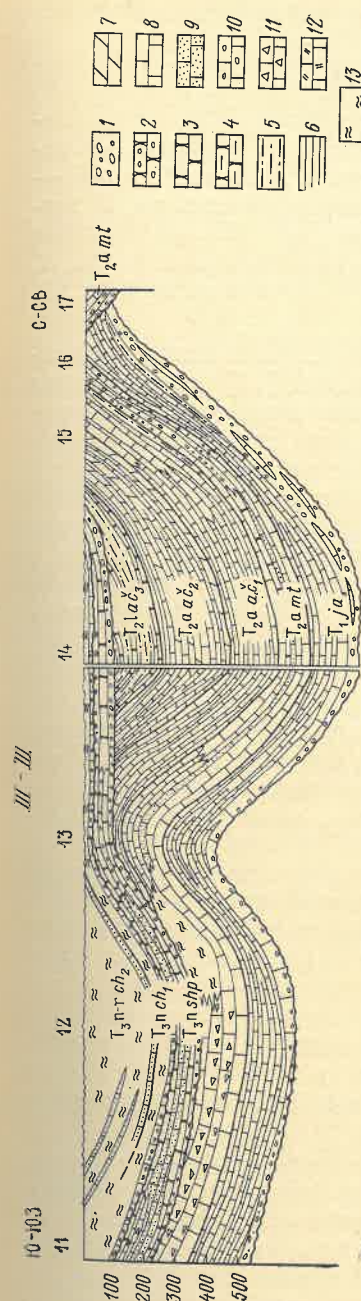
Свита Малого Тхача (T_2amt) выделена В. Н. Робинсоном [10] в качестве «горизонта Малого Тхача» — толщи толстоплитчатых известняков, образующих нижний скальный уступ в южной части области выходов отложений триаса на поверхность между верховьями р. Сахрая и горой Ятыргварта. В. И. Славин и С. Л. Бызова установили постепенное замещение известняков в северном направлении известняковыми и полимиктовыми конгломератами (р. Малая Лаба, балки Кадустина и Соленая, правобережье р. Сахрая), песчаниками и конгломератами (р. Белая, балки Мишоко и Руфабго), а также признаки трансгрессивного залегания отложений свиты Малого Тхача. В схеме К. О. Ростовцева [9] терригенная фация этой свиты, развитая на р. Белой, включена в состав «сахрайской серии», а трансгрессивное наложение свиты не учтено.

Свита Малого Тхача без видимого перерыва залегает на ятыргвартинской в южной части области выходов отложений триаса на поверхность между горой Ятыргварта и истоками р. Сахрая. В верховьях р. Тхача и в среднем течении р. Ачешбока в ее основании появляется пачка песчаников и полимиктовых конгломератов, в устье р. Тхача и в



Схематические профили триасовых отложений Северо-Западного Кавказа

1 — конгломераты и гравелисты; 2 — песчаники с гравием; 3 — песчаники; 4 — песчаники глинистые; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — известняки песчаные; 10 — известняковый конгломерат; 11 — известняковая брекчия; 12 — известняки с примесью вулканогенного материала; 13 — рифогенные известняки; 14 — известняки; 15 — известняки; 16 — известняки; 17 — известняки.



Устье р. Тхач; 11 — гора Ширда; 12 — гора Ширда; 13 — гора Ширда; 14 — гора Ширда; 15 — гора Ширда; 16 — гора Ширда; 17 — гора Ширда.

балке Соленой на р. Малой Лабе свита трансгрессивно залегает на палеозойских образованиях, на р. Белой — несогласно на ятыргвартинской свите, а на правом берегу р. Киши западнее горы Слесарни и в истоках р. Куны полностью срезана бабукской свитой.

Разрез свиты отражает последовательную смену с юга на север мелководно-морских карбонатных отложений прибрежными терригенно-карбонатными и терригенными. В районе горы Сундуки и в западной части хр. Малый Бамбак она имеет двучленное строение. В основании развиты известняки (мощностью 120 м), массивные и толстоплитчатые, перекристаллизованные, с реликтами оолитовой текстуры, линзами известняковых брекчий и прослоями песчаных известняков с кварцевым гравием. В верхней части свиты мощностью 60—80 м преобладают органогенно-детритовые и криноидные известняки. Южнее горы Сундуки, на хр. Сирда и горе Ятыргварты, по данным С. Л. Бызовой, верхи криноидных известняков срезаются норийскими отложениями. В полосе выходов, примыкающих к горе Малый Тхач, и в истоках р. Сахрая криноидные известняки замещаются оолитовыми и песчанистыми разностями мощностью до 60—100 м.

На горе Шапке и восточном склоне хр. Бамбак в составе свиты Малого Тхача появляются прослои полимиктовых конгломератов, мощность и количество которых увеличиваются к северу. Характерны зеленые известняковые конгломераты с обильными угловатыми обломками серпентинитов. Мощность свиты достигает здесь 60—70 м. Аналогичные зеленые конгломераты обнажаются в ядре антиклинали, прорезанной правыми притоками р. Сахрая — балками Свинячей и Бжебсом, а также на водоразделе рек Сахрая и Мамрюка. Полимиктовые и известняковые конгломераты присутствуют в разрезе свиты Малого Тхача в устье р. Тхача, где она залегает непосредственно на палеозойских отложениях.

В долине р. Мамрюка на ятыргвартинской свите располагается толща переслаивающихся конгломератов, песчаников и песчаных известняков мощностью 56 м. Аналогичная по составу толща (мощность 30—40 м) несогласно залегает на отложениях ятыргвартинской свиты по р. Белой (балка Мишоко). Грубообломочные породы в долине р. Мамрюка перекрыты плитчаты-

ми известняками средней ачешбокской подсвиты, а в долине р. Белой — алевролитами с *Hollandites*.

Таким образом, по положению в разрезе они отвечают свите Малого Тхача и нижней ачешбокской подсвите.

В породах свиты Малого Тхача А. А. Шевыревым [13] в хр. Бамбак найдены *Danubites* sp. и *Hollandites* sp., на горе Ятыргварта — *Longobardites caucasicus* (Sch ev.) и *Leiohyllites* sp., а в балке Мертвой — *Megaphyllites* sp. и *Prosphingites* sp. Более обильны брахиоподы. В верховьях р. Бугунжи и на юго-западном склоне хр. Малый Бамбак О. З. Дагис собрал и определил: *Spiriferina koeveskaliensis* Bittn., *S. fragilis* Schl., *S. balatonica* Bittn., *Rhynchonella trinodosi* Bittn., *R. cf. volitans* Bittn.

В. Н. Робинсон [10] относил свиту Малого Тхача к нижнему триасу, а С. Л. Бызова — к среднему. А. А. Шевыревым [13] возраст свиты был уточнен как раннеанизийский. Учитывая крайнюю редкость палеонтологических находок в отложениях свиты Малого Тхача и подстилающей ятыргвартинской свиты, совмещение с границей этих свит рубежа нижнего и среднего отделов триаса является условным. На указанной границе отмечается резкая смена комплексов фораминифер: в породах ятыргвартинской свиты преобладают тонкостенные нодозарииды, а в свите Малого Тхача основная часть комплекса представлена спирально-свернутыми толстостенными формами (комплекс с *Meandrospira dinarica*) [7]. Такая резкая смена комплекса фораминифер обусловлена изменением фациальных условий (относительно глубоководных на мелководные) в бассейне осадконакопления.

Ачешбокская свита (Т_{2ааδ}) выделена В. И. Славным. Первоначально она объединяла толщи анизийских тонкоплитчатых известняков и тонкоплитчатых известняков, переслаивающихся с мергелями, и была названа «верхняя свита тонкослоистых известняков и известняково-мергельная свита» [10]. Н. В. Безносков включил в ее состав в ранге подсвиты толщу ладинских аргиллитов и песчаников, ранее относимую к сахрайской свите и серии [9]. Основанием послужили: постепенный переход между анизийскими и ладинскими отложениями, угловое несогласие между ладинскими отложениями и грубообломочными породами сахрайской свиты на р. Бжебсе, повсеместно несогласное залегание на них карнийских отложений. В. И. Славин [11] указывал на тесную связь нижнеладинских отложений со слоями с *Posidonia wengensis* Wissm. и с подстилающей их ачешбокской свитой. Однако «средне- и верхнеладинские отложения» причислялись им к сахрайской свите.

Ачешбокская свита залегает согласно на свите Малого Тхача. В полном объеме она сохранилась в истоках рек Бугунжи, Малого Сахрая и в среднем течении р. Бжебса, в остальных районах в той или иной степени срезана карнийскими и норийскими отложениями. Полное срезание отмечено на горе Ятыргварта, в хр. Скирда, юго-западной части хр. Малый Бамбак и в восточной части хр. Агите, на правом берегу р. Сахрая выше устья Малого Сахрая, в верховьях р. Куны, на правом берегу р. Киши западнее горы Слесарни и в долине Сахрая ниже сел. Новопрохладного.

На большей части площади своего распространения ачешбокская свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя ачешбокская подсвита мощностью 80—100 м представлена толщей известняков темно-серых тонкоплитчатых, узловатослоистых, в различной степени глинистых, расслоенных мергелями, содержит прослои известняковых конгломератов и брекчий. В разрезах по рекам Ачешбоку, Тхачу и Сахраю выше

устья р. Малого Сахрая в 20—30 м от подошвы подсвиты прослеживается пласт (мощностью до 1,5—2 м) крупногалечникового полимиктового конгломерата. Цератиты в нижней ачешбокской подсвите редки и имеют плохую сохранность. Фораминиферы изучались только в шлифах, установлен их комплекс с *Arenovidalina* (?) *chialingchiangensis* [7]. Комплекс миоспор, по данным Л. С. Поземовой, включает 67% спор, сходных со спорами *Lundbladispore* и 15% спор *Lindbladispore* sp. (р. Тхач).

Средняя ачешбокская подсвита (мощность 100—220 м), связанная с нижней постепенным переходом, состоит из узловато-слоистых глинистых известняков, расслоенных мергелями, пачек мощностью от 2—3 до 10—15 м чередующихся с мергелями голубовато-серых известняков, содержащих конкреции известняков и прослои узловато-слоистых их разностей. В кровле подсвиты залегает характерная пачка темно-серых известковистых аргиллитов с железисто-карбонатными конкрециями мощностью 15—20 м. Богатый комплекс аммонитов, представители которого встречены в большинстве изученных разрезов, по нашим сборам (определения Г. Г. Кургалимовой), включает: в нижней части (р. Тхач) — *Paradanubites palmatus* Sch ev., *Hollandites* sp., *Laboceras acutulum* Sch ev., в средней (реки Бугунжа, Ачешбок, Тхач, Малый Сахрай) — *Phyllocladiscites connectens* Haueг, *P. acheschbokensis* Sch ev., *Sturia sansovinii* Mojs., *Megaphyllites prometheus* Sch ev., *Leiohyllites* cf. *visendus* Sch ev., *Beyrichites* sp., *Hollandites caucasicus* Sch ev., *Longobardites caucasicus* Sch ev., *Acrochordiceras* sp., *Paradanubites* sp., *Monophyllites sphaerophyllum* Haueг. В кровле подсвиты в истоках р. Бугунжи найдены (определения А. А. Шевырева): *Ptychites* cf. *rugifer* Mojs., *Sturia* sp., *Monophyllites* sp., *Megaphyllites* sp. Более полные комплексы приведены А. А. Шевыревым [13].

Кроме аммонитов, средняя ачешбокская подсвита охарактеризована фораминиферами — комплексом с *Ophthalmidium trucki* [7] и миоспорами — комплексом *Dissacites* — *Verrucosisporites* — *Discisporites* — *Microcachryidites* — *Concentricisporites*, который распространяется и на верхнюю ачешбокскую подсвиту [9]. Аммониты позволяют относить отложения указанных подсвит к верхней половине анизийского яруса — зоне *Paraceratites* [13].

Верхняя ачешбокская подсвита сохранилась в разрезах истоков р. Бугунжи, на р. Малом Сахрае, р. Бжебсе ниже верхнего моста и в истоке р. Мамрюка. Она согласно залегает на средней и сложена переслаивающимися аргиллитами с конкрециями, в различной степени алевитистыми, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность подсвиты достигает 140 м. Из разрезов подсвиты по рекам Бугунже и Малому Сахраю происходят: *Monophyllites wengensis* Klipst., *Sturia semiarata* Mojs., *Megaphyllites* sp., *Arcestes* (*Proarcestes*) *esinensis* Mojs., что позволяет относить ее к ладинскому ярусу, включая зону *Protrachyceras archelaus* [13]. Нами в верхней ачешбокской подсвите на р. Бугунже найдены *Arcestes* sp. и *Monophyllites* sp. плохой сохранности.

В наиболее северных выходах отложений ачешбокской свиты нижняя и средняя подсвиты не выделяются. На юго-восточном склоне хр. Малый Бамбак и далее к северу по р. Малой Лабе (балки Капустина и Соленая) тонкоплитчатые известняки и мергели нижней и средней подсвит постепенно замещаются толстоплитчатыми органогенно-детритовыми известняками, вследствие чего теряется четкость нижней границы ачешбокской свиты. Она проводится в балке Капустина в основании нижней пачки мергелей с прослоями известняков, а в балке Соленой — по кровле известняков с прослоями полимиктовых конгломератов.

В долине р. Мамрюка на грубообломочной толще залегают тонкоплитчатые известняки, пачками (по 10—12 м) чередующиеся с плитчатыми мергелями, содержащими прослой известняков. В кровле толщи, по составу коррелируемой со средней ачешбокской подсвитой, присутствует пачка черных аргиллитов с железисто-карбонатными конкрециями (7 м). Общая мощность пород средней подсвиты 50—55 м. На аргиллитах согласно залегают алевролиты глинистые, часто переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками и отдельными пластами крупнозернистых разностей. Мощность этой пачки, соответствующей верхней ачешбокской подсвите, 40 м. Выше с угловым несогласием залегает сахрайская свита.

В балке Мишоко на р. Белой грубообломочная толща перекрывается алевролитами глинистыми, в различной степени карбонатными с прослоями песчаников и гравелитов, вверху переслаивающимися с пачками песчаников суммарной мощностью 100 м. Выше с угловым несогласием залегают отложения сахрайской свиты. В нижней трети толщи отдельные пласты содержат обильные отпечатки цератитов, среди которых Г. Г. Кургалимова определила *Hollandites* cf. *caucasicus* Sh. ev. По-видимому, отсюда же происходят анизийские аммониты, собранные В. И. Выдриным и определенные Л. Д. Кипарисовой [4].

К. О. Ростовцев [9] включил рассматриваемые образования балки Мишоко в состав сахрайской серии и свиты. По палеонтологической характеристике и положению в разрезе они принадлежат ачешбокской свите, ее средней и верхней подсвитам. Такая корреляция разреза р. Белой с более южными разрезами была проведена ранее С. Л. Бызовым и В. И. Славным. Ачешбокская свита тесно связана со свитой Малого Тхача, образуя вместе с ней закономерно изменяющиеся по разрезу и площади отложения единого трансгрессивно-регрессивного цикла. В его основании лежат мелководные и прибрежные осадки свиты Малого Тхача, в средней части — глубоководные отложения нижней и средней ачешбокской подсвит, в верхней регрессивной части располагается верхняя ачешбокская подсвита. В направлении с юга на север роль грубообломочных пород возрастает.

Бабукская свита (*T_{3kbb}*), выделенная Н. В. Безносковым [1] из состава сахрайской свиты, трансгрессивно, с угловым несогласием, залегает на верхней ачешбокской подсвите в долине р. Сахрая, на средней ачешбокской подсвите в долинах рек Бугунжи, Ачешбока, Тхача, Ходзи и Свинаячей, на нижней ачешбокской подсвите, свите Малого Тхача и на ятыргвартинской — на правом берегу р. Сахрая, в долине р. Кунь, по правым истокам р. Киши, на палеозое — у горы Слесарни. Свита распространена в центральной и юго-западной частях области выходов отложений триаса на поверхность. Восточнее и южнее водораздела Бугунжа — Ачешбок она срезается шапкинкой свитой, севернее и западнее водораздела рек Бжебса и Свинаячей — сахрайской. Бабукская свита, кроме базальных слоев, сложена глинистыми алевролитами и алевролитами аргиллитами неяснослоистыми, с линзами мергелей, железисто-карбонатными конкрециями, редкими маломощными прослоями мелкозернистых и алевроитовых песчаников. Максимальная мощность пород (180—200 м) наблюдается в долине р. Тхач, в других пунктах она не превышает 100 м.

Базальные слои по рекам Малому Сахраю и Куне представлены пластом среднезернистого полимиктового песчаника мощностью до 2 м, на реках Тхач, Ходзе и Свинаячей — глинистыми брекчиями, линзовидно переслаивающимися с песчаниками, гравелитами и органогенно-обломочными известняками общей мощностью 5—15 м. На горе Большой Тхач и по правым истокам р. Киши в низах свиты залегают две пачки

песчаников мощностью от 8 до 20 м, разделенные пачкой аргиллитов и глинистых алевролитов (до 25—30 м). Базальные слои бабукской свиты палеонтологически охарактеризованы лишь в разрезе горы Большой Тхач, откуда Л. Д. Кипарисовой определены: *Lysochlamis praemissa* (Bitt.), *L. cf. diplopsides* (Gem. et Di Blasi), *Chlamis hinnitiformis* (Gem. et Di Blasi). Два последних вида известны из нижнекарнийских отложений Альп. Выше найдены аммониты: *Halobia austriaca* Mojs., *H. cassiana* Mojs., *H. zitteli* Lindstr. и брахиоподы: *Koninkina telleri* Bitt., *Mentzelia ampla* Bitt. [11, 12].

В низах толщи алевролитов на р. Тхач нами обнаружен *Joannites klipsteini* (Mojs) (определение А. А. Шевырева), в разрезе балки Свинаячей — близкие к позднекарнийским видам Альп *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* Mojs., *A. (P.) optimus* Kurg., *A. (P.) paropertus* Kurg., на р. Куне — *Pararcestes* sp. А. А. Шевырев [13] указывает: *Joannites klipsteini* (Mojs.), *Arcestes* (*Pararcestes*) *acutus* Mojs. и *Clionites* sp. (гора Большой Тхач). Фораминиферы представлены комплексом с *Pachyphloides klebelsbergi* [7], миоспоры — комплексом с *Toroisporis* — *Cyathidites* — *Granosaccus* — *Apiculatisporites hirsutus* [9]. По комплексу цератитов А. А. Шевырев [13] относит вмещающие их слои к зоне *Carnites floridus* (средняя часть карнийского яруса).

Шапкинская свита (*T_{3nshp}*) впервые выделена В. Н. Робинсоном [10] под названием «трансгрессивного горизонта верхнего триаса». При геологическом картировании она рассматривалась как «базальная свита норийского яруса» или «базальная толща норийского яруса» [12]. Название дано по горе Шапке, на северо-восточном склоне которой располагается обширное поле выходов отложений свиты на поверхность. Свита подробно изучена В. И. Славным, С. Л. Бызовым и З. П. Едигаряном [6], по данным которых и приводится ее описание.

Шапкинская свита несогласно залегает на свите Малого Тхача в разрезах горы Ятыргварта, хр. Скирда, хр. Малый Бамбак и в восточной части хр. Агите, на различных подсвитах ачешбокской свиты в истоках р. Бугунжи и на бабукской свите на водоразделе рек Бугунжи и Ачешбока. Распространена свита в юго-восточной части области выходов отложений триаса на поверхность: от верховьев рек Бескеса и Маркопиджи на востоке до водораздела рек Бугунжи и Ачешбока на северо-западе. В типовом разрезе на северо-восточном склоне горы Шапки она залегает на свите Малого Тхача в такой последовательности.

1. Конгломераты разногальчниковые, преимущественно кварцевые, с включениями крупных глыб подстилающих известняков 5 м
2. Песчаники серо-зеленые, массивные и толстослоистые, линзами косослоистые и разнозернистые, в основании крупнозернистые с примесью гравия кварца. Содержат толстостенные раковины двустворчатых моллюсков 30 „
3. Гравелиты кварцевые неяснокосослоистые, переслаивающиеся с толстослоистыми песчаниками 10 „
4. Песчаники серые, слоистые, крупнозернистые, преимущественно кварцевые 15 „

Повсеместно преобладают конгломераты и песчаники, кроме них развиты органогенно-детритовые (коралловые и брахиоподовые) и песчаные известняки, реже прослой тонкоплитчатых битуминозных известняков (р. Армовка, гора Ятыргварта). Мощность свиты 60—80 м, максимальная до 140 м. Породы шапкинкой свиты образуют линзу шириной до 10 км, вытянутую с юго-востока на северо-запад на 18 км.

На основании данных изучения кораллов, двустворчатых моллюсков и брахиопод свита отнесена к норийскому ярусу [12].

Сахрайская свита (T_3nsch) установлена В. И. Славиним и В. Н. Робинсоном [12], включившими в ее состав все терригенные отложения среднего и верхнего триаса (кроме шапкинской свиты), залегающие между известково-мергельными толщами нижнего — среднего триаса и норийскими известняками. К. О. Ростовцев [9] повысил ранг свиты до серии, отнес к ней также анизийские песчаники и конгломераты, развитые по р. Белой. Нами объем свиты ограничен только толщей песчаников и конгломератов, выходящих на поверхность в долинах рек Бжебса, Мамрюка и Сахрая, ниже с. Новопрехладного.

Сахрайская свита несогласно залегает на ятыргвартинской в долине р. Сахрая и на разных свитах (и подсвитах), до верхней ачешбокской подсвиты, — в долинах рек Бжебса и Мамрюка. Сложена она линзовидно переслаивающимися конгломератами, песчаниками и плохо отсортированными песчано-глинистыми породами. Конгломераты преимущественно разногальчатые до глыбовых, массивные или толстослоистые, иногда косослоистые. Крупные глыбы состоят из обломков триасовых известняков и реже пород палеозоя, а мелкая галька наряду с известняками сложена кварцем. Песчаники крупно- и среднезернистые массивные, толстослоистые, с тонкой косою слоистостью внутри пластов, кварцевые и кварц-полевошпатовые. Мощность свиты максимальная — до 100 м — на р. Сахрае, восточнее она сокращается до 70—50 м, одновременно в разрезе начинают преобладать песчаники. К юго-востоку от р. Бжебса свита не прослеживается.

Ранее сахрайскую свиту относили к ладинскому и карнийскому ярусам. Основанием служили находки П. В. Виттенбургом [2] в долине р. Куны в алевролитах, выделенных нами в бабукскую свиту, карнийских *Koninkina telleri* Bittn. и остатков *Tropites* (?) плохой сохранности, а в долине р. Сахрая — ладинских *Daonella lommeli* Wissm. и *Posidonia wengensis* Wissm. Точное местонахождение последних не указано. В. Н. Робинсон [10] привязал обнаруженные П. В. Виттенбургом организмы к разрезу сахрайской свиты. В более поздних публикациях этим списком охарактеризован разрез сахрайской свиты по р. Сахраю. Единственными ископаемыми организмами, до сих пор достоверно происходящими из сахрайских конгломератов и песчаников, являются миоспоры. По заключению Л. С. Поземовой и О. П. Ярошенко [14], комплекс миоспор сахрайской свиты близок к комплексу миоспор из средней и верхней ачешбокской подсвиты, но резко отличается от комплекса бабукской свиты.

По положению в разрезе сахрайская свита идентична шапкинской. Такая корреляция впервые произведена В. Н. Робинсоном [10], однако в той же работе в примечании на с. 31 она была им опровергнута на основании определений норийских двустворчатых моллюсков из шапкинской свиты. Поскольку ладинские и карнийские ископаемые организмы привязаны к сахрайской свите ошибочно, этот аргумент не имеет силы. Помимо идентичного положения в разрезе, сахрайская и шапкинская свиты имеют одинаковые литологический состав и текстуру пород [4]. В них отмечается уменьшение роли грубообломочных разностей в направлении к центральной части области выходов отложений триаса на поверхность. Это позволяет рассматривать сахрайскую свиту как стратиграфический, фациальный, и, по-видимому, временной аналог шапкинской.

Ходзинская свита (T_3n-gch) выделена в ранге серии К. О. Ростовцевым [9], включившим в ее состав преимущественно известняковые толщи норийского и рэтского ярусов. В. Н. Робинсон [10] расчленил указанные отложения на четыре локальных горизонта, а В. И. Славин и С. Л. Бызова — на две толщи, принятые нами в ранге

подсвит. Нижняя подсвита ходзинской свиты, распространенная от горы Ятыргварта до верховий рек Ходзи и Бжебса, с размывом залегает на шапкинской, сахрайской, бабукской свитах и представлена отложениями двух групп фаций — рифовых и зарифового отштурованного бассейна.

Рифовые фации простираются в виде полосы с юго-востока на северо-запад от горы Ятыргварта через хребты Скирда и Агите к горе Большой Тхач, и далее в долины рек Куны, Бжебса. В основании разреза обычно залегает пласт известняковых, реже кварцевых конгломератов мощностью 5—6 м. Известняковые конгломераты плохо отсортированы (до глыбовых) и состоят из обломков тех же норийских известняков. Среди вышележащих преимущественно массивных пятнистоокрашенных в красные и серые цвета известняков преобладают биоморфные кораллово-водорослевые сильно перекристаллизованные разности с брахиоподами и толстораковинными моллюсками. Максимальная мощность пород рифовой фации, до 150—170 м, наблюдается на горе Большой Тхач и в долине р. Куны.

Отложения фаций зарифового бассейна обнажены на водоразделе рек Бугунжи и Ачешбока, в среднем течении р. Тхача, в долинах рек Ходзи и Свинячей, где состоит из чередующихся известняков, песчаников и глинистых алевролитов. Отдельные пачки не выдержаны на площади. Типичный разрез фации мощностью до 70 м вскрыт по дороге, идущей из долины р. Тхач в пос. Узловой.

В районе распространения фаций зарифового бассейна нижняя ходзинская подсвита налегает на бабукскую свиту и, по-видимому, включает возрастные аналоги сахрайской и шапкинской свит. На асинхронность нижней границы ходзинской свиты указывает также присутствие в ее подошве глыбовых известняковых конгломератов на участках развития рифовых фаций.

Отложения нижней подсвиты содержат остатки двустворчатых моллюсков, губок, брахиопод, кораллов, фораминифер, указывающих на ее принадлежность к норийскому ярусу [3, 9, 11, 12]. В разрезе р. Тхач по фораминиферам в нижней подсвите выделяются слои с *Agathammina austroalpina* и слои с *Involutina turgida* и офталмидиумами [8]. Отсюда же Л. С. Поземовой установлен комплекс миоспор *Ricciisporites* — *Cyathidites* — *Toroisporis*.

Верхняя подсвита ходзинской свиты имеет те же контуры распространения, что и нижняя, залегая на ней с размывом в виде хорошо прослеживающейся пачки известняковых конгломератов, песчанистых известняков, известняков с кварцевым гравием и полимиктовых конгломератов. Непосредственно на базальных слоях или отделяясь от них пачкой среднеплитчатых известняков обычно располагаются розоватые и красные, реже серые известняки, массивные, биоморфные (кораллово-водорослевые и органогенно-обломочные), брахиоподовые мощностью до 150 м.

В наиболее северных разрезах по рекам Тхач и Ходзе в нижней части подсвиты широко развиты алевролиты с прослоями ракушечников и известняков. В разрезе по р. Ходзе выше рифовых известняков мощностью 40 м залегают плитчатые серые известняки, чередующиеся с известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность этой толщи 90 м.

Верхняя подсвита ходзинской свиты наиболее богата органическими остатками. В ней найдены многочисленные кораллы родов *Thecosmilia* и *Thamnastraea*, брахиоподы *Euxinella robinsoni* Mojs., *E. anatolica* (Bittn.), *Oxycolpella oxycolpos* (Emmr.), *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Zeilleria norica* (Suess) [3]. А. А. Шевырев указывает: *Megaphyllites insectus* (Mojs.), *Arcestes* (*Stenarcestes*) *leiostracus* (Mojs.),

Paracladiscites juvavicus (Moj.), *Rhacophyllites debilis* (Hauer.), *Placites polydactylus* (Moj.) [13]. По этому комплексу он относит вмещающие отложения к зоне *Gladiscites ruber* норийского яруса. По фораминиферам в верхней подсвите р. Тхач обособливаются слои с *Trochammina alpina* и слои с *Involutina tkhatchensis* [8].

В разрезе скв. К-30 Каменноостской норийско-рэтские отложения состоят из двух пачек [4]: нижней — аргиллиты с прослоями известняков и верхней — известковистые алевролиты и аргиллиты. К. О. Ростовцев [9] предложил выделять эти отложения — «известково-глинистую литофазию ходзинской серии» (с. 49) — под названием ходжохской серии. Учитывая постепенный переход рифовых фаций в терригенные, введение нового названия следует считать неоправданным. За пределами области выходов отложений триаса на поверхность рифовые фации ходзинской свиты вскрыты скв. 35 на Самурской площади.

Уточнение стратиграфического расчленения триаса Северо-Западного Кавказа позволяет сделать ряд выводов об историко-геологической и палеогеографической обстановках этого времени. В раннем и среднем триасе область выходов триасовых отложений на поверхность представляла собой окраинную часть морского бассейна. Неравномерность ее прогибания, обусловившая цикличное повторение в разрезе мелководных и относительно глубоководных осадков, сопровождалась латеральным смещением фаций и смещением береговой линии. Последняя проходила в северо-западном направлении непосредственно севернее области выходов отложений триаса на поверхность. Во время накопления относительно глубоководных осадков (верхи оленекского яруса, средний — верхний анизий) широкий шельф не формировался, во время же накопления мелководных фаций свиты Малого Тхача (нижний ? анизий) был развит шельф, по внешнему краю которого могли образоваться рифы (разрезы западной части хр. Малый Бамбак и горы Сундуки). Глубоководная, бассейновая область находилась южнее, в современных зонах Бокового и Главного хребта.

В конце ладинского века и в раннекарнийское время произошли полная регрессия моря, складчатость и эрозия ранее накопившихся осадков. В это время существовал прогиб северо-западного простирания, осевая часть которого трассируется от истоков р. Бугунжи через долину Малого Сахрая в район пос. Каменноостский. Южнее прогиба возникло поднятие, где в предкарнийское и преднорийское время были эродированы отложения нижнего и среднего триаса.

В карнийском веке наступила новая трансгрессия моря. Остатки фауны хотя и редки, но в основном хорошей сохранности. Бабушкинские осадки отлагались скорее всего в заливе, свободно сообщавшемся с бассейном, положение которого из-за отсутствия данных не установлено. В норийском веке область выходов отложений триаса на Северо-Западном Кавказе представляла собой окраинную зону морского шельфа, вдоль внешнего края которого, совпадающего с Главным разломом Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, формировался барьерный риф. Бассейновые отложения развиты южнее, в области предкарнийского поднятия, вновь вовлеченной в прогибание. На горе Абаго, в долине Молчепы и в верховьях левых притоков р. Белой — рек Липовой, Хамышанки и Бзыха — плитчатые брахиоподово-аммонитовые песчанистые известняки залегают на палеозойских толщах. Северо-восточнее барьерного рифа карбонатные осадки замещаются мелководными терригенными и терригенно-карбонатными. Зона норийского барьерного рифа примерно совпадает с южным бортом ранне-среднетриасового прогиба, а зона перехода в зарифовые фации — с его осевой частью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безносков Н. В. О стратиграфических взаимоотношениях толщ, объединяемых под названием «сахрайская серия» (средний—верхний триас), Северо-Западный Кавказ. М., Недра, 1975. (Тр. ВНИГНИ, вып. 171).
2. Виттенбург П. В. Новые данные о стратиграфии кавказского триаса. — Изв. импер. Академии наук, сер. 6, № 5, 1912, с. 433—436.
3. Дагис О. З. Верхнетриасовые брахиоподы юга СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
4. Дьяконов А. И., Митин Н. Е., Шелкопляс П. А. К изучению пермских и триасовых отложений бассейна р. Белая на Северо-Западном Кавказе. М., Госгеолтехиздат, 1962. (Тр. Краснодар. филиала ВНИИгаз, вып. 10).
5. Едигарян З. П. Литология нижнетриасовых отложений Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Госгостехиздат, 1962, с. 60—73. (Тр. Кавказск. эксп., т. 3).
6. Едигарян З. П. Литология верхнетриасовых отложений северного склона Западного Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Геол. и географич. науки, т. 15, № 1, 1962, с. 47—65.
7. Ефимова Н. А. Триасовые фораминиферы Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М., Наука, 1974, с. 54—83.
8. Ефимова Н. А. Фораминиферы из отложений ходзинской серии Северо-Западного Кавказа (р. Тхач). М., Недра, 1975. (Тр. ВНИГРИ, вып. 171).
9. Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Под ред. Л. Д. Кипарисовой. Л., Недра, 1973.
10. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 226, 1932.
11. Славин В. И. Триасовые отложения кавказско-карпатской части Тетиса. — В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. [Докл. совет. геологов на XII сессии МГК. Проблема 16а]. М., Недра, 1964, с. 100—108.
12. Славин В. И., Робинсон В. Н. О расчленении триасовых отложений в альпийской зоне юга СССР. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Госгостехиздат, 1962. (Тр. Кавказск. эксп., т. 3), с. 48—59.
13. Шевырев А. А. Триасовые аммоноидеи юга СССР. М., Наука, 1968. (Тр. ПИН АН СССР, т. 119).
14. Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа. Ред. О. П. Ярошенко. М., Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 324).

УДК 550.8.012 : 551.241

Н. К. КЛЮЕВ (ВСЕГЕИ)

Методика изучения глубинного строения верхней части земной коры

Изучение глубинного строения надбазальтового отдела* земной коры является одной из актуальных задач для целенаправленного и обоснованного прогнозирования поисков полезных ископаемых.

Особое место в решении этой задачи отводится комплексным геолого-геофизическим исследованиям, которые на всех стадиях должны быть взаимно увязаны. Помимо уже выполненных съемок разных масштабов, необходимы геологические, геофизические и другие виды наблюдений по отдельным опорным профилям.

Возможности геолого-геофизических исследований наглядно иллюстрируются выполненными ВСЕГЕИ в 1970—1975 гг. специальными работами по проблеме объемного изучения гранитных массивов в Байна-

* Термин «надбазальтовый отдел» земной коры заимствован из работ [11 и др.]. Под ним понимается верхняя часть земной коры, которая другими исследователями рассматривается как «гранитный» сейсмический слой (Н. А. Беляевский, И. С. Вольвовский и др.), гранито-метаморфический (В. В. Белоусов, В. В. Федынский и др.) и т. д.

зарском рудном районе, расположенном в области сочленения Токрауской и Жаман-Сарысуйской структурно-формационных зон (рис. 1).

Здесь с целью изучения распределения аномального магнитного поля в пространстве, по инициативе А. А. Духовского, аэромагнитной партией треста «Ташкентгеология» выполнена площадная повысотная (1, 2 и 3 км) аэромагнитная съемка. Анализ материалов, произведенный В. А. Озерцовой, показал, что при высоком качестве измерений

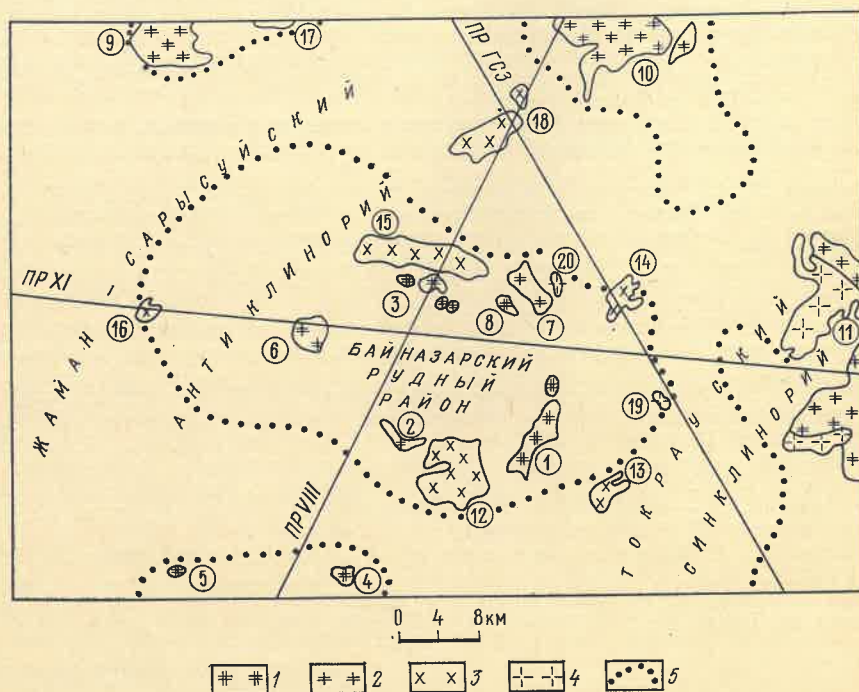


Рис. 1. Схема размещения позднепалеозойских гранитоидов в области сочленения Токрауской и Жаман-Сарысуйской структурно-формационных зон. Интрузивы гранитоидных комплексов: 1 — акчатауского, 2 — калдырминского, 3 — топарского, 4 — поздневизейского-намюрского; 5 — надинтрузивная зона гранитоидных массивов акчатауского и калдырминского комплексов, по геофизическим данным; цифры в кружках — гранитоидные массивы: 1 — Узунбулак, 2 — Батыстау, 3 — Бешоки, 4 — Толгай, 5 — Селтей, 6 — Аршалы, 7 — Восточный Кызылжал, 8 — Западный Кызылжал, 9 — Баймурун, 10 — Жартас, 11 — Верхне-Токрауский (?), 12 — Южный Жуанкокур, 13 — Айдагарлы, 14 — Чийозекский, 15 — Шетский Койтас, 16 — Шетшюкы, 17 — Аксу-Аюлы, 18 — Алмалы, 19 — Каратоганбайский, 20 — Тую-Тас.

распределение поля ΔT_a , наблюдаемого на различных высотах, может быть использовано для разделения аномалий от разных объектов. Значения ΔT_a , пересчитанные в верхнее полупространство по трехмерной палетке А. А. Логачева, вполне удовлетворительно соответствуют измеренным на тех же высотах.

По результатам микросейсмических исследований [6] быстро и с высокой степенью точности исключался гравитационный эффект за влияние рыхлых отложений. Поправки за рыхлые образования и за дневной рельеф вводились с помощью метода, предложенного чехословацкими геофизиками М. Пицком, М. Пихой и В. Выскочилем [12].

Заново переинтерпретированные материалы ГСЗ по Центральному Казахстану позволили установить положение границы М и условно разделить земную кору на «гранитный» и «базальтовый» слои [17]. Материалы последующих вычислений (профиль Балхаш — Караганда) гравитационных эффектов по указанным границам при допущении постоянства плотности в каждом слое [5] хорошо увязываются с сейсми-

ческими данными. Анализ площадного распределения скорости и плотности на глубинах 10, 30 км и в подкоровом слое [8] показал, что вариации их, например, по профилю Балхаш — Караганда от одного участка к другому составляют $\Delta v = 0,03 - 0,04$ км/с, $\Delta \sigma = 0,01 - 0,02$ г/см³ (на 10 км); $\Delta v = 0,02 - 0,03$ км/с, $\Delta \sigma = 0,01 - 0,02$ г/см³ (на 30 км); $\Delta v = 0,1 - 0,2$ км/с, $\Delta \sigma = 0,03 - 0,06$ г/см³ (в подкоровом слое). Отдельные отклонения для плотности достигают 0,1—0,15 г/см³. Вывявленные

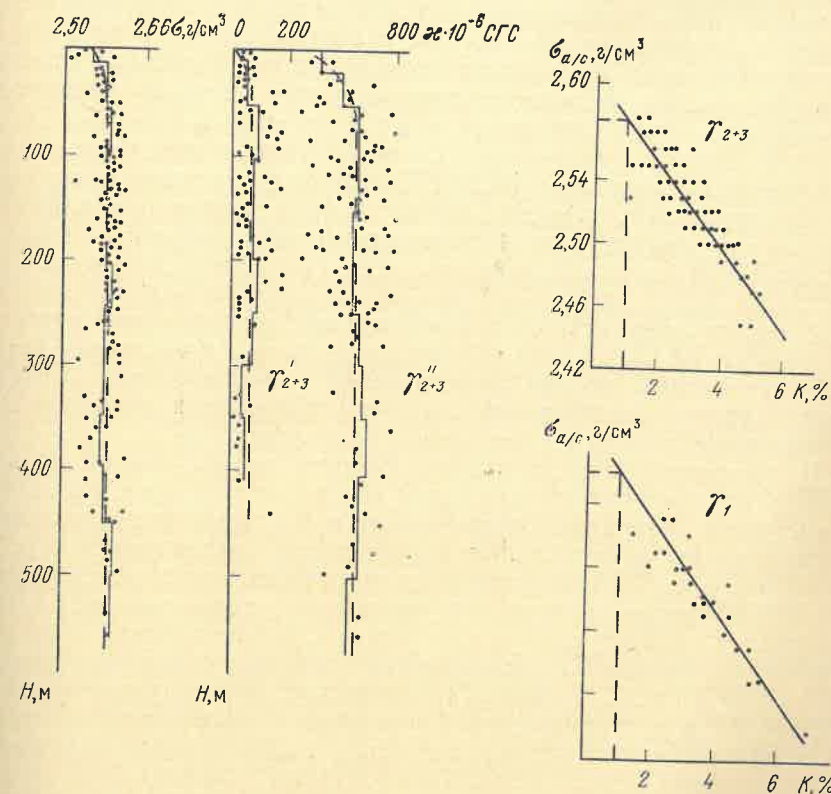


Рис. 2. Изменение плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) гранитов акчатауского комплекса (Байназарский и Акчатауский рудные районы) с глубиной (по 22 скважинам) и диаграммы зависимости абсолютно сухой плотности ($\sigma_{a/c}$) от пористости (K)

γ'_{2+3} — аляскитовые мелко-среднезернистые граниты II и III фаз (массивы Узунбулак, Батыстау, Бешоки, Акчатау), γ'_{2+3} — то же, с магнитной восприимчивостью $\chi_{cp} = 5 \cdot 10^{-6}$ СГС, γ''_{2+3} — то же, с $\chi_{cp} = 500 \cdot 10^{-6}$ СГС; γ_1 — биотитовые средне-крупнозернистые граниты I фазы (массивы Узунбулак, Акчатау)

и рассчитанные по сейсмическим данным изменения физических параметров (даже весьма малые) следует связывать с неоднородностями в земной коре. Однако из-за небольших размеров (соизмеримых или в 2—3 раза меньших глубин залегания) в потенциальных физических полях рассматриваемые неоднородности не отражаются. По сейсмическим данным границы между ними устанавливаются условно.

Указанные причины явились основными для принятия плотности постоянной в тех объемах пород, которые не только отмечаются сейсмическими данными, но и подтверждаются в потенциальных физических полях.

Правомерность принимать плотность постоянной подтверждают детальные исследования физических свойств гранитов акчатауского комплекса как по площади, так и на глубину (рис. 2), а также количест-

венные расчеты по функциональной зависимости σ от v . Принимая по данным ГСЗ скорость распространения упругих волн в пределах гранитных плутонов, равную 5,8 км/с, и пользуясь зависимостью из [8] на глубинах 7—9 км, при ожидаемом давлении 3—4 кбар

$$\sigma = 0,33 \cdot v + 0,68$$

определяем $\sigma = 2,59$ г/см³.

Таким образом, плотность сохраняется постоянной для весьма больших объемов одинаковых или близких по составу пород, выделяемых как крупные неоднородности (слои) в земной коре. При изучении последних принимается, что физические параметры на границах рассматриваемых сред изменяются скачкообразно. Подобное отмечается при рассмотрении послойного распределения скорости распространения упругих волн и плотности [8, 17].

Детальный анализ данных ГСЗ исследуемой территории и геолого-геофизических материалов ВСЕГЕИ позволяет не только увязать особенности глубинного строения земной коры в первом приближении, но и произвести дальнейшую детализацию надбазальтового отдела земной коры. Исследования рекомендуется проводить следующим образом:

- 1) определение основных региональных особенностей потенциальных физических полей и их обязательная увязка с данными ГСЗ;
- 2) совместный анализ геологических, геофизических, петрофизических и других исследований с целью установления природы наблюдаемых аномалий и их последующего разделения;

- 3) построение модели надбазальтового отдела земной коры.

Для определения региональной составляющей поля Δg совместно используются материалы сейсмического и гравитационного методов [5]. Установленные региональные особенности исследуемого объекта ($R=80$ км, рис. 3, а) исключаются из наблюдаемого поля. Остаточное поле можно рассматривать как численную характеристику объекта (или объектов) в определенных пределах, ограничениях. Такими ограничениями в данном случае являются поверхности земной коры и «базальтового» слоя. Последняя, как известно, определяется по данным ГСЗ, МОВЗ или гравиметрии. Совместное использование сейсмического и гравитационного методов повышает надежность истолкования физических границ земной коры. При отсутствии данных ГСЗ увеличивается неоднозначность интерпретации составляющих Δg . Остаточное поле силы тяжести рассматривается как характеристика гравитационных эффектов неоднородностей надбазальтового отдела земной коры.

На втором этапе исследований устанавливается геологическая природа наблюдаемых аномалий и выделяются основные аномалиеобразующие объекты, четко фиксируемые в потенциальных физических полях. В Байназарском рудном районе, например, отрицательная аномалия силы тяжести вызвана сложным гранитным плутоном, апикальные части которого известны как гранитные массивы Узунбулак, Батыстау, Бешоқы акчатауского комплекса, Аршалы и Кызылжал калдырминского комплекса. В отличие от них, гранитный массив Шетский Койтас топарского комплекса слабо проявляется в поле Δg и хорошо фиксируется магнитным полем Z_a (или ΔT_a).

Четко выраженные аномалии потенциальных физических полей, геологическая природа которых установлена, являются основной информацией о глубинном строении.

Детальное рассмотрение остаточного поля силы тяжести, полученного при первом приближении, и установление природы аномалиеобразующих объектов разных порядков (третьего и выше) позволяет выделить составляющую поля Δg , которая наименее искажает хорошо

фиксируемые локальные аномалии. Применяя, например, метод осреднения при оптимальном радиусе, равном 36 км, получаем численную характеристику искомой составляющей (см. рис. 3, а). Осредненное поле позволяет оценить глубины гравитирующей поверхности: 7—8 км в пределах Жаман-Сарысуевского антиклинория, 11—12 км в Байназарском рудном районе, 10—11 км в примыкающей части Токрауского синклинория.

По глубине прослеживания гравитирующая поверхность сходна с преломляющей границей ГСЗ, уверенно отмечаемой скоростью 6,4 км/с. На глубинах порядка 10 км при ожидаемом давлении 4 кбар и $v=6,4$ км/с по формуле (1) определяем $\sigma=2,78$ — $2,79$ г/см³. Такими значениями характеризуются образования диоритового состава. Близкими значениями ($2,72$ г/см³) выделен здесь «диоритовый» слой [11].

Исключение влияния гравитирующей поверхности «диоритового» слоя позволяет получить остаточное локальное поле (см. рис. 3, а, б), численно характеризующее неоднородности верхней части надбазальтового отдела и структуры выше этой поверхности. Выделение и исключение влияния гравитирующей поверхности «диоритового» слоя рассматривается автором как операция в процессе изучения во втором приближении глубинного строения надбазальтового отдела земной коры.

Неотъемлемой частью второго этапа является изучение петрофизических свойств горных пород. Помимо установления их средних характеристик особое значение имеют исследования влияния геологических процессов (выветривания, контактового метаморфизма и др.) на физические параметры. Например, влияние физического выветривания на плотность горных пород определяется по их открытой пористости, большей 1,0—1,5%, и по значению линейной статистической связи между пористостью и плотностью (см. рис. 2). Реставрированные по таким диаграммам плотности тождественны измеренным по керну. При анализе распределения физических характеристик основных типов пород по площади строятся плотностные и петромагнитные карты и устанавливаются основные закономерности. При наличии скважин изучается изменение физических параметров с глубиной (см. рис. 2).

Необходимость всестороннего и тщательного изучения физических свойств горных пород очевидна, поскольку нахождение оптимальной модели по распределению физических полей основано на двух взаимосвязанных особенностях исследуемой среды: ее геометрии и физических свойствах. Граничные условия должны быть установлены исходя из конкретных геологических и петрофизических данных с учетом экспериментальных результатов об изменениях физических параметров с глубиной в зависимости от P — T условий.

Третий этап исследований, наиболее ответственный с точки зрения обеспечения достоверности и точности выполняемой интерпретации, предусматривает поиск оптимальной модели. Под моделью мы понимаем идеализированную пространственную фигуру изучаемого объекта (или их набора), которая обеспечивает близкое соответствие полученному распределению потенциального физического поля (Δg или Z_a , ΔT_a) и не противоречит другим геолого-геофизическим данным. С целью возможного повышения эффективности определения структуры надбазальтового отдела земной коры не исключаются специальные сейсмические исследования. Методика сейсмического изучения сложно-дислоцированных структур разрабатывается проблемной лабораторией НПО «Геофизика» под руководством Н. А. Караева. Однако в конкрет-

ном случае необходимость в их постановке требует дополнительного обоснования.

Построение модели включает ряд операций: определение параметров аномалиеобразующих объектов и их оценка; выделение гравитационного эффекта от нижней границы раздела основных аномалиеобразующих объектов (например, гранитов); изучение надинтрузивных зон

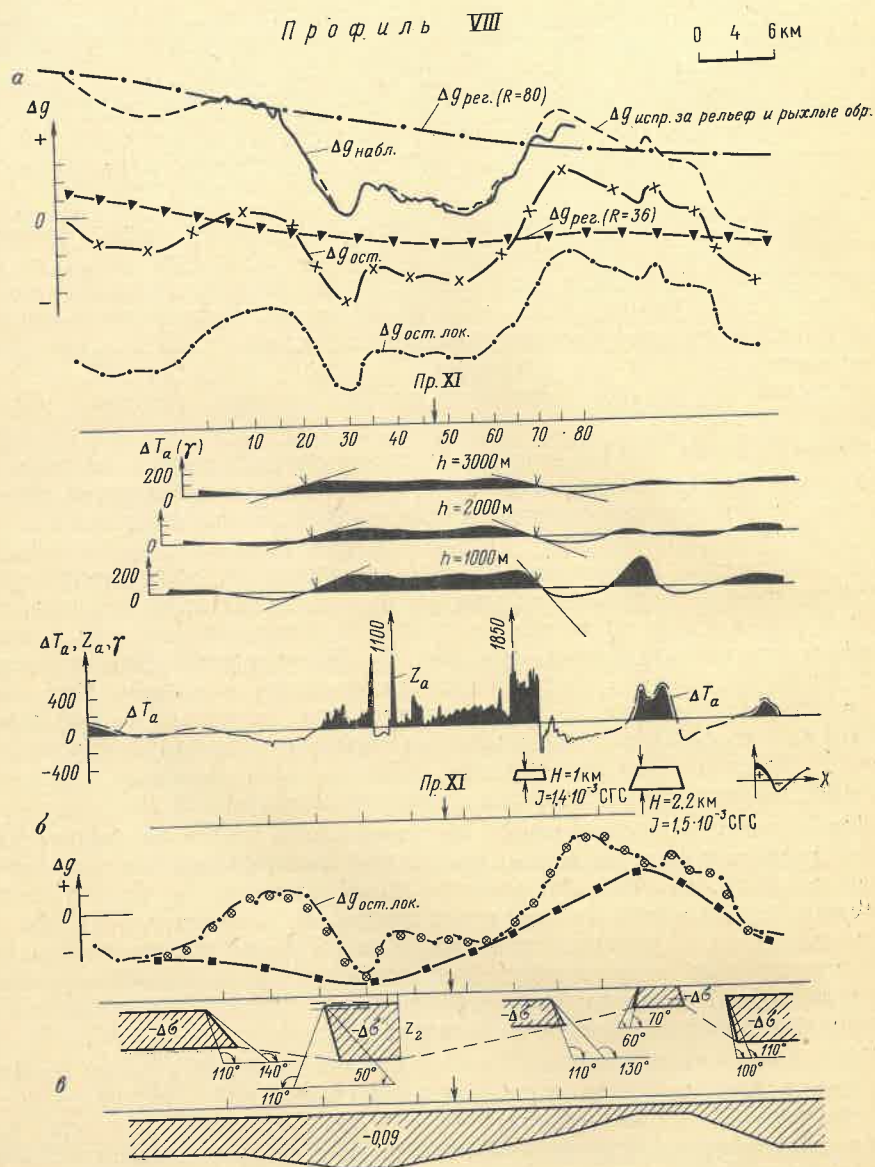


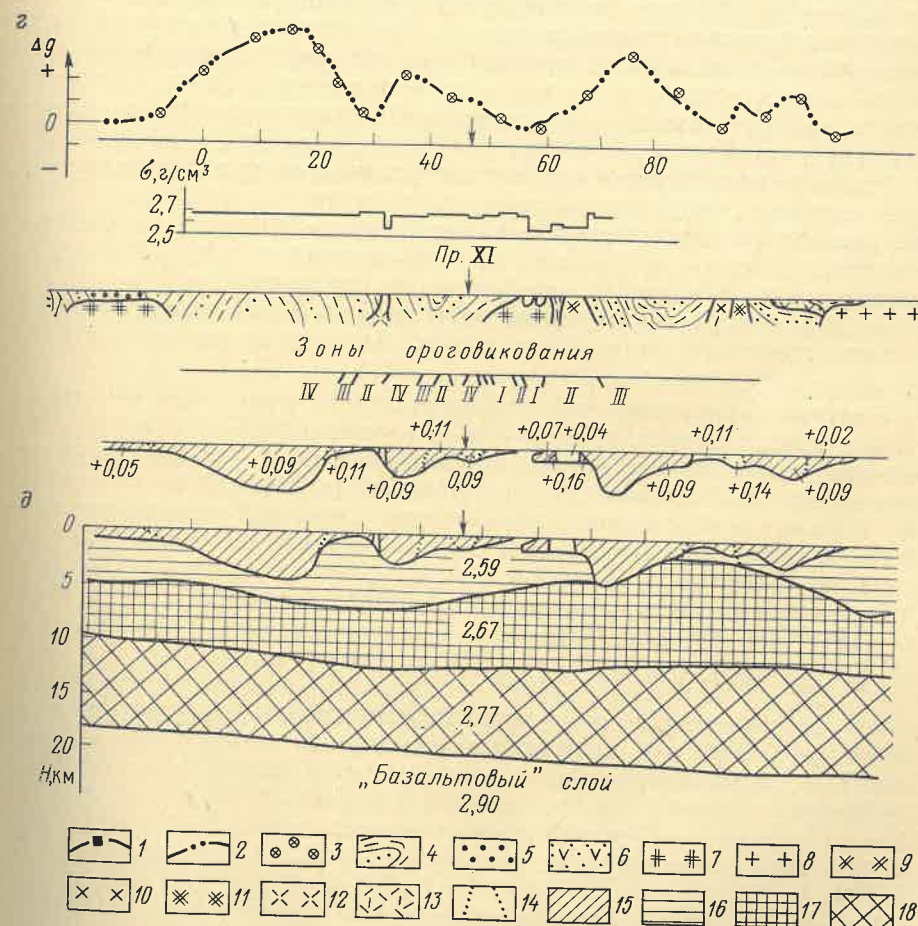
Рис. 3. Пример последовательного изучения глубинного строения надбазальтового отдела земной коры по профилю VIII

а, б, в, г, д — наиболее характерные стадии интерпретации; 1 — составляющая поля Δg от нижней границы раздела «гранитного» слоя; 2 — распределение поля Δg от верхней границы раздела «гранитного» слоя и неоднородностей вулканогенно-осадочного слоя; 3 — теоретические значения Δg ; 4 — силурийско-среднедевонский структурный этаж (S+D₂): система преимущественно линейных складов в флишеидных толщах; 5 — позднедевонский — раннекаменноугольный структурный этаж ($D_3 + C_{1-4} + \text{пгт.}$): система линейных и брахиформных складов в карбонатно-терригенных толщах и вулканогенных образованиях; 6 — ранне-среднекаменноугольный структурный этаж ($C_1 \text{пгт.} + C_2 \text{пгт.}$): система глыбовых складов в позднепалеозойских вулканогенных образованиях; 7 —

и обрамлений аномалиеобразующих объектов; одновременный анализ структурных и плотностных неоднородностей надбазальтового отдела земной коры.

Определение параметров аномалиеобразующих объектов и их оценка. По данным измерений между пикетами 0—32 профиля VIII наблюдается четкая градиентная область поля Δg (назовем ее Южной); наиболее низкие значения отмечаются между пикетами 28—32. Здесь же наблюдается повышение магнитного поля Z_a до 100—150 γ (см. рис. 3, а).

С поверхности картируются непрерывные терригенные образования силурийского и среднедевонского возраста. На участке ПК 28—32 терригенные образования имеют аномально высокие плотность и магнитную восприимчивость (соответственно 2,69—2,76 г/см³ и 200—500·10⁻⁶ СГС). Здесь же проявляются процессы контактового метаморфизма, вызвавшие ороговикование терригенных толщ. Подобные изме-



граниты акчатауского комплекса (γP); 8 — то же, калдымиринского (γC_3); 9 — то же, топарского (γC_2); 10 — гранодиориты топарского комплекса ($\gamma \delta C_2$); 11 — диориты топарского комплекса (δC_2); 12 — дайки байназарского комплекса ($\gamma \delta C_3 - P$); 13 — липарит-порфиры верхнедевонского и раннекаменноугольного возраста ($\lambda \Pi D_3 + C_1$); 14 — условные границы плотностных неоднородностей вулканогенно-осадочного слоя; 15 — вулканогенно-осадочный слой; 16 — граниты акчатауского и калдымиринского комплексов; 17 — метаморфический слой преимущественно гранодиоритового состава ($\sigma = 2,67$ г/см³); 18 — «диоритовый» слой ($\sigma = 2,77$ г/см³); I—IV — зоны ороговичивания: I — роговики, II — сильноороговичкованные, III — среднеороговичкованные, IV — слабо- и неороговичкованные породы.

нения наблюдаются непосредственно в приконтактных зонах гранитных массивов акчатауского комплекса с осадочными образованиями. Например, ороговикованные породы, имеющие такой же состав, возраст и физические свойства (σ и κ), отмечаются в районе массива Батыстау, в 1,5 км от профиля.

Следовательно, можно считать оправданным объяснение резкого понижения поля Δg уступообразным характером контакта гранитного массива с вмещающей средой. Проинтерпретируем кривую Δg с помощью набора логарифмических палеток для уступа, залегающего на любой глубине от поверхности [3]. В результате получаем, что глубина залегания нижней кромки (Z_2) изменяется от 7 до 10 км, верхней (Z_1) — от 0,8 до 1,1 км, угол наклона боковой грани (α) — от 50° до 110° , избыточная плотность исследуемого объекта — от 0,06 до 0,10 г/см³.

Результаты количественных расчетов подтверждают известный принцип эквивалентности потенциальных физических полей: различным источникам могут соответствовать одинаковые внешние поля на земной поверхности. Эквивалентность ограничивает возможности гравитационного и магнитного методов при решении геологических задач, но может быть использована для упрощения и даже уточнения решения важных прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии [14, 15 и др.].

Решение рассматриваемой задачи уточняется при наложении заранее известных ограничений: пределы изменения избыточных плотностей, положение точки перегиба кривой, определенное по комплексу гравиметрических и магнитометрических данных, и т. д. Вводя такие ограничения и последовательно решая по программе [7] на ЭВМ Минск-32 различные варианты методом подбора на основе двойственного симплекс-метода, добиваемся оптимального решения поставленной задачи.

Практическая реализация программы показывает, что такие ограничения, как задание плотности σ и ее верхнего (σ_v) и нижнего (σ_n) пределов, делает подбор более направленным. Имея по данным петрографических исследований плотность гранитов 2,58 (II и III фазы), 2,60 (I фазы) и терригенных образований 2,68 г/см³, определяем верхний и нижний пределы избыточной плотности: $\Delta\sigma_v = 0,10$ г/см³, $\Delta\sigma_n = 0,08$ г/см³.

Оценку искомых приближений произведем на основании неравенства [18]:

$$|\Phi_i - \Delta g_i| \leq K \cdot v_i, \quad i = 1, 2, \dots, s,$$

где v_i — положительное число, равное допустимым отклонениям функции Φ_i от поля Δg в точках наблюдения; K — корректирующий множитель, минимизируемый в ходе решения задачи аппроксимации. Значение v_i задается с учетом точности измерения поля и уровня помех. В нашем случае ($v_i = 1$ мгал) минимальное значение $K = 0,4$ получается при следующих параметрах уступа: $Z_1 = 1,0$ км, $Z_2 = 7$ км, $\alpha = 70^\circ$, $\Delta\sigma = 0,09$ г/см³.

В процессе оптимизации выяснилось, что чувствительность параметров (Z_1 , Z_2 , α , $\Delta\sigma$) к изменению поля неодинакова. Наименее чувствительным оказался параметр α . Так, при значительных отклонениях α (50° — 110°) расхождение теоретической и исследуемой кривых находится в пределах допустимой точности. Следовательно, при углах, близких к вертикальному, однозначное определение параметра α невозможно. Сильные связи устанавливаются между глубинами залегания нижних и верхних кромок тел и плотностью.

Рассмотрим участок профиля ПК 52—81, где по гравиметрическим данным выявляется вторая градиентная область — Северная. Кривая силы тяжести, характерная для нее, резко отличается от Южной и имеет сложный ступенчатый вид. Здесь геологическими исследованиями установлены выходы гранитов массива Бешоки акчатауского комплекса (ПК 56—61), с которыми связаны наиболее низкие значения силы тяжести. Далее к северу гранитный массив Шетский Койтас топарского комплекса слабо фиксируется в поле Δg и четко выделяется магнитной аномалией Z_a интенсивностью 400 γ. Разделяют указанные массивы осадочные и вулканогенные образования, имеющие плотность 2,66 г/см³. Плотность гранитов массива Шетский Койтас 2,63 г/см³, Бешоки — 2,58 г/см³. Далее к северу от Шетского Койтаса на значительном протяжении (10 км) прослеживаются терригенные образования силура и среднего девона (плотность 2,68 г/см³). Вблизи контакта с Шетским Койтасом (ПК 68—74) по геологическим и петрофизическим исследованиям отмечаются проявления процессов контактового метаморфизма и увеличение плотности осадочных образований до 2,70 г/см³. Здесь же устанавливается аномалия поля Z_a , по интенсивности резко отличная от аномалии над массивом Шетский Койтас. По данным Н. Г. Бузковой, ороговикование пород силура и среднего девона вызывается воздействием гранитов акчатауского комплекса; следовательно, они играют главную роль в образовании отрицательной аномалии Δg . Последнее подтверждается распределением магнитного поля ΔT_a на разных уровнях. Так, начиная с высоты 2000 м, влияние гранитного массива Шетский Койтас практически исчезает, и на высоте 3000 м наблюдается единая обширная аномалия, вызванная Байназарским плутоном.

Количественная интерпретация аномалий Z_a , ΔT_a над массивом Шетский Койтас с помощью методов, изложенных в работах [1, 2, 4], позволяет оценить вертикальные размеры его: 1—1,5 км. Контакты массива крутые, близкие к вертикальным. Объект, обусловленный гранитами акчатауского комплекса, характеризуется следующими параметрами: $Z_2 = 3$ —6 км, $Z_1 = 0,9$ —1,5 км, $\alpha = 110^\circ$ — 130° , $\Delta\sigma = 0,07$ —0,10 г/см³ (вся сглаженная кривая Δg). Установленный по способу градиентов [9] угол наклона боковой грани плутона составляет 70° , как и изображено на рис. 3, б.

По результатам интерпретации характер взаимодействия между массивами сложный. Совместное использование количественных расчетов по кривым Δg и Z_a , ΔT_a позволяет на основе двойственного симплекс-метода (алгоритм линейного программирования) произвести оптимизацию модели для сложной ступенчатой кривой Северной градиентной области. Оптимизированная модель сложного уступа при принятой точности ($v_i = 1$ мгал), минимизируемом множителе $K = 0,4$ и ограничениях $0,08 \leq \Delta\sigma \leq 0,10$ г/см³ характеризуется следующими параметрами: массив Шетский Койтас — $Z_1 = 1$ км, $\alpha = 90^\circ$, $\Delta\sigma = 0,05$ г/см³, Байназарский плутон — $Z_2 = 4$ км, $Z_1 = 1$ км, $\alpha = 120^\circ$, $\Delta\sigma = 0,09$ г/см³. Значения избыточных плотностей получены относительно терригенных образований ($\sigma = 2,68$ г/см³). Устанавливается существенная разница в глубинах нижних кромок Байназарского плутона, что отражается в разной интенсивности остаточных локальных аномалий поля Δg для Южной и Северной градиентных областей.

Исследовав аналогичным образом соседние с Байназарским плутоном объекты (Алмалы, Селтей и др.), получаем положение их верхних, нижних и боковых граней в плоскости рассматриваемого VIII (см. рис. 3, б) и XI профилей. Полученные изображения аномалиеобразующих объектов в разных плоскостях с учетом имеющихся данных о распределении потенциального поля Δg позволяют далее изучать его в

трехмерной системе координат с помощью программы Г. Г. Кравцова [7].

Выделение гравитационного эффекта от нижней границы раздела основных аномалиеобразующих объектов. Разложение аномальных полей с учетом геологической и плотностной характеристики исследуемого объекта заключается в последовательном исключении из наблюдаемого поля гравитационного эффекта плотностных ярусов (комплексов) пород, характер поверхности раздела которых известен по другим данным (геологическим, сейсмическим и т. д.). Многочисленные примеры такого разделения изложены в работах Э. Э. Фотиади [16 и др.]. В условиях сложно построенных складчатых областей разложение аномального поля следует начать с определения и вычитания гравитационного эффекта границы раздела, однозначность истолкования которой по комплексу геолого-геофизических данных не вызывает сомнений [10]. Такими в нашем случае являются верхняя и нижняя границы аномалиеобразующих объектов. В разряд первой включены также боковые грани массивов. Количественные расчеты подчеркивают прямую зависимость между глубинами залегания нижних кромок и амплитудой рассчитываемых аномалий.

Данные о глубине залегания нижней границы гранитных массивов играют существенную роль также в распределении аномального поля Δg . Близкие значения глубин нижней кромки получаются при интерпретации аномалий магнитного поля ΔT_a (Z_a). Рассматривая верхнюю границу гранитных массивов как возможный выступ «гранитного» слоя земной коры, а оптимизированное положение их нижних кромок как отражения отдельных точек (или частей) гравитирующей нижней границы того же слоя, попытаемся вычислить гравитационный эффект последней.

Применим обоснованный ранее [10] критерий, по которому значения аномального поля Δg , наблюдаемые над выходом гранитных массивов, принимаются как реперные. В рассматриваемом примере такими реперными участками являются гранитные массивы Узунбулак, Батыстау, Аршалы, Кызылжал, Алмалы, Селтей и др. В отдельных случаях возможно использование минимальных значений отрицательных аномалий, которые, хотя и приурочены к выходам осадочных или вулканогенных пород, но однозначно истолковываются как отражения неглубоко залегающих интрузий гранитов. Примером может служить резкое понижение поля Δg между пикетами 28 и 32 на профиле VIII.

Примем верхнюю границу «гранитного» слоя плоской и параллельной линии расчета (см. рис. 3, в). Фиксированность таким образом одной границы раздела позволяет определить функциональную зависимость поля от другой. Глубина залегания верхней границы «гранитного» слоя определяется как преобладающая глубин верхних кромок гранитных массивов. При вычислении составляющей от нижней границы «гранитного» слоя оптимизированные значения глубин залегания нижних кромок гранитных массивов и значения поля Δg над ними являются реперными (контрольными). Итерационный процесс заканчивается при совпадении ряда значений вычисляемой составляющей со значениями поля Δg , наблюдаемыми в пределах реперных участков. На рис. 3, б приводятся вычисленные значения составляющей Δg от нижней границы раздела. По сути дела, она является огибающей по отношению к исследуемой кривой Δg , касающейся ее в местах неглубокого залегания массивов и совпадающей с целыми участками выходов гранитных массивов, рассматриваемых как аномалиеобразующие объекты.

Вычисленная кривая Δg и кривая, полученная по методике Ф. С. Моисеенко [10], практически однозначны.

Рассматриваемый прием обладает в основном теми же недостатками, что и применявшийся ранее [10]. Существенное его отличие: одновременность пространственного учета имеющихся реперных данных. Кроме того, этот прием резко ограничивает количество решений обратной задачи гравиметрии, поскольку основан на тесной взаимосвязи с геолого-геофизическими данными. При детальном исследовании надинтрузивных зон и обрамлений крупных гранитных плутонов.

Изучение надинтрузивных зон и обрамлений аномалиеобразующих объектов. Определение составляющей поля Δg от нижней границы раздела «гранитного» слоя и исключение ее из остаточной локальной кривой силы тяжести (см. рис. 3, г) позволяет получить распределение поля Δg , связываемое с неровностями верхней границы раздела «гранитного» слоя, и неоднородностями, заключенными между ней и поверхностью наблюдения. По кривым Δg , Z_a , ΔT_a рассчитываются параметры неоднородностей самой верхней части земной коры, т. е. ее вулканогенно-осадочного слоя. Полученные материалы, а также результаты детальных геологических и петрофизических исследований, петромагнитные карты и данные о контактовом метаморфизме позволяют создать модель вулканогенно-осадочного слоя, которая далее оптимизируется на основе двойственного симплекс-метода.

В пределах надинтрузивных зон глубины залегания кровли гранитных массивов варьируют весьма широко: от 0 до 2,5 км (см. рис. 3, г). Заслуживает внимания связь между поведением кровли массивов и зонами ороговикования. Зоны роговиков и сильно ороговикованных пород характеризуются минимальными глубинами залегания кровли гранитов (не более 1 км, как правило, 0,5 км и менее), а в зонах неороговикованных и слабоороговикованных эта граница находится всегда глубже 1 км.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя в обрамлениях гранитных массивов достигает 4—5 и даже 7 км. Установленные ранее (см. рис. 3, б) углы наклона боковых граней аномалиеобразующих объектов совпадают в ряде мест с неровностями нижней границы вулканогенно-осадочного слоя. В некоторых случаях (рис. 3, б, г, ПК 20—25), когда искомый угол α близок к вертикальному, отмечается обратная картина.

Одновременный анализ структурных и плотностных неоднородностей надбазальтового отдела земной коры. Завершающим этапом построения модели надбазальтового отдела земной коры является совместное рассмотрение ее структурных и плотностных особенностей, полученных на предыдущих стадиях интерпретации. Плотности каждого слоя надбазальтового отдела земной коры рассматриваются относительно его средней плотности, равной 2,67 (2,66) г/см³. Структурные особенности взаимно увязаны и изучены в блоке земной коры размером 60×80 км (см. рис. 3, д). Вертикальные размеры блока ограничены поверхностью «базальтового» слоя, которая, как и поверхность «диоритового» слоя земной коры, исследовалась на основе гравиметрических и сейсмических данных.

Изучение глубинного строения надбазальтового отдела земной коры по комплексу геолого-геофизических данных, как и ранее выполненные региональные исследования [11, 13, 17 и др.], подтверждают, что основные границы раздела в земной коре и подстилающая ее представляют собой не повсеместно, то преимущественно реальные границы, разделяющие слои, сложенные породами разного химического и петрофизического состава.

Процесс поиска модели завершается оценкой либо всего структурного плана, что затруднительно из-за сложности ее, либо основных параметров (Z_1 , Z_2 , α , $\Delta\sigma$) главных аномальных объектов. На основе нормированной и ковариационной матриц при принятых ограничениях ($0,08 \leq \sigma \leq 0,1$) погрешность оценки параметров для Байназарского гранитного плутона по их дисперсиям равна 8—15%. Приемлемая для практики погрешность определения структурных взаимоотношений верхних слоев надбазальтового отдела земной коры и хорошая сходимость их для глубоких («диоритового» и «базальтового») слоев в сравнении с данными ГСЗ убеждают в обоснованности и достоверности слоисто-блоковой модели глубинного строения области сочленения Токрауской и Жаман-Сарысульской структурно-формационных зон.

Выполненное Байназарской ПСП по рекомендациям ВСЕГЕИ структурно-поисковое бурение на ряде участков (Бесшюкы, Узунбулак и т. д.) показало хорошую сходимость результатов бурения с данными геолого-геофизических построений (таблица).

Сопоставление результатов геолого-геофизической интерпретации и бурения

Скважина	Глубина до гранитов (м) по результатам		Надintrузивная зона по результатам		Граниты по результатам	
	интерпретации	бурения	интерпретации	бурения	интерпретации	бурения
10п	235	279	S + D ₂	S + D ₂	$\gamma_{2-3}P$	γ_3P
11п	220	236	S + D ₂	S + D ₂	γ_3P	γ_3P
14п	240	206	C ₁	C ₁	γ_3P	γ_3P

Примечание. S+D₂ — ороговикованные песчаники, алевролиты и аргиллиты; C₁ — ороговикованные вулканогенные породы преимущественно кислого состава; γ_{2+3} — мелко- и среднезернистые лейкократовые и аляскитовые граниты II и III фаз акчатауского комплекса; γ_3P — мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты III фазы.

Отклонение глубин по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов от данных бурения составляет примерно 11%. Необходимо также отметить, что подтверждаются предположения о составе гранитов и строении надintrузивной зоны. Кроме структурно-поисковых скважин, в пределах надintrузивной зоны пробурено 11 поисковых скважин глубиной до 310 м. Однако скважины не вскрыли граниты, так как здесь кровля Байназарского плутона, по расчетным данным, залегает на глубинах 400—500 м.

Таким образом, анализ результатов расчетов показывает, что изложенная методика поиска и оптимизации модели надбазальтового отдела земной коры может быть применена в практике геолого-геофизических построений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булина Л. В. Приближенная оценка глубин залегания нижней границы крутопадающих намагнитченных тел. — Разведочная геофизика, 1966, вып. 15, с. 99—104.
- Духовский А. А. Приближенное определение вертикальных размеров геологических образований по магнитным аномалиям. — Разведочная геофизика, 1966, вып. 12, с. 104—109.
- Духовский А. А., Кронидов И. И., Золотов С. Ю. Разностные логарифмические палетки для интерпретации аномалий Δg над уступами. Л., ВСЕГЕИ, 1973, с. 3—29.
- Духовский А. А. Определение вертикальных размеров выходящих на поверхность геологических тел по значениям напряженности магнитного поля на разных уровнях. — Разведочная геофизика, 1976, вып. 70, с. 104—115.

- Клюев Н. К., Моисеенко Ф. С. Еще раз к вопросу о природе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 130—136.
- Клюев Н. К., Музылев С. В. Микросейсмические исследования при гравиметрических работах в Центральном Казахстане. — В кн.: Геофизические методы поисков и разведки. Свердловск, 1975, с. 53—58.
- Кравцов Г. Г. Определение параметров геологических образований по гравитационным аномалиям методом линейного программирования. Вычисление гравитационного эффекта от системы многогранников. Инструкция к программе на ЭВМ «Минск-22» («Минск-32»). Л., изд. ЛГИ, 1972.
- Курсеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1977.
- Логачев А. А. Магниторазведка. Л., Недра, 1968.
- Моисеенко Ф. С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. — Вопросы рудной геофизики, 1961, вып. 2, с. 149—154.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, Наука, 1969.
- Пицк М., Пиха М., Выходил В. Гравиметрические топографические поправки для территории Чехословакии. — Геофизический сборник, 1960, № 129. (Тр. Института Чехословацкой Академии Наук).
- Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Строение земной коры Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 3—17.
- Страхов В. Н. О состоянии и проблемах геологической интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений. — В кн.: Разведочная геофизика на рубеже 70-х годов. М., Недра, 1974, с. 113—121.
- Страхов В. Н. Эквивалентность в плоской задаче гравиметрии при переменной плотности масс. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 48—60.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. — Прикладная геофизика, 1955, вып. 12, с. 31—65.
- Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А. Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 71—84.
- Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования. Л., Недра, 1972.

УДК 553.492.1 : 551.734.3 (234.852)

О. В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ (Свердловский горн. ин-т)

К характеристике эйфельских отложений западной бокситоносной полосы восточного склона Среднего Урала

Эйфельские бокситоносные отложения восточного склона Урала неоднократно описывались в литературе, главным образом в связи с положением в разрезе бокситоносных горизонтов.

В результате многолетних стратиграфо-палеонтологических исследований эйфельские отложения восточного склона Урала были расчленены на две биостратиграфические зоны — нижнюю, зону Favosites regularissimus, и верхнюю, зону Conchidiella pseudobaschkirica [4]. Аналогичные их устанавливаются в Саяно-Алтайской области, в Средней Азии, на восточном склоне Южного Урала, в Арктике и на Северо-Востоке СССР. Вопрос о положении зоны Favosites regularissimus в Саяно-Алтайской области возник с уточнением ярусного деления нижнего девона и положения его верхней границы [8, 13]. Соответственно появилась необходимость уточнить объем и положение зоны Favosites regularissimus и на восточном склоне Урала, где она впервые была выделена. В связи с этим М. А. Ржонсницкая [9], сопоставив отложения зоны Favosites regularissimus на Урале и ее аналогов в Саяно-Алтайской области, в Средней Азии и на Северо-Востоке СССР, наметила три возможных варианта границы между нижним и средним девоном: 1) граница

«gracilis» в основании тотинских слоев (плитчатые известняки, по А. Н. Ходалевичу [11], тотинский горизонт, по С. М. Андронову [1]); 2) граница «cultrijugatus» в основании грюньвальдских слоев (светло-серые и розовые водорослевые известняки, по А. Н. Ходалевичу [11], лобвинские известняки, по С. М. Андронову [11]); 3) граница «regularissimus» в основании тошемского горизонта, который, по представлениям уральских стратиграфов, завершает разрез нижнего девона. Таким образом, положение и объем зоны *Favosites regularissimus* остаются недостаточно ясными.

При дальнейшем описании мы будем придерживаться схемы расчленения ниже- и среднедевонских отложений, предложенной И. А. Брейвель, М. Г. Брейвель и др. (1974 г.). Нижний девон подразделен на лоховский и пражский ярусы. В составе лоховского яруса выделяются (снизу вверх) сарайнинский (зона *Parallelostroma multiplexum*) и саумский (зона *Karpinskya vagranensis*) горизонты. Пражский ярус расчленен на вижайский и тошемский горизонты. В составе эйфельского яруса выделяются карпинский или вагранский (зона *Favosites regularissimus*) и тальтийский (зона *Conchidiella pseudobaschkirica*) горизонты. Породы тальтийского горизонта перекрываются отложениями ленгурского горизонта живецкого яруса.

В основу статьи положены описания разрезов и сборы фауны, проведенные автором в 1959—1964 гг. совместно с М. Г. Брейвелем в Ивдельском районе; при характеристике Северо-Уральского района использованы сборы автора (1965 г.) и совместные сборы автора и Ф. Е. Янет (1974 г.). Палеонтологические определения произвели: строматопорат — автор, табулят — Ф. Е. Янет, ругоз — М. В. Шурыгина, брахиопод — М. Г. Брейвель, И. А. Брейвель, остракод — Г. Г. Зенкова. Первые определения конодонтов сделаны В. А. Наседкиной.

Северо-Уральский район. Черемуховское месторождение. Отложения карпинского горизонта залегают с глубоким размывом на сарайнинском горизонте раннего девона. Характеристику отложений карпинского горизонта следует начать с карбонатно-глинистых сланцев и слоистых мергелей, которые связаны постепенными переходами с пестроцветными рудами субровского бокситоносного горизонта. Фауна из сланцев и мергелей была впервые отобрана в 1974 г. Она чрезвычайно своеобразна и, по всей вероятности, указывает на мелководный и застойный характер бассейна. В темно-серых и черных битуминозных мергелях и сланцах встречены многочисленные гастроподы и пелециподы, оставшиеся, к сожалению, не определенными, а также остракоды.

Остракоды плохо сохраняются в этой толще, они часто представлены обломками створок *Eridoconcha* sp., *Coeloenellina testata grandis* Pol., *Bairdia navicula* Mart. Здесь же присутствуют конодонты — *Polygnatus linguiformis* Hinde, *Polygnatus webby* Stauffer. Среди описываемой толщи устанавливается прослой в несколько сантиметров со стелющимися колониями *Coenites verus* Yanet; он служит хорошим маркирующим горизонтом. Выше прослоя с *Coenites verus* вновь залегают остракодовые известняки с *Newsomites notabilis* (Pol.) и *Bairdia cultrijugati* Kromm.

На Черемуховском месторождении слоистые мергели и сланцы постепенно переходят в амфиоровые темно-серые битуминозные известняки, содержащие строматопорат, табулят, ругоз, редких брахиопод и остракод — *Clathrodictyella stratosa* Bogoyavl., *Pseudoactinostroma karpinskiensis* Bogoyavl., *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. magna* Bogoyavl., *S. aiensis* Bogoyavl., *S. analoga* Bogoyavl., *S. fragilis* Bogoyavl., *S. septata* Bogoyavl., *S. propinquis* Bogoyavl., *Simplexodictyon grandis* (Yavor.), *Clathrocoelona lozvense* (Yavor.),

Parallelopora similana Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Caliapora uralica* Yanet, *Favosites minutus* Yanet, *F. regularissimus* Yanet, *F. saginatus* Yanet, *Calipora elegans* Yanet, *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Leviconchidiella vagranica* (Khod.), *Ivdelinia ivdelensis* Khod., *Coeloenellina testata* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *Bairdiocypris cordiformis* Rozhd., *Microcheilinella larionovae* Pol., *affrinis* Pol., *Newsomites notabilis* Pol., *Bairdia cultrijugati* Kromm и др. Мощность амфиоровых известняков 50 м.

На Черемуховском месторождении амфиоровые битуминозные известняки перекрываются маломощными светло-серыми участками мяскокрасными водорослевыми известняками мощностью около 10 м, которые содержат *Favosites minutus* Yanet, *F. gregalis* Porf., *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Catazyga? perpolita* Khod., *Atrypa subalinensis* Nik., *Carinatina arimaspus* Eichw. Эти известняки характеризуются чрезвычайно невыдержанной мощностью как по падению, так и по простиранию. Наиболее хорошо они обнажены на левом берегу Сосьвы, севернее деревни Тренькино, где встречены банки *Karpinskya fedorovi* Khod. и *Carinatina arimaspus* Eichw.

Светло-серые водорослевые известняки перекрываются так называемой плитняковой толщей, которая по литологическим признакам подразделяется на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть ее представлена тонкоплитчатыми и сильно кремнистыми известняками, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми сланцами и даже с песчаниками. В нижней части толщи обнаружены *Dendrostoma uralicum* Yavor., *Riphaeolites vijaicus* Yanet, *Thamnopora aliena aliena* Yanet, *Emmonsia aff. aspera* Yanet, *Atrypa cf. kolymensis* Nal., *Clorindina eifliensis* Stein., *Ivdelinia ivdelensis* Khod. Приведенный комплекс фауны чрезвычайно обеднен, он позволяет условно отнести нижнюю часть плитняковой толщи к карпинскому горизонту.

В верхней части плитняковой толщи над маломощными песчаниками и кремнистыми сланцами преобладают средне- и тонкоплитчатые известняки, содержащие чрезвычайно редкие фаунистические остатки *Atelodictyon uralicum* Bogoyavl., *Flexiostroma sibiricum* (Yavor.), *Dendrostoma uralicum* (Yavor.), *F. goldfussi* d'Orb., *Conchidiella aff. pseudobaschkirica* Tschern. Они относятся к тальтийскому горизонту. Наряду с видами, известными в нижней части плитняковой толщи (*Dendrostoma uralicum*), здесь появляются впервые *Atelodictyon uralicum*, *Flexiostroma sibiricum*, *Conchidiella aff. pseudobaschkirica*.

Если в нижней части плитняковой толщи присутствовали единичные виды, известные в тальтийских отложениях, то здесь они уже преобладают. Литологически граница между нижней и верхней частью плитняковой толщи в достаточной мере условна. Очевидно, что граница между карпинским и тальтийским горизонтами проводится внутри плитняковой толщи по появлению *Atelodictyon uralicum*, *Flexiostroma sibiricum*, *Conchidiella pseudobaschkirica*. Иногда верхняя часть плитняковой толщи фациально замещается светло-серыми массивными водорослевыми известняками с *Conchidiella rossica*, *Flexiostroma sibiricum*, и в этих случаях граница тальтийского горизонта проводится в основании светло-серых известняков. Светло-серые массивные водорослевые известняки с крупными банками *Conchidiella rossica* обособлялись С. М. Андроновым [1] под названием стрелебнинского горизонта. Они содержат *Atelodictyon uralicum* Bogoyavl., *Flexiostroma sibiricum* Yavor., *Stellopora spica*, *Favosites goldfussi* d'Orb., *Thamnopora aliena aliena* Yanet, *Caliapora idonea* Yanet, *C. chaetetoides* Yanet, *C. jejuna* Yanet, *Chaetetes tenuis* Yanet, *Palaeocorolites aff. cruciformis* (Yanet), *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Conchidiella rossica* Karp., *C. pseudobaschkirica*

Tschern., *Carinata paradoxa* Scup., *C. signifera* Schmid., *C. arimaspus* Eichw., *Clorinda eifliensis* Stein., *Stegerhynchus emaciata* (Barr.), *Theodossia superbus* Eichw., *Atrypa totaensis* Khod., *Ivdelinia menneri* Andr.

Описанные известняки с *Flexiostroma sibiricum* (Yavor.), *Favosites goldfussi* d'Orb., *Conchidiella rossica* на Черемуховском месторождении чрезвычайно широко распространены. Однако в некоторых скважинах вскрываются темно-серые слоистые битуминозные известняки, которые С. М. Андронов [1] выделял под названием черемуховского горизонта. Известняки содержат *Conchidiella pseudobaschkirica* Vern., *Grypophyllum carinatum* Soshk., *Microcheilinella* aff. *laudata* Rozhd., *Rectella jakuschkinica* L. Egor., *Cupressocrinites rossicus* Antr., *C. ovatus* Schewt.

Приведенный комплекс фауны позволяет считать вмещающие темно-серые известняки одновозрастными со светло-серыми известняками с *Conchidiella rossica* и включить их в состав тальтийского горизонта. Отложения тальтийского горизонта, таким образом, представлены как светло-серыми массивными водорослевыми известняками (стрелбинский горизонт схемы Андропова), так и темно-серыми слоистыми известняками (черемуховский горизонт), фациально замещающими друг друга. Светло-серые водорослевые известняки выше по разрезу сменяются литологически чрезвычайно сходными известняками живетского яруса с *Tienodictyon zonatum*, *Amphipora regularis* и др., и граница может быть установлена только по смене фаунистических комплексов. Если отложения тальтийского горизонта представлены темно-серыми известняками, то граница эйфельского и живетского яруса проводится внутри темно-серых известняков по появлению *Amphipora regularis* Less и *Caliapora* cf. *battersbyi* Milne Edw. et Haimе.

Таким образом, в пределах Черемуховского месторождения в состав карпинского горизонта включаются (снизу вверх): 1) мергели и карбонатно-глинистые сланцы, в толще которых выделяется тонкий маркирующий прослой с *Coenites verus* Yonet, ниже которого встречены *Coeloenellina testata* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *Polygnatus linguiformis linguiformis* Hinde; 2) амфиоровые известняки, содержащие *Stellopora barba* Bogoyavl., *Simplexodictyon primordium grandis* (Yavor.), *Favosites regularissimus* Yonet, *F. minutus* Yonet и др. Амфиоровые известняки наиболее выдержаны по простиранию и падению и отчетливо прослеживаются далее к северу на Сосьвинском и Тренькинском месторождениях; 3) светло-серые водорослевые биогермы с *Favosites minutus* Yonet, *F. gregalis* Porf., *Carinata arimaspus* Eichw.; 4) нижняя часть плитняковой толщи (кремнистые сланцы, песчаники) с *Riphaeolites vijaicus* Yonet, *Thamnopora aliena aliena*, *Ivdelinia ivdelensis*.

К тальтийскому горизонту эйфельского яруса относятся (снизу вверх): 1) верхняя часть плитняковой толщи, в которой в прослоях известняков содержатся *Flexiostroma sibiricum* (Yavor.), *F. goldfussi* d'Orb., *Megastrophia uralensis* Vern., *Conchidiella pseudobaschkirica* Vern.; 2) светло-серые массивные водорослевые известняки со *Stellopora spica* Bogoyavl., *Favosites goldfussi* d'Orb., *Conchidiella rossica* (Kargr.) и фациально их замещающие темно-серые слоистые известняки со *Stellopora spica* Bogoyavl., *Favosites goldfussi* d'Orb., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Vern.).

Граница между эйфельским и живетским ярусом проводится внутри толщи светлых массивных известняков и замещающих их темных слоистых известняков по появлению *Tienodictyon zonatum* Yabe et Sug., *Pa-*

chytheca antiqua Yonet, *Favistella vulgaris* Soshk., *Bornhardtina langurica* Khod. et M. Breiv.

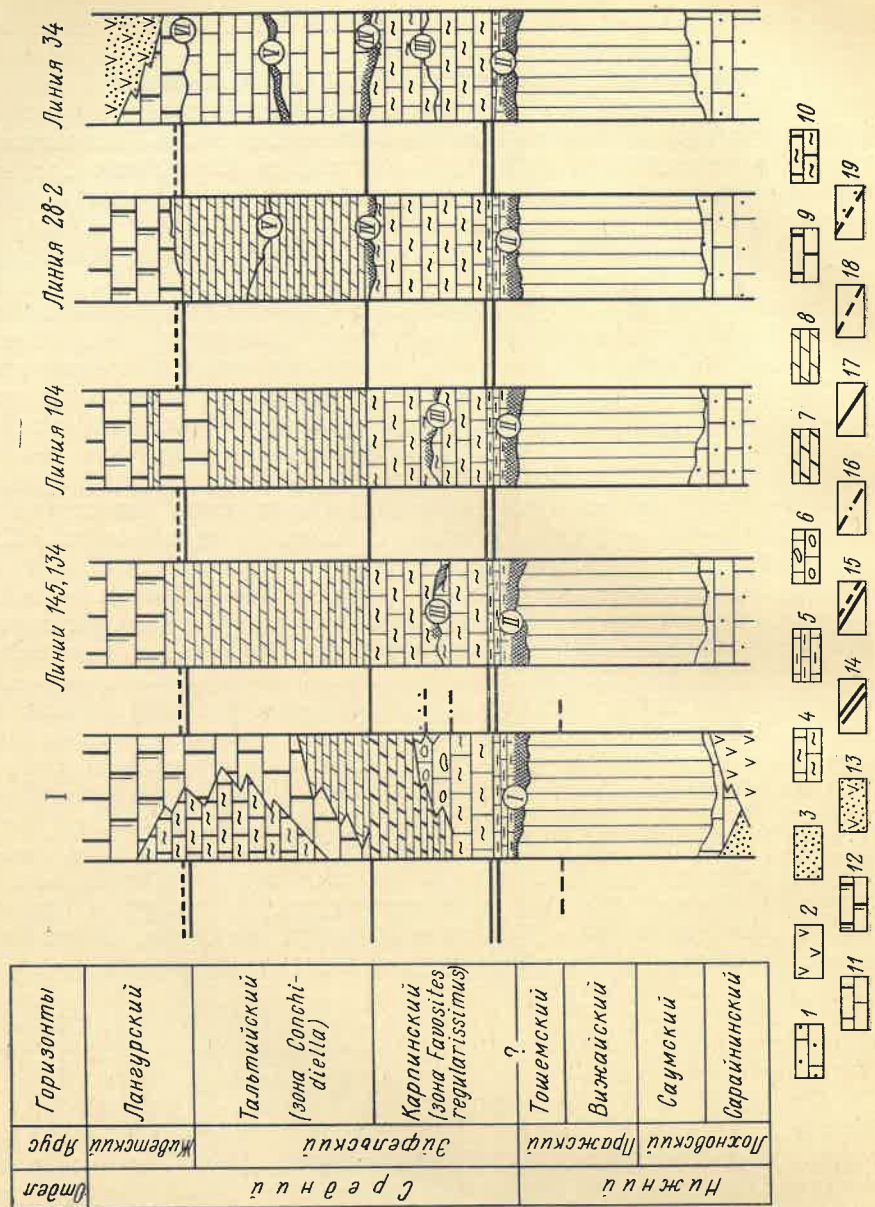
Ивдельский район. Месторождение им. XIX партсъезда.

Под этим названием объединяется группа месторождений, расположенных в бассейне Тошемки: Северо-Тошемское, Мань-Тосемское и собственно месторождение имени XIX партсъезда (Западный, Средний и Восточный выходы). Сборы фауны охватили значительную территорию, от широтного отрезка ручья Саклин-Сос на севере до заброшенного поселка Тошемка на юге, от разведочной линии 226 до линии 145.

На данной площади разрез эйфельских отложений осложнен многочисленными стратиграфическими перерывами, количество которых возрастает с юга на север. Кроме того, эйфельские породы чрезвычайно разнообразны литологически и находятся в сложных фациальных взаимоотношениях. В южной части площади (район заброшенного пос. Тошемка, разведочные линии 145, 134) на размытой поверхности жединских известняков залегают бокситы Тошемского месторождения, кровлю которых образуют темно-серые слоистые амфиоровые известняки со *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. analoga*, *Favosites regularissimus* Yonet, *F. invisus* Yonet, *F. minutus* Yonet.

Среди амфиоровых известняков встречаются небольшие линзы бокситовых песчаников и сланцев Мань-Тосемского месторождения. По комплексу фауны амфиоровые известняки относятся к карпинскому горизонту эйфельского яруса и легко коррелируются с амфиоровыми известняками Северо-Уральского района (см. рисунок). Выше по разрезу амфиоровые известняки постепенно сменяются плитчатыми известняками и карбонатно-глинистыми сланцами с тентакулитами, в которых были собраны *Conchidiella pseudobaschkirica* Vern., *Lazutkinia waganovi* I. Breiv., *Grypophyllum striatum* Soshk., *Microcheilinella affinis* Pol. В верхней части плитняковой толщи появляется прослой более толстослоистых известняков с единичными *Hermatostroma boreale* Bogoyavl. Приведенная фауна свидетельствует о том, что плитняковая толща, залегающая на карпинском горизонте, по своему положению в разрезе соответствует тальтийскому горизонту эйфельского яруса и, вероятно, низам живетского яруса.

Далее к северу (линия 104) в кровле Северо-Тошемского месторождения четко прослеживаются темно-серые амфиоровые известняки карпинского горизонта со *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. magna* Bogoyavl., *Simplexodictyon primordium grandis* Yavor., *F. gregalis* Porf., *Lyriellasma petschorense* Soshk., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk. В амфиоровых известняках также зафиксировано Мань-Тосемское месторождение бокситов. Эти известняки согласно перекрываются плитняковой толщей, которая по положению в разрезе соответствует тальтийскому горизонту. Далее к северу (линия 28-2) разрез эйфельского яруса несколько меняется. Наиболее выдержанными по простиранию оказываются амфиоровые известняки карпинского горизонта, содержащие *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. magna* Bogoyavl., *Favosites regularissimus* Yonet, *F. minutus* Yonet, *F. goldfussi uralensis* Sok., *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Lazutkinia* aff. *waganovi* I. Breiv. Темно-серые амфиоровые известняки подстилают бокситы Западного выхода месторождения им. XIX партсъезда. В кровле Западного выхода залегают серые и темно-серые слоистые известняки тальтийского горизонта с *Idiostroma uralicum* Yavor., *Stellopora* ex gr. *spica* Bogoyavl. *Ateodictyon artyshtens* Yavor., *Simplexodictyon shequltanensis* Yavor., *Emmonsia karmakensis* Yonet, *Microcheilinella larionovae* Pol., *M. affinis* Pol., *Coeloenellina testata* Pol.



Положение некоторых бокситоносных горизонтов восточного склона Урала в разрезе ниже- и среднедевонских отложений

1 — сарайнинский горизонт; 2 — туфы известняки светло-серые; 3 — туфы известняков порфиризов; 4 — туфопесчанники; 5 — известняки темно-серые, слоистые, амфиоровые; 6 — мергели, глинистые сланцы и пелоподоподы; 7 — известняки водорослевые; 8 — известняки табулятиты; 9 — известняки табулятиты; 10 — известняки табулятиты; 11 — известняки табулятиты; 12 — известняки табулятиты; 13 — известняки табулятиты; 14 — известняки табулятиты; 15 — известняки табулятиты; 16 — известняки табулятиты; 17 — известняки табулятиты; 18 — известняки табулятиты; 19 — известняки табулятиты.

Известняки выше по разрезу переходят в толщу темно-серых тонко-слоистых плитчатых известняков и карбонатно-глинистых сланцев с тен-такулитами, среди которых залегают бокситоподобные породы Среднего выхода месторождения им. XIX партсъезда. Плитчатая толща согласно перекрывается живетскими известняками, среди которых залегают бокситы Восточного (Южного) выхода. Таким образом, в описываемом разрезе к тальтскому горизонту относятся серые и темно-серые слоистые известняки и перекрывающая их плитняковая толща.

Наиболее полный разрез вскрывается в районе поселка имени XIX партсъезда (линия 34), где обнаруживаются пять выходов бокситов. Почва Северо-Тошемского выхода представлена светло-серыми с розоватым оттенком водорослевыми известняками жединского яруса.

Кровля Северо-Тошемского месторождения представлена однообразной толщей темно-серых слоистых битуминозных амфиоровых известняков, содержащих *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. analoga* Bogoyavl., *Clathrodictya pulchra* Bogoyavl., *C. angularis* Bogoyavl., *Favosites regularissimus* Yanet, *F. minutus* Yanet, *F. gregalis* Porf., *F. invisus* Yanet, *F. vagranensis* Yanet, *Rhiphaeolites vijaicus* Yanet, *Graciopora vermicularis* McCoy, *Calipora uralica* Yanet, *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Charactophyllum antiquum* Soshk., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Enterolasma tabulata* (Soshk.), *Lazutkinia waganovi* I. Breiv., *Stropheodonta bituberosa* Gruenw. Этот комплекс подтверждает правильность отнесения кровли Северо-Тошемского месторождения к карпинскому горизонту эйфельского яруса.

Темно-серые битуминозные амфиоровые известняки кровли Северо-Тошемского месторождения, несколько осветленные в верхней части, служат почвой Мань-Тосемского месторождения. Непосредственно в почве Мань-Тосемского месторождения собраны *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. magna* Bogoyavl., *Favosites hyperboreus devonica* Yanet, *F. regularissimus* Yanet, *Thamnopora aliena* Yanet, *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Charactophyllum antiquum* Soshk., *Lazutkinia aff. waganovi* I. Breiv. В кровле Мань-Тосемского месторождения устанавливаются *Stellopora barba* Bogoyavl., *Clathrodictya pulchra* Bogoyavl., *Pseudoactinistroma karpinskiensis* Bogoyavl., *Clathrocoelona abeona* Yavor., *Favosites goldfussi uralensis* Sok., *F. gregalis* Porf., *F. regularissimus* Yanet, *F. minutus* Yanet, *Thamnopora aliena* Yanet, *Calipora uralica* Yanet, *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Coeloenellina testata* Pol., *Microcheilinella larionovae* Pol., *Newsomites notabilis* (Pol.), *Bairdiocyprys cordiformis* Rozhd.

Таким образом, Мань-Тосемское месторождение подстилается и покрывается известняками карпинского горизонта, которые в верхней части размыты. На их поверхности залегают бокситы Западного выхода месторождения им. XIX партсъезда. В кровле Западного выхода собраны: *Stellopora spica* Bogoyavl., *Palaeocorolites cruciformis* (Yanet), *Litophyllum* sp., *Favosites goldfussi* d'Orb., *Thamnopora aliena* Yanet, *Oculipora tschotchka* Sok., *Gypidula ivdelensis intima* Khod., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *Conchidiella calvata* Khod. et Breiv., *Stropheodonta ex gr. uralensis* Vern., *Spirifer mostovensis* I. Breiv., *Chonetes striatus* I. Breiv., *Atrypa devoniana descrezens* Fent. et Fent., *Carinatina aff. symatica* I. Breiv. Возраст кровли определяется как верхнеэйфельский (тальтский горизонт).

Бокситы Среднего выхода лежат на известняках кровли Западного выхода. В кровле Среднего выхода собраны: *Stellopora spica* Bogoyavl., *Favosites goldfussi* d'Orb., *Thamnopora aliena* Yanet, *Conchidiella aff. pseudobaschkirica* Tschern., *C. rossica* (Karp.), *Stro-*

pheodonta uralensis Vern., *Spirifer mostovensis* I. Breiv., *Atrypa devoniana* Fent et Fent. Таким образом, Западный выход подстилается известняками карпинского и покрывается известняками тальтийского горизонта. Средний выход залегает среди тальтийского горизонта.

Восточный выход бокситов подстилается верхнеэйфельскими известняками. В его кровле (линия 226) устанавливаются: *Stachyodes singularis* Yavor., *Stellopora spoca* Bogoyavl., *S. gloriosa* Bogoyavl., *Flexiostroma sibiricum* (Yavor.), *Tienodictyon zonatum* Yabe et Sug., *Thamnopora aliena alia* Yane, *Columnaria vulgaris* Soshk., *Neostriogophyllum* sp. ind., *Carinatina* sp. indet., *Karpinskia?* sp. indet., *Atrypa subalinensis* Nik., *A. devoniana* Fent et Fent., *Carinatina* ex gr. *arimaspus* Eichw., *Conchidiella* sp. indet., *Gypidula ivdelensis intima* Khod.

В отношении возраста кровли Восточного выхода нет единой точки зрения по строматопоратам, табулятам и ругозам. Известняки кровли Восточного выхода могут быть отнесены к низам живетского яруса; по брахиоподам эти же известняки не моложе верхнего эйфеля. Для окончательного решения данного вопроса необходимы дополнительные сборы фауны. Известняки кровли Восточного выхода перекрываются туфопесчаниками и сланцами. Последние содержат многочисленные растительные остатки и относятся к живетскому ярусу.

В Ивдельском районе, как и в Северо-Уральском, образования карпинского горизонта лежат с разрывом на породах жединского яруса. В основании эйфельских отложений устанавливаются темно-серые слоистые амфиоровые известняки карпинского горизонта, залегающие в кровле Северо-Тошемского месторождения. Известняки содержат *Stellopora barba* Bogoyavl., *S. magna* Bogoyavl., *Clathrodictyella pulchra* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Clathrocoilona abeona* Yavor., *Favosites regularissimus* Yane, *F. minutus* Yane, *F. gregalis* Polf., *Tryplasma aequabilis* Lonsd., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Lazutkinia waganovi* I. Breiv., *Stropheodonta bituberosa* Gruen и др.

Северо-Тошемское месторождение наиболее выдержано как по падению, так и по простиранию и хорошо прослеживается по всей территории. Иногда среди темно-серых амфиоровых известняков вскрываются бокситовые песчаники и сланцы Мань-Тосемского месторождения. В почве и кровле этого выхода встречаются *Clathrodictyella pulchra* Bogoyavl., *Stellopora barba* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl., *Favosites minutus* Yane, *F. gregalis* Polf. и др.

Мань-Тосемское месторождение, в отличие от Северо-Тошемского, не выдержано по падению и простиранию. Таким образом, на месторождении XIX партсъезда отложения карпинского горизонта представлены толщей амфиоровых известняков, которые с разрывом залегают на отложениях жединского яруса, внутри них имеются перерывы.

На юге описываемой территории (линии 145, 134, 104) переход от карпинского горизонта к тальтийскому постепенный, на севере верхняя часть карпинского горизонта размыта. Что касается отложений тальтийского горизонта, то в южной части месторождения они представлены однообразной плитняковой толщей с *Conchidiella pseudobaschkirica* Vep, которая согласно залегает на амфиоровых известняках карпинского горизонта. В северной части месторождения плитняковую толщу замещают темно-серые слоистые известняки с *Idiostroma uralicum* Yavor., *Emmonsia karmakensis* Yane, которые далее к северу замещаются серыми грубослоистыми известняками и *Conchidiella rossica*. Отложения тальтийского горизонта залегают с разрывом на отложениях карпинского горизонта, в основании тальтийского горизонта отмечается

Западный выход месторождения имени XIX партсъезда. Внутри тальтийского горизонта имеется перерыв (Средний выход месторождения им. XIX партсъезда). Вышележащие отложения живетского яруса либо постепенно сменяют тальтийский горизонт (южная часть месторождения), либо залегают на нем с разрывом.

Таким образом, мы рассмотрели значительную территорию распространения эйфельских бокситоносных отложений в пределах Северо-Уральского и Ивдельского районов и можем представить распространение отложений зоны *Favosites regularissimus*, их состав и границы. В Северо-Уральском районе (Черемуховское месторождение) нижняя граница зоны проводится в основании амфиоровых известняков (андроновские слои [9]) по кровле глинистых сланцев и мергелей с *Polygnatus linguiformis* Hinde, пелециподами и гастроподами. Эта граница хорошо прослеживается и далее к северу до широты поселка им. XIX партсъезда. Амфиоровые известняки наиболее выдержаны в составе карпинского горизонта. В рассмотренных разрезах Ивдельского района они слагают горизонт полностью. Верхняя граница карпинского горизонта проводится в Северо-Уральском районе в средней части плитняковой толщи (тотинские слои, по М. А. Ржонсницкой), в Ивдельском районе в основании плитняковой толщи. Граница зоны *Favosites regularissimus* в основании амфиоровых (андроновских) слоев представляется наиболее четкой. Она может быть предложена как один из вариантов границы нижнего — среднего девона. Для окончательного решения этого вопроса необходима монографическая обработка фауны пелеципод и гастропод из мергелисто-сланцевой толщи, подстилающей амфиоровые известняки. Отметим, что по строматопоратам (по присутствию родов *Stromatopora*, *Parallelopora*, *Clathrocoilona*) отложения зоны *F. regularissimus* сопоставляются с отложениями шандинского горизонта Салаира и кувенского яруса в Арденнах; много общих и близких видов встречается в зоне *F. regularissimus* и в отложениях койвенского и бийского горизонтов западного склона Урала (*Parallelopora similana* Bogoyavl., *Simplexodictyon grandis* Yavor и др.). Все это свидетельствует о том, что отложения зоны *Favosites regularissimus* и *Conchidiella pseudobaschkirica* должны рассматриваться в составе одного яруса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андронов С. М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. — Тр. Геол. ин-та, вып. 55, 1961, с. 137.
2. Андронов С. М. Девонские бокситовые горизонты восточного склона Урала и их стратиграфическое значение. — Сов. геология, 1965, № 2, с. 1—15.
3. Богоявленская О. В., Янет Ф. Е. Значение строматопороидей и табулят для стратиграфии девонских бокситоносных отложений восточного склона Урала. — В кн.: Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск, 1976, с. 34—43.
4. Брахиоподы и кораллы из эйфельских бокситоносных отложений восточного склона Среднего и Северного Урала/А. Н. Ходаевич, И. А. Брейвель, М. Г. Брейвель и др. М., Госгеолтехиздат, 1959.
5. Князева Л. Н. Результаты изучения бокситовых месторождений Урала и дальнейшее направление поисковых работ. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 81—90.
6. Князева Л. Н. Палеотектонические условия образования бокситов в Ивдельском районе на Северном Урале. — Сов. геология, 1973, № 9, с. 80—85.
7. Маркова Н. Г., Штрейс Н. А. Исследования палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфия вмещающих их толщ. — Тр. Всесоюз. ин-та минер. сырья, 1937, вып. 122, с. 23—46.
8. О границах и ярусах нижнего девона/Л. Л. Халфин, А. Р. Ананьев, В. А. Иванова и др. — Тр. Томск. гос. ун-та, т. 202, 1968, с. 3—29.
9. Ржонсницкая М. А. Граница нижнего и среднего девона на территории СССР. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 20—33.

10. Ходалевич А. Н. К вопросу о возрасте палеозойских бокситов восточного склона Северного Урала. — Сов. геология, 1938, т. VIII, с. 56—58.
11. Ходалевич А. Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. М., Госгеолтехиздат, 1951.
12. Ходалевич А. Н., Брейвель М. Г. Стратиграфические закономерности распространения девонских бокситов на восточном склоне Северного Урала и Среднего Урала. — Тр. СГИ, вып. 53, 1968, с. 140—143.
13. Ярусы нижнего девона/Л. Л. Халфин, А. Р. Ананьев, В. А. Ивания и др. — В кн.: Материалы по региональной геологии. Новосибирск, 1967, с. 5—11.

УДК 553.45.068.5.041

Н. Г. ПАТЫК-КАРА (МГУ)

Методика количественного прогноза россыпных месторождений олова

Решение задачи прогнозирования россыпных месторождений возможно только на основе анализа всей совокупности факторов размещения и формирования россыпей и непосредственной проверки выдвинутых гипотез. К россыпям применимы общие принципы научного прогноза месторождений [3, 6, 11], такие как целесообразность выработки критериев прогнозирования типовых площадей с характерными для них признаками месторождений, соизмеримость между масштабами исследований и объектами прогноза, классификация изучаемых образований на формационной (или формационной и морфогенетической) основе, правомерность и взаимодополняемость качественного и количественного прогноза и т. д. При этом прогнозирование россыпей основывается как на закономерностях локализации соответствующих коренных источников, так и на структурно-геоморфологических предпосылках, определяющих развитие денудационных процессов и формирование рыхлых металлоносных отложений.

В каждом конкретном случае решение этой задачи (независимо от масштаба прогноза) предполагает получение целого ряда характеристик прогнозируемых россыпных объектов: возможность появления объектов, их пространственная частота («шаг»), эволюция, формационный и морфогенетический тип (или их совокупность). Каждая из перечисленных характеристик обусловлена несколькими факторами, значимость которых меняется в зависимости от ранга объекта и масштаба прогноза.

Например, потенциальная возможность появления россыпей олова в пределах россыпного района определяется соответствующей металлогенической специализацией, а для руднороссыпного узла — наличием оруденения благоприятного типа в современном уровне денудационного среза. Пространственное распределение россыпей, их частота и степень изменчивости в районе определяются региональными структурно-геологическими особенностями локализации оруденения и региональным срезом; для узла важное значение приобретает зональность коренного источника, проявленная в современном срезе, и локальная геоморфологическая зональность.

Возможность появления определенной совокупности морфогенетических типов россыпей, оцениваемая для района в целом, базируется на геоморфологическом анализе, направленном на изучение региональных структурно-геоморфологических особенностей территории, соотно-

шения различных типов рельефа и истории его развития. Прогнозирование морфогенетических типов россыпей на локальной площади в значительной мере опирается на морфологию форм-коллекторов и их пространственное соотношение с коренным источником.

При прогнозировании особенностей внутреннего строения россыпей на локальной площади существенное значение имеет анализ таких факторов, как положение оруденения в рельефе, его вертикальный диапазон в современном срезе, изменение пространственного соотношения долины-коллектора с коренным источником в различные этапы формирования россыпи, соотношение этапов россыпеобразования. Вместе с тем при прогнозировании россыпей в целом по району можно не учитывать влияния этих факторов и опираться в основном на анализ общих закономерностей развития рельефа и истории осадконакопления, с позиций которых рассматривается развитие регионального среза рудоносной территории.

Количественное прогнозирование, его достоверность и место в общей структуре прогноза представляют один из наиболее актуальных и вместе с тем слабо разработанных вопросов методики оценки россыпей. До настоящего времени наиболее широко применяемым и теоретически обоснованным остается метод аналогий, основы которого заложены еще в работах Ю. А. Билибина. Практически он не претерпел изменений, хотя и не вполне отвечает современным требованиям, поскольку его ценность значительно снижается за счет субъективной составляющей при выборе аналога. В известной мере ее влияние удастся исключить с помощью информационно-логических методов [5, 8, 9], предполагающих: а) представление объектов в виде n -мерных векторов, для которых определяется количественная степень сходства с эталонами; б) исследование с помощью статистических критериев гипотез о влиянии различных факторов на параметры россыпных месторождений; в) оценку принадлежности объектов к прогнозируемому классу с помощью различных алгоритмов распознавания образов. Разновидностью метода аналогий является метод экспертных оценок [1].

Для прогноза россыпных месторождений широко применяется также экстраполяция данных по их строению и условиям формирования на смежные площади (на продолжение россыпных зон, неизученные части узлов, фланги россыпи). Применение ее требует точного знания закономерностей локализации россыпной металлоносности прогнозируемой территории, например, для россыпного узла или месторождения тенденции пространственного изменения денудационного среза и положения оруденения в рельефе, зональности коренного источника, геоморфологической зональности россыпи и т. д. Определение тенденции пространственного изменения параметров россыпи с помощью регрессионного анализа и построения поверхностей тренда различных порядков позволяет выявить низкое качество разведки отдельных участков и вести прогноз в пределах известных месторождений сверх учтенных запасов.

Значительные возможности открывает изучение статистических корреляционных связей между параметрами россыпи и показателями геолого-геоморфологической обстановки. Однако не все факторы могут быть проанализированы указанным способом, например формационная принадлежность, морфологический тип коренного источника, тип рельефа, морфоструктурная позиция. Вместе с тем такая важнейшая совокупность факторов, как различные аспекты пространственного взаимоотношения коренного источника и долины, поддаются всестороннему количественному анализу.

Рассмотрим некоторые зависимости, связывающие россыпи олова с их коренными источниками, на примере россыпных объектов Якутской оловоносной провинции*.

Проведенный анализ показал, что наибольшее число признаков, влияющих на запасы, характеризует коренной источник и его взаимоотношение с долиной. Строение долины-коллектора играет меньшую роль при оценке запасов россыпного месторождения в целом, поскольку в поставленной задаче речь идет о суммарных запасах металла, который мог поступить и накопиться в долине. В этом случае влияние таких факторов, как наличие террас, древних врезов, асимметрия долины и др., сводится к распределению суммарных запасов внутри формы-коллектора, т. е. сказывается на морфологии россыпи, количестве пластов и их положении в разрезе. Следовательно, определяющая роль этой группы факторов проявляется при прогнозе в пределах известных месторождений (прогнозные запасы I группы, по классификации ВИЭМСа).

Пространственное положение источника и дренирующей его долины в формализованном виде может быть описано следующими показателями: а) вертикальной совмещенностью, выраженной отношениями $\Delta H_p/\Delta H_d$ и h_1/h_2 (табл. 1), где ΔH_p — вертикальный интервал орудене-

Таблица 1

Роль различных геолого-геоморфологических факторов в формировании важнейших параметров россыпи

Факторы	Возможность количественной оценки фактора	Связь с параметрами россыпи		Факторы	Возможность количественной оценки фактора	Связь с параметрами россыпи	
		с запасами	с содержаниями			с запасами	с содержаниями
Особенности коренного источника				Наличие террас	—	—	—
Формационная принадлежность	—	+	—	Наличие древних врезов	—	(+)	—
Минеральный состав	—	+	+	Строение рыхлых отложений	—	—	—
Морфологический тип	—	+	—	Асимметрия долины	—	—	(+)
Содержание полезного компонента в рудах	+	—	+	Пространственное соотношение долины с коренным источником			
Рудонасыщенность области питания	+	+	—	Коэффициент локальности	+	+	—
Вертикальный диапазон оруденения	+	+	—	Вертикальная совмещенность источника и долины	+	+	—
Зональность	—	+	(+)	Высота источника над дном	+	+	(+)
Денудационный срез	+	+	—	Коэффициент пространственной совмещенности	+	+	—
Геоморфологическое строение долины				Положение оруденения в ярусе рельефа	+	+	(+)
Порядок долины	+	+	+	Взаимная ориентировка долины и рудных тел	+	+	(+)
Уклон	+	+	+				
Крутизна склонов	+	+	(+)				
Ширина днища	+	—	—				

Примечание. «—» — связи нет, «+» — связь есть, (+) — связь есть, но обычно затухает влиянием других факторов.

* В первичной обработке материала принимали участие А. В. Луцаков и А. Г. Строкин.

ния в современном срезе, ΔH_d — вертикальный диапазон эрозионного расчленения, h_1 — глубина среднего уровня рудных тел относительно водораздельной поверхности, h_2 — их высота над дном долины; б) коэффициентом локальности K_L (S_p/S_n), где S_p — площадь рудного поля, расположенная в области питания россыпи, S_n — область питания россыпи; в) коэффициентом пространственной совмещенности K_c ($\Delta H_p/\Delta H_d \cdot S_p/S_n$); г) взаимной ориентировкой рудных тел и долины.

В формировании перечисленных показателей по существу участвует значительное число других геолого-геоморфологических признаков, таких как глубина долины, вертикальный диапазон оруденения, морфология бассейна и пр. Иначе говоря, пространственное взаимоотношение представляет сложный критерий, в котором в соответствии с поставленной задачей выражены важнейшие геолого-геоморфологические факторы россыпной оловоносности.

Совмещенность вертикального интервала оруденения и глубины расчленения четко проявляется в суммарных запасах полезного компонента, заключенного в россыпях. Увеличение запасов происходит по мере роста отношения $\Delta H_p/\Delta H_d$. При интервале оруденения менее 0,5—0,6 глубины долины условия для возникновения крупных объектов отсутствуют и образуются россыпи с суммарными запасами не более 10 усл. единиц. При значениях $\Delta H_p/\Delta H_d \geq 0,85$ условия для формирования россыпей весьма благоприятны; в этом случае формируются средние и крупные объекты с запасами 50—150 усл. единиц. При значениях этого отношения, близких к 1, условия для формирования россыпей выравниваются; на первое место, по-видимому, выступают другие россыпеобразующие признаки. Влияние вертикальной совмещенности коренного источника и долины сказывается и на распределении промышленных и непромышленных россыпей: 75% промышленных объектов располагается в долинах, характеризующихся значениями $\Delta H_p/\Delta H_d > 0,5$.

Относительная высота коренного источника над дном долины (h_1/h_2) отражает его положение в определенном ярусе склонов. Чем выше над дном долины расположен коренной источник, тем больше возможность многократного переотложения и рассеяния рудоносного материала в ходе врезания долины и тем значительнее его разубоживание за счет поступления «пустой» породы с нижних ярусов [4]. Большая часть промышленных россыпей Якутской оловоносной провинции (55%) связана с коренными источниками, вскрытыми в нижней части склонов.

Наиболее полно суммарные запасы металла в россыпи коррелируются с коэффициентом пространственной совмещенности долины и коренного источника (K_c), который представляет собой произведение показателей $\Delta H_p/\Delta H_d$ и S_p/S_n . Этот показатель характеризует отношение суммарного рудоносного объема, эродированного в период формирования долины, ко всему эрозионному «вырезу». Для Якутской оловоносной провинции появление россыпей возможно при значениях $K_c \geq 0,01$ (табл. 2). В интервале значений $0,01 < K_c < 0,09$ доля мелких россыпей составляет 0,77; на средние объекты приходится всего 0,23. Крупные россыпи, образовавшиеся в этих условиях, неизвестны. Область значений $K_c \geq 0,25$ предоставляет возможность прогнозирования россыпных объектов только первого и второго классов.

Указанная зависимость сохраняется и для объектов с различной формационной принадлежностью коренного источника, причем поля точек, образованные россыпями трех основных формационных групп, на графике несколько разобщены (рис. 1). Это не только служит доказательством устойчивости выявленной связи, но и позволяет вести

Таблица 2

Частота встречаемости россыпей разного класса в зависимости от коэффициента K_c

Классы россыпей	$K_c = 0,01-0,09$	$K_c = 0,09-0,25$	$K_c > 0,25$
Крупные (более 50 усл. ед.)	—	0,22	0,5
Средние (10—50 усл. ед.)	0,23	0,33	0,5
Мелкие (менее 10 усл. ед.)	0,77	0,45	—

дифференцированный прогноз. Например, для россыпей с источниками касситерито-кварцевой формации доля мелких объектов (< 10 усл. ед.) при значении $K_c \leq 0,09$ составляет 0,75, а средних (10—50 усл. ед.) всего 0,25. Россыпи с коренными источниками касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций для этой области значений K_c не характерны. При значениях $0,09 < K_c < 0,25$ вероятность появления россыпей разных классов равновелика (с учетом ограниченности выборки), что делает их количественный прогноз неопределенным. Для значений $K_c \geq 0,25$, по-видимому, можно уверенно говорить о формировании россыпей только крупного класса (более 50 усл. ед.).

Область значений K_c , при которых образуются россыпи, заметно сужена для касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций, будучи ограничена снизу для первых $K_c = 0,08-0,09$, а для вторых $K_c \geq 0,1$. Интервалы, отвечающие россыпям разных классов, здесь также заметно смещены по сравнению с касситерито-кварцевой формацией.

Другой важный параметр россыпи — содержание полезного компонента — менее четко коррелируется с геолого-геоморфологическими признаками, характеризующими обстановку россыпеобразования. Это объясняется тем, что на практике, как правило, не могут быть количественно оценены такие показатели, как содержание и распределение полезного компонента в исходном рудоносном объеме и степень его рассеяния или концентрации в процессе россыпеобразования. Теоретические основы анализа этой взаимосвязи были изложены Г. С. Момджи [2], который показал, что содержание полезного компонента в россыпи ближнего сноса определяется, помимо его содержания в источнике питания, отношением питающей и разубоживающей площадей в бассейне питания россыпи (K_d) и коэффициентом обогащения отложенным полезным минералом. Первый из этих показателей в силу непредставительности данных обычно не может быть строго учтен. Коэффициент обогащения также остается величиной, которая может быть оценена только эмпирически.

Изучение взаимосвязи K_d с содержаниями показало, что положение проанализированных объектов на графике свидетельствует о существовании реальной корреляции между указанными параметрами (рис. 2, II). Исключения отвечают следующим условиям: 1) недостаточно уверенно был определен и, вероятно, занижен коэффициент локальности (точки 1—2); 2) россыпи образованы коренными источниками касситерито-сульфидной или касситерито-силикатной (хлоритовый тип) формаций, поставляющими мелкий и тонкий касситерит, который легко рассеивается (точки 3, 4, 6); 3) содержание касситерита в россыпи было занижено из-за несовершенства методики опробования (точка 5).

Таким образом, на графике можно выделить три области. Из них центральная (II) отвечает условиям, когда содержания полезного

компонента коррелируются с коэффициентом локальности; в ее пределах возможен прогноз содержания олова в россыпи. График позволяет решать и другую задачу. Положение объектов с известными содержаниями в области I позволяет говорить, что коренной источник недостаточно изучен, в результате чего K_d занижен. Положение объектов в области III, если исключено влияние повышенного рассеяния мелкого и тонкого касситерита, может свидетельствовать о несовершенстве методики опробования.

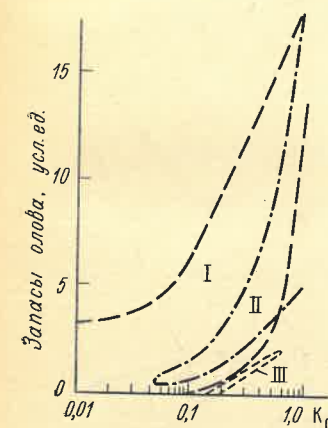


Рис. 1. Зависимость запасов олова в россыпях от коэффициента совмещенности K_c
I — для россыпей, связанных с касситерито-кварцевой формацией, II — то же, с касситерито-силикатной, III — то же, с касситерито-сульфидной

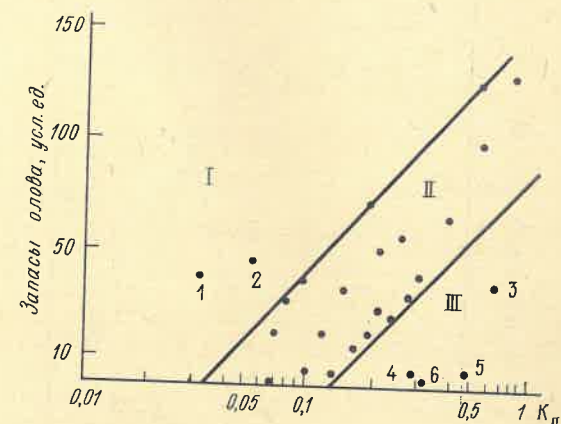


Рис. 2. Зависимость содержания олова в россыпях от коэффициента локальности K_d
I — область заниженных значений K_d (коренной источник недостаточно изучен); II — область корреляции содержания с K_d ; III — область заниженных значений содержания (касситерит рассеивается или при разведке россыпи применялась несовершенная методика опробования)

Размещение коренных источников относительно дренирующих долин сохраняет значения и для руднороссыпных узлов. Наряду с формационной принадлежностью рудных проявлений оно представляет один из наиболее важных критериев для классификации узлов с различными условиями россыпеобразования.

В качестве примера рассмотрим влияние на суммарную продуктивность россыпного узла коэффициента локальности, который в данном случае может быть представлен как отношение суммы площадей известных рудных полей (S_{rp}) ко всей площади узла (S_y). На рис. 3 видно, что россыпные оловоносные узлы по этому признаку разбиваются на две группы, выраженные в распределении суммарных запасов олова в россыпях и в численности последних. Выделившиеся группы узлов различны по геолого-геоморфологической обстановке. Первая представлена простыми узлами с 1—4 россыпями, группирующимися вокруг локального коренного источника*. Вторую группу образуют сложные узлы с множественными россыпями, которые связаны с несколькими разобщенными рудными источниками, обычно локализованными в зоне экзо- и эндоконтакта умеренно эродированных гранитоидных массивов. Сюда же попадают сложные узлы с телескопированными коренными источниками. При этом для разнотипных узлов можно наметить граничные условия, при которых достигается опреде-

* На подобные различия россыпных золотоносных узлов обращали внимание Е. Я. Синюгина и А. И. Дубинчик [7], Р. М. Файзуллин [10].

ленный уровень продуктивности в виде суммарных запасов и числа россыпей.

Одним из наиболее информативных показателей, подтверждающих существенные различия продуктивности объектов с разной формационной принадлежностью коренных источников, служит также удельная продуктивность долин, т. е. отношение суммарной длины выявленных россыпей (ΣL_p) к общей протяженности долинной сети (ΣL_d). На

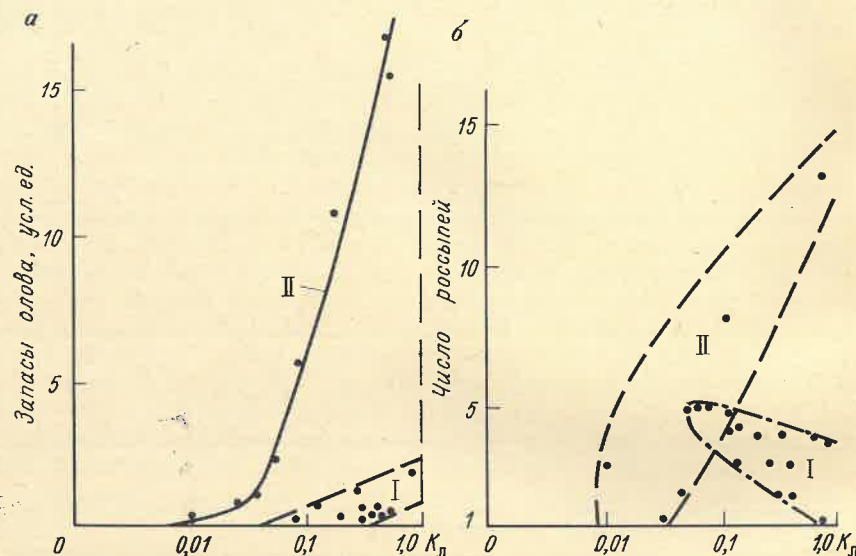


Рис. 3. Зависимость суммарной продуктивности (а) и числа россыпей (б) от коэффициента локальности $K_{\text{л}}$ для узлов с одиночными (I) и множественными (II) коренными источниками

рис. 4 видно, что удельная продуктивность долин в пределах россыпных оловоносных узлов связана с коэффициентом локальности ($S_{\text{рп}}/S_y$), сохраняя при этом различия, обусловленные формационным типом коренных источников. Диапазон значений $\Sigma L_p/\Sigma L_d$, соответствующих определенному коэффициенту локальности для руднороссыпных узлов разного формационного типа, отражает различную россыпеобразующую роль развитых в них коренных источников, а именно, большую степень рассеяния касситерита из руд касситерито-силикатного и касситерито-сульфидного состава. Наибольшая удельная продуктивность долин свойственна узлам с касситерито-кварцевыми коренными источниками, для которых уже при значении $K_{\text{л}} \sim 0,1$ она приближается к единице, т. е. все долины содержат (или могут содержать) россыпи. Удельная продуктивность долин в узлах с касситерито-сульфидными и касситерито-силикатными коренными источниками в целом меньше и ограничена значением 0,5, т. е. общая протяженность россыпей не может превышать половины суммарной длины долин.

Все это позволяет считать, что выявленные различия могут служить основанием для дифференцированной количественной оценки руднороссыпных оловоносных узлов разного формационного типа.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Важнейшим критерием количественного прогнозирования россыпей олова как для конкретного объекта (долины), так и для руднороссыпного узла являются показатели пространственной совмещенности долин и коренного источника, отражающие суммарный объем эродированного и переведенного в россыпь металла.

2. Для оценки отдельного россыпного объекта важную роль играют вертикальная совмещенность интервала оруденения с диапазоном эрозионного расчленения и коэффициент пространственной совмещенности долины и источника, представляющие собой сложные критерии, в которых находят отражение важнейшие факторы россыпеобразования (глубина долины, морфология ее бассейна, вертикальный диапазон оруденения, его площадь и положение рельефа).

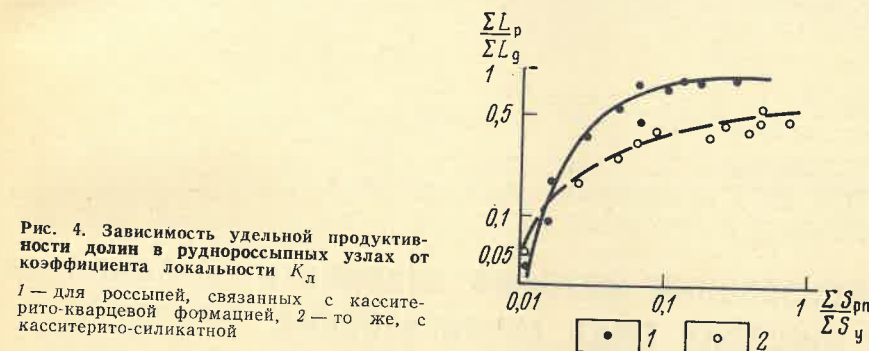


Рис. 4. Зависимость удельной продуктивности долин в руднороссыпных узлах от коэффициента локальности $K_{\text{л}}$
1 — для россыпей, связанных с касситерито-кварцевой формацией, 2 — то же, с касситерито-силикатной

3. Применение коэффициента локальности позволяет судить о степени «соответствия» выявленной россыпи известным коренным источникам, может использоваться при поисках дополнительных источников питания россыпи, а также при установлении недостатков разведки месторождения.

4. В оценке руднороссыпного узла важное место наряду с формационным типом коренных источников принадлежит морфологическим характеристикам, которые определяют его структуру и таким образом отражают локализацию коренных источников, условия их денудации и продуктивность связанных с ними россыпей.

5. Выявленные корреляционные связи могут служить основой для дифференцированной количественной оценки оловоносных долин и руднороссыпных узлов. Они сохраняют свое значение для различных россыпных оловоносных районов, однако их применение потребует уточнения граничных условий, которые выделены для провинции с определенным уровнем оловоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быховер Н. А. Основные принципы и методы прогноза минеральных ресурсов. Обзор. Сер. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. М., ВИЭМС, 1971.
2. Момджи Г. С. Титан. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., Наука, 1964, с. 197—244.
3. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. II. Оловянно-вольфрамовые месторождения. М., СЭВ, 1971.
4. Патык-Кара Н. Г. Оценка объема рудного вещества, переведенного в россыпь (на примере Якутской оловоносной провинции). — Сов. геология, 1977, № 8, с. 134—137.
5. Применение методов распознавания образов при оценке месторождений и рудопроявлений/И. Д. Савинский, П. П. Астанин, Н. Г. Патык-Кара и др. — В кн.: Математические методы в геологии, вып. 2. М., ВИМС, 1975, с. 20—33.
6. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы науч. прогнозирования рудных и нерудных полезн. ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 27—35.
7. Синюгина Е. Я., Дубинчик А. И. К анализу формирования аллювиальных россыпей золота в зависимости от условий развития долин (на примере р. Енашино). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.
8. Сравнительное изучение россыпей с помощью логико-дискретного анализа (на примере Забайкалья)/Г. В. Нестеренко, А. Н. Дмитриев, Ф. П. Кренделев и др. —

- В кн.: Тезисы III Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Магадан, 1969, с. 178—180.
9. Тищенко Е. И. Количественные методы прогноза погребенных золотоносных россыпей (на примере Ленского района). — В кн.: Тезисы III Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Магадан, 1969, с. 190—191.
 10. Файзуллин Р. М. О связи россыпей золота с промежуточными коллекторами (на примере Восточного Забайкалья). — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 162—166.
 11. Шеглов А. Д. Об основах научного прогноза экзогенных месторождений. — В кн.: Основы научн. прогнозирования рудных и нерудных полезн. ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 7—9.

УДК 543.27 : 621.375.826

П. Я. АНТРОПОВ, Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ,
И. П. ЖАБРЕВ, В. М. КОЛОБАШКИН, А. И. ПОПОВ,
Е. А. ПОПОВ, Е. Д. ПРОЦЕНКО

Использование методов лазерного газоанализа для решения ряда геологических и промысловых задач

На современном уровне развития науки и техники решение сложных народнохозяйственных задач становится возможным в результате объединения усилий исследователей различных направлений. Определенный комплекс научно-технических вопросов нефтегазовой науки, требующий создания специальной аппаратуры, использования современных методов физики и математики, геофизики и геологии, решается совместными усилиями представителей всех этих наук в Московском инженерно-физическом институте.

Задачей настоящей статьи является освещение одного из направлений работ в области создания адсорбционных лазерных газоанализаторов и их применения для прямых поисков газовых и нефтяных месторождений, прогноза землетрясений, контроля за загрязнением среды на промыслах и лазерного газокаротажа в стволе скважин.

Разрабатываемые в последнее время лазерные методы газоанализа обладают способностью дистанционного контроля газовых масс, возможностью охвата одним прибором длинных промежутков контролируемой среды и быстродействием [2]. Для широкого внедрения лазерных приборов в народное хозяйство они должны не только обладать высокими техническими данными, но и быть относительно дешевыми и простыми в эксплуатации.

С этой точки зрения перспективны лазерные абсорбционные газоизмерители, действие которых основано на поглощении лазерного излучения в анализируемом газе, например лазерные автолаборатории поиска утечек газа «Искатель-1» [1].

Разработаны новые лазерные абсорбционные измерители метана («Искатель-2» и «Луч») и углекислого газа («Флюорит»), из которых первый при проведении долговременных наблюдений (длительностью более 1 ч) на два порядка превосходит по чувствительности «Искатель-1», а два других не имеют аналогов.

Измеритель «Искатель-2» предназначен для непрерывного определения содержания метана в воздухе, поступающем в него по пробозаборному шлангу. Он может использоваться в стационарных и мобильных лабораториях (на автомашинах, вертолетах и т. п.). Его

чувствительность $2 \cdot 10^{-5}\%$ CH_4 (фоновое содержание метана в воздухе $\sim 10^{-4}\%$) 3. Быстродействие определяется длиной пробозаборного тракта и составляет 3—15 с; габариты прибора $19 \times 32 \times 150$ см³, масса 40 кг.

Принцип действия основан на балансном методе измерений и поясняется рис. 1. Излучение $\lambda_1 = 3,3922$ мкм от лазера 1 делится устройством 2, 3, 4 на два равных световых потока, проходящих по срав-

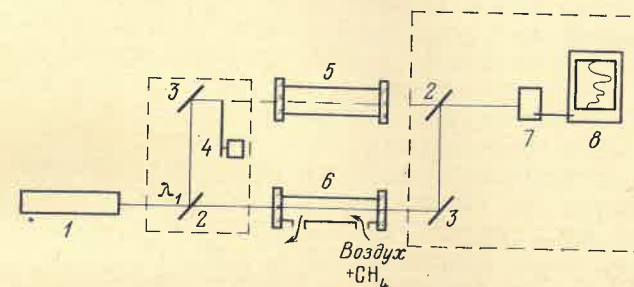


Рис. 1. Принцип действия измерителя «Искатель-2»

1 — лазер $\lambda_1 = 3,3922$ мкм; светоделительный блок: 2 — полупрозрачное зеркало, 3 — отражающее зеркало, 4 — вращающийся полудиск, 5 — сравнительная кювета, 6 — измерительная кювета; оптико-измерительный блок: 7 — фотоприемник; 8 — блок обработки и записи сигнала

нительной 5 и измерительной 6 кюветам, из которых первая заполнена азотом, а вторая непрерывно продувается анализируемым воздухом. Если в кювете 6 появляется метан, то интенсивности лучей, прошедших через кюветы 5 и 6, не будут равны. Оптико-электронный блок 2, 3, 7, 8 регистрирует это неравенство и таким образом определяет количество метана в кювете 6.

Измеритель «Луч» предназначен для непрерывного и автоматического определения среднего содержания метана непосредственно в открытом воздухе на пути L до 100 м. На результаты измерений погодные условия практически не влияют. Чувствительность установки $5 \cdot 10^{-6}\%$ CH_4 ; быстродействие (1—15 с) определяется способом регистрации показаний прибора (самописец, стрелочный прибор, осциллографическая запись). Принцип действия основан на двухволновом методе измерений [3]. Лазер излучает поочередно равные по амплитуде импульсы излучения λ_1 и λ_2 , равные 3,3912 мкм, из которых второй поглощается метаном значительно слабее, чем первый. Если на пути L есть метан, то после его прохождения лазерным лучом амплитуды импульсов λ_1 и λ_2 не будут равны. Оптико-электронный блок регистрирует это неравенство и определяет количество метана на пути L .

Измеритель «Флюорит» предназначен для непрерывного определения содержания углекислого газа в воздухе. Принцип действия основан на схеме прямого измерения величины поглощения излучения. Излучение $\lambda_3 = 4,218$ мкм лазера поглощается в углекислом газе, проходя через измерительную кювету длиной 1 м. По интенсивности прошедшего излучения определяется количество углекислого газа в кювете. Чувствительность измерителя $5 \cdot 10^{-3}\%$ (фоновое содержание CO_2 в воздухе $3 \cdot 10^{-2}\%$). Быстродействие определяется параметрами пробозаборной системы и составляет 3—15 с.

Ниже приводятся некоторые результаты проведенных исследований с помощью лазерных измерителей и обсуждаются перспективные направления их дальнейшего использования.

Одной из актуальных проблем нефтегазовой геологической науки является разработка прямых методов поисков промышленных концент-

раций углеводородов в недрах, которые направлены на сокращение значительных объемов буровых работ, затрачиваемых иногда на доказательство бесперспективности «пустых» ловушек нефти и газа. В нашей стране применяются различные модификации прямых геохимических методов поисков нефти и газа для исследования микроконцентраций углеводородных газов, мигрировавших из залежей в приповерхностные горизонты и атмосферу. Не отрицая возможности закономерного распределения повышенных концентраций углеводородов над залежами благодаря диффузионным и фильтрационным процессам миграции, некоторые исследователи отмечают низкую эффективность поверхностной и подпочвенной газовых съемок в связи с интенсивным газообменом между атмосферой и подпочвенным воздухом и по ряду других геолого-геохимических причин, приводящих к рассеиванию микроконцентраций углеводородных газов. В связи с этим предлагается бурить на подготовленных площадях скважины глубиной 300—500 м для проведения в них скважинных геохимических съемок. Поддерживая указанное предложение, представляется целесообразным, однако, до перехода на более дорогостоящий способ прямых поисков нефти и газа еще раз оценить возможности газовой съемки при условии применения специальной новой аппаратуры и учета геологической ситуации объекта поисков.

Сравнение результатов газовых съемок, проведенных в различных районах, свидетельствует о том, что их эффективность значительно выше в областях с повышенной тектонической активностью. Как показали исследования Ф. Г. Дадашева в Азербайджане (1974—1975 гг.), в период активизации тектонической деятельности в связи с эффектом механической встряски при подземных толчках наблюдается увеличение содержания метана и тяжелых углеводородов в подпочвенном слое соответственно до $8 \cdot 10^{-3}$ и $12 \cdot 10^{-3}\%$ при фоновых значениях менее $1 \cdot 10^{-4}\%$. В дальнейшем нарушенное равновесие быстро восстанавливается, и через 2—4 дня концентрация газов в подпочвенном слое стабилизируется на уровне фонового.

Теоретические основы газовой съемки и практические результаты позволяют уже на данном этапе определить пути повышения эффективности прямых геохимических методов поисков нефти и газа за счет проведения работ в районах повышенной сейсмической активности или с помощью искусственной механической встряски в сейсмически спокойных районах при условии экспрессного опробования больших площадей приборами высокой точности.

Начиная с 1974 г., изучаются временные вариации метанового фона на различных геологических структурах в периоды, предшествующие искусственной встряске и после нее. Подобная работа была проведена на одной из геологических структур, лишенной сколько-нибудь значительных скоплений нефти и газа. Было отобрано около 160 шестилитровых проб воздуха, которые изучались с помощью измерителя «Искатель-2». Содержание метана в воздухе в пробах, отобранных в различных точках на местности и в разные моменты времени, может изменяться в несколько раз, и по колебаниям содержания метана в пробах, отобранных в одной точке, трудно судить о воздействии встряски на метановый фон. Усреднив результаты измерений большого числа проб, взятых в различных точках местности до и после искусственной встряски, мы нашли, что среднее содержание метана в воздухе в результате встряски увеличивается незначительно — с $4,6 \cdot 10^{-4}$ до $5,9 \cdot 10^{-4}\%$. Опыт показал также необходимость ведения непрерывного контроля за метановым фоном в процессе исследований непосредственно на местности над исследуемой геологической структурой.

В 1976 и 1978 гг. на одном из разведанных месторождений с помощью установки «Луч-1» были проведены непрерывные наблюдения метанового фона в атмосфере до и после искусственной встряски. Через 2 ч после воздействия метановый фон начал увеличиваться. В течение часа он возрос в пять раз (от $1 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-4}\%$) и затем в течение примерно такого же времени упал до исходного значения (рис. 2). Наблюдаемые в этом районе суточные вариации содержания

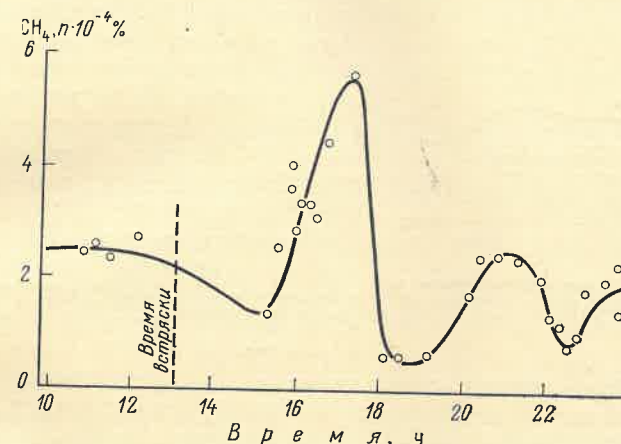


Рис. 2. Изменение содержания метана в воздухе в результате сейсмического воздействия на грунт

метана обладали на порядок меньшей временной производной. После большого «всплеска» содержания метана наблюдались еще два менее контрастных его пика.

Как видно из сопоставления результатов этих двух экспериментов, совместное использование искусственной встряски и экспрессных методов геохимической съемки может быть эффективным способом при прямых поисках нефти и газа.

В 1977 г. совместно с НИИ прикладной геофизики Госкомгидромета с помощью усовершенствованной установки «Луч-2» были проведены исследования на месторождениях западной части Западно-Кубанского прогиба. Они показали, что при благоприятных геологических условиях представляют интерес и результаты геохимической съемки метанового фона без применения искусственной встряски. Так, при пересечении Анастасиевско-Троицкого месторождения с юго-запада на северо-восток в пределах внешнего контура газонефтеносности лазерная газовая съемка установила превышение метанового фона на 15—25% (рис. 3) по сравнению со средним для близлежащей местности уровнем, составлявшим $2,4 \cdot 10^{-4}\%$.

По данным одного профиля в пределах действующего газонефтяного месторождения нельзя судить о разрешающей способности лазерной газосъемки в связи с интенсивным загрязнением среды газонефтяными продуктами. Однако сам факт обнаружения и регистрации повышенной концентрации метана в воздухе над нефтегазонасыщенной частью месторождения говорит о необходимости продолжения работ по определению лазерными методами состава с целью накопления надежной информации, позволяющей осуществить всестороннюю интерпретацию полученных результатов.

Выполненные эксперименты показали надежность, быстродействие, высокую точность и эффективность лазерной газовой съемки. Для

окончательного решения вопроса о возможности широкого использования предлагаемого способа и выработки надежной методики необходимо продолжение экспериментов на структурах с доказанной промышленной нефтегазоносностью и «пустых».

Одной из непосредственных целей разработки измерителей «Искатель-2» является их установка на автолаборатории «Искатель», предназначенной для поиска утечек газа из подземных городских газовых сетей и магистральных газопроводов без вскрытия грунта. Эта автолаборатория, уже в течение ряда лет успешно используемая для нужд Мингазпрома, способна вести непрерывные обследования по ходу движения со скоростью 10—15 км/ч. Экономический эффект от применения одной такой лаборатории составляет 320 тыс. руб. в год. Интересным направлением использования измерителей типа «Искатель-2», а также «Луч-2» является контроль за загрязнением среды на нефтяных и газовых промыслах.

В настоящее время одна из актуальных народнохозяйственных проблем — прогноз места, времени и силы землетрясения. Научными исследованиями, проведенными организациями Академии наук СССР, установлен комплекс явлений, предшествующих землетрясению. Среди предвестников землетрясения важную роль играют вариации геохимического состава вод и газов. При наблюдениях в периоды землетрясений (Ташкентского 1966 г., Дагестанского 1970 г., Исфаринского 1977 г., Газлийского 1976 г.) в пределах большой территории за несколько суток отмечались изменения в десятках раз концентраций различных элементов в подземных водах и газах. В последние годы наблюдения в Средней Азии и Дагестане показали, что наиболее информативно изучение вариации газов — углеводородов и CO_2 .

Описываемые явления представляют собой результат деформационных процессов, происходящих в земной коре и вызываемых тектоническими движениями отдельных блоков. В очаге землетрясения, по всей видимости, происходит перераспределение напряжений, и в зависимости от положения участка наблюдения могут регистрироваться как резкое повышение концентраций, вызываемых напряжением сжатия, так и их уменьшение при деформациях растяжения.

Для того чтобы геохимические исследования газов могли эффективно использоваться для прогноза землетрясений, они должны вестись практически непрерывно, круглогодично и охватывать большие территории. С помощью традиционных методов отбора проб и их последующего анализа постановка таких наблюдений практически невозможна. В то же время такая задача может быть решена с помощью лазерных газоизмерителей, способных вести работы автоматически и передавать телеметрическую информацию в центр сбора.

С помощью автоматизированных установок «Луч-2» и «Флюорит» были проведены экспериментальные непрерывные измерения содержания метана и CO_2 в воздухе на территории Ашхабадского прогностического сейсмополигона. Наиболее интересные данные получены по метановому фону (рис. 4). Проведенные в этот же период наблюдения метеоусловий (температуры, давления воздуха, направления и скорости ветра) показали отсутствие какой-либо заметной связи между метеобстановкой и содержанием метана в воздухе.



Рис. 3. Изменение содержания метана в воздухе над нефтегазовым месторождением

Из сравнения рис. 4, а и б видно, что между колебаниями содержания метана в воздухе и интенсивностью подвижек земной коры наблюдается довольно отчетливая корреляция. Естественно, для того чтобы с достаточной уверенностью сделать заключение о целесообразности использования изменения метанового фона для предсказания землетрясений, нужны значительно более широкие исследования, проводимые в течение нескольких лет на многих аналогичных установках

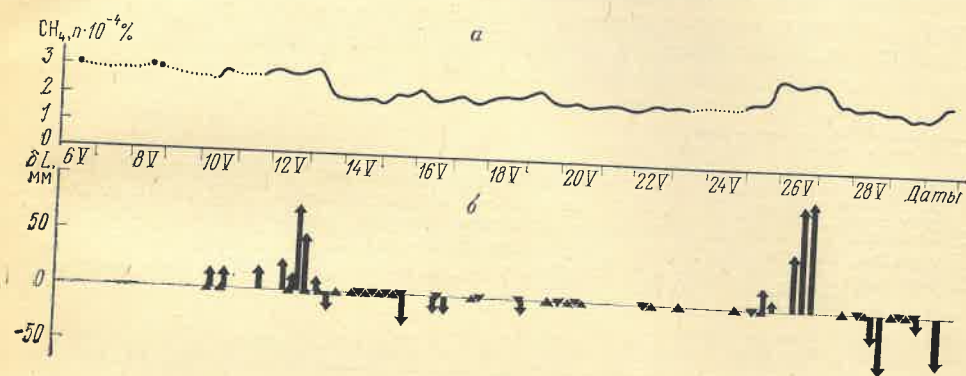


Рис. 4. Сопоставление вариации содержания метана в воздухе (а) с величиной подвижек δL земной коры (б) в сейсмически активном районе

и в различных сейсмоактивных районах. Дальнейшие работы в этом направлении могут выявить и другие перспективные атмосферные газы — предвестники землетрясений.

Экспериментально доказано, что с помощью комбинированного применения гелий-неонового (λ_1, λ_2) и гелий-ксенонового ($\lambda_3 = 3,3676$ мкм) импульсов излучений в лазерных абсорбционных измерителях можно проводить непрерывный раздельный анализ метана и других углеводородов. Это открывает возможность реализации интересной практической задачи по выделению нефтегазосодержащих пластов путем измерения концентрации и состава углеводородных газов в глинистом растворе непосредственно в стволе скважины по всей интересующей части разреза. Существующие методы промысловой геофизики, нацеленные на выделение и изучение нефтегазонасыщенных пластов, базируются на косвенных признаках, отражающих изменение того или иного геофизического параметра, и предусматривают корреляционные петрофизические связи. Только газокаротажные методы изучают непосредственно концентрации углеводородов, но это делается на устье скважины, с целым рядом погрешностей. Поэтому уже давно стоит задача определения концентраций углеводородных газов непосредственно в стволе скважины.

Теоретически и практически доказано, что как в процессе разбухания продуктивного пласта, так и после глинизации ствола скважины в глинистый раствор поступают определенные порции углеводородных газов. Действующие газокаротажные станции по существу определяют объемы углеводородов, поступающих в глинистый раствор в процессе разбухания продуктивных пластов. Рекомендательный метод лазерного газокаротажа осуществляется в необсаженных стволах скважин после завершения бурения исследуемой части разреза. При этом существенным преимуществом способа является измерение концентраций углеводородных газов непосредственно против нефтегазосодержащих интервалов. С целью выделения нефте- и газонасыщенных частей

разреза предусматривается раздельная и одновременная регистрация содержания метана и тяжелых углеводородов.

Учитывая тот факт, что лазерные измерители легко могут быть приспособлены к режиму автоматического измерения и дистанционного управления, указанную задачу можно решить, опуская в необсаженный ствол скважины миниатюрные лазерные датчики типа «Искатель-2» на различные углеводороды.

Подводя итог, необходимо отметить, что широкое внедрение в практику лазерных абсорбционных измерителей позволит добиться значительного экономического и научно-технического эффекта при решении различных народнохозяйственных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автолаборатория для поиска утечек газа из подземных трубопроводов/В. Г. Блохин, В. А. Бобров, Ю. А. Бутиков и др. — Газовая пром-сть, 1973, № 11, с. 23—25.
2. Кильдал Х., Байр Р. Сравнение лазерных методов дистанционного обнаружения веществ, загрязняющих атмосферу. — Тр. ИИЭР, т. 59, № 12, 1971, с. 5—29.
3. Gerritsen H. J. Methane gas detection using a laser. — Trans. Soc. Min. Eng., 1966, N 4, p. 428—432.

Вниманию читателей!

На торгово-сбытовой базе Мингео СССР имеются в продаже изданные в издательстве «Недра» книги и карты по гидрогеологии и инженерной геологии:

1. Альбом типовых условных обозначений и макетов инженерно-геологических карт (приложение к «Методическому руководству по инженерно-геологической съемке»). Масштаб 1:200 000 (1:100 000—1:500 000), 1978. Цена 3 р.
2. Гидрогеология СССР. Инженерная геология. Сводный том. Вып. 5. Гл. ред. А. В. Сидоренко, 1975. Цена 2 р. 77 к.
3. Изменение естественных гидрогеологических условий в результате крупного гидроэнергетического строительства/В. Д. Бабушкин, М. С. Галицын и др., 1975. Цена 89 коп.
4. Мельканович И. М. Региональные геофизические исследования артезианского бассейна, 1975. Цена 1 р. 02 к.
5. Маврицкий Б. Ф. Ресурсы термальных вод СССР, 1975. Цена 1 р. 04 к.
6. Германов А. И. Генетические связи органического вещества и микрокомпонентов подземных вод, 1975. Цена 28 коп.
7. Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР/А. И. Шеко, А. М. Лехатинов и др., 1976. Цена 1 р. 38 к.
8. Гребенщикова Т. Б. Термальные воды восточных районов Туранской плиты в междуречье Сырдарьи — Амударьи, 1976. Цена 61 коп.
9. Аэроландшафтный метод изучения экзогенных процессов в районах крупных водохранилищ/А. В. Садов, А. Л. Ревзон и др., 1976. Цена 46 коп.
10. Виктор С. В. Ландшафтные индикаторы гидрогеологических и инженерно-геологических условий в районах орошения и обводнения пустынь, 1976. Цена 37 коп.
11. Шур Ю. Л. Термокарст, 1977. Цена 33 коп.
12. Зильберборд А. Ф. Тепловой режим подземных сооружений и инженерно-геологические условия их оптимального размещения, 1977. Цена 1 р. 48 к.
13. Гулакян К. А., Кюнтцель В. В., Постоев Г. П. Прогнозирование оползневых процессов, 1977. Цена 1 р. 32 к.
14. Карта подземных минеральных вод СССР в масштабе 1:2 500 000 с объяснительной запиской и каталогом пунктов использования подземных вод СССР. Ред. Л. А. Яроцкий. Цена 12 р. 93 к.

Адрес торгово-сбытовой базы Мингео СССР: 101890, Москва, Кривоколенный пер., 10.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

УДК 55(061.75)

90-летие академика Дмитрия Васильевича Наливкина

Исполнилось 90 лет крупнейшему советскому геологу, Герою Социалистического Труда, лауреату Ленинской и Государственной премий СССР академику Дмитрию Васильевичу Наливкину.

Имя Д. В. Наливкина широко известно во всем мире, его научные исследования настолько значительны и многоаспектны, а различные начинания столь разнообразны, что он по праву может быть назван одним из тех, кто создавал и формировал отечественную геологию, чей вклад в мировую

лени региональной геологии Урала, Средней Азии, Русской платформы и Арктики, региональной тектоники и тектонического районирования территории СССР, седиментологии и др. Все исследования Дмитрия Васильевича связаны с задачами расширения минерально-сырьевой базы страны.

Около 60 лет Д. В. Наливкин — профессор Ленинградского горного института, из них полвека возглавляет кафедру исторической геологии. Он много преподавал и в других вузах. Будучи профессором высшей школы и занимая в разное время руководящие посты в академических учреждениях, Дмитрий Васильевич, однако, всегда тесно связан с различными организациями системы Министерства геологии СССР — территориальными геологическими управлениями, научно-исследовательскими институтами и, прежде всего, со ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НИИГА.

В 1933 г. Д. В. Наливкин избирается членом-корреспондентом Академии наук СССР, в 1946 г. — действительным ее членом. Он является почетным членом АН Туркменской ССР, Чехословацкой и Бельгийской академий наук, всесоюзных минералогического и палеонтологического обществ, многих зарубежных геологических обществ. Он удостоен премии и золотой медали им. А. П. Карпинского, золотой медали им. Н. Н. Пржевальского.

Д. В. Наливкин награжден четырьмя орденами Ленина, орденом Октябрьской революции, другими орденами и медалями СССР. В 1979 г. в День геолога Д. В. Наливкину одному из первых присвоено звание «Почетный разведчик недр».

Дмитрий Васильевич по-прежнему много работает — в последние годы им написаны две монографии по раннекаменноугольным брахиоподам Урала, книга о первых русских женщинах-геологах и ряд статей; он продолжает руководить аспирантами, редактирует новые карты, выступает с докладами, участвует в работе научных советов и обществ.

Коллегия Министерства геологии СССР, все советские геологи сердечно поздравляют Дмитрия Васильевича со славным юбилеем, желают доброго здоровья и дальнейших творческих успехов на благо советской науки.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, И. Д. Ворона, В. И. Игнатьев, А. А. Рясной, Ю. Г. Эрвье, В. А. Ярмолюк, В. Ю. Зайченко, Д. М. Зинченко, Н. Ф. Карпов, Н. П. Лавров, В. А. Перваго, В. Ф. Рогов, В. В. Семенович, В. А. Чернов.



геологию невозможно переоценить. Дмитрий Васильевич принял эстафету от таких корифеев геологии, как А. Д. Архангельский, А. П. Карпинский, А. А. Борисак, А. П. Герасимов, и успешно продолжает развивать геологическую науку.

Д. В. Наливкин внес выдающийся вклад в разработку стратиграфии, в частности стратиграфии девона, в историческую геологию, палеонтологию, палеогеографию, геологию СССР, геологическое картирование. Ряд фундаментальных исследований был выполнен Д. В. Наливкиным или под его непосредственным руководством впервые в мире. К ним относятся разработка учения о фациях (1921—1956 гг.), заложившего основу новому научному направлению, подготовка первой Геологической карты СССР (1937 г.), положившей начало блестящим успехам советской геологической картографии, фактическая организация стратиграфической службы через Межведомственный стратиграфический комитет (1955 г.).

Труды Д. В. Наливкина сыграли значительную, нередко решающую роль в станов-

УДК 553.6 : [552.5 : 553.98] (470.12)

Н. М. НЕВСКАЯ, Г. В. ЛЕБЕДЕВА,
Б. А. ЛЕБЕДЕВ (ВНИГРИ), Е. И. ЧУМАНОВ,
В. А. КАНЕВ (Ухтинское ТГУ)

Влияние эпигенетических изменений пород на режим глубокозалегающих водоносных комплексов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Открытие новых месторождений нефти и газа на севере Тимано-Печорской провинции позволило получить важные данные о гидрогеологических и литологических особенностях девонских отложений, залегающих на глубинах 3—4 км и более. Для южных и центральных районов провинции характерен нормальный гидрохимический разрез, в котором с глубиной минерализация хлоркальциевых рассолов возрастает до 250—280 г/л. В северных районах при еще большем увеличении глубин нормальная зональность нарушается появлением гидрохимической инверсии, заключающейся в том, что минерализация нередко уменьшается до 50—100 г/л (Возейское, Усинское месторождения и др.). Это часто сопровождается возрастанием концентрации гидрокарбонат-иона (до 1—1,3 г/л), растворенной углекислоты (до 2—3, изредка до 19%), уменьшением содержания брома (до 50—300 мг/л), иода (до 3—25 мг/л), резким возрастанием величины пластовых давлений (отношение пластового давления к условному гидростатическому 1,3—1,46).

В последние годы многие авторы [3], опираясь на работу М. Пауэрса [7], объясняют эти явления выделением пресных вод с аномально высокой плотностью при региональном преобразовании монтмориллонитов в гидрослюда в глинистых породах. Однако в конкретных регионах при подобной трактовке возникает ряд трудностей. Так, в девонских отложениях Тимано-Печорской провинции основная стадия гидрослюдизации приходится на гораздо меньшие глубины залегания пород, чем те, к которым приурочены инверсионные воды и АВПД. Правда, в данном регионе этот процесс протекает неравномерно, и даже на значительных глубинах участками сохраняются глинистые породы, содержащие смешаннослойные минералы с высокой долей набухающих пакетов.

Описанное противоречие объясняется, на наш взгляд, излишне упрощенным подходом к генезису «возрожденных вод». Дело в том что наряду с изменениями глинистых минералов породы претерпевают еще целый ряд преобразований, сильно влияющих на гидрохимические и гидродинамические особенности осадочных бассейнов. Наиболее важную роль играет общий характер стадийно-эпигенетической зональности. По девонским отложениям Тимано-Печорской провинции выполнен большой объем исследований минерального состава, физических свойств и микротрещиноватости глинистых пород, а также вещественного состава, структурных изменений и коллекторских свойств песчанников. Эти данные позволяют выделить три главные зоны стадийных изменений, характеристика которых дана в таблице.

Очень характерно, что ряд свойств пород меняется на границах зон скачком, причем это относится в первую очередь к физическим свойствам песчанников. Открытая пористость глинистых пород с глубиной меняется постепенно, но их способность к размоканию в воде и к растрескиванию также дает скачки на границах зон. В верхней зоне доля непроницаемых песчанников от всей массы песчаных пород составляет только 10%. Остальные песчанники имеют очень высокую пористость и проницаемость, обеспечивающие прекрасную сообщаемость любых выдержанных песчаных пластов. В то же время глинистые породы пластичны, трещиноватость в них отсутствует, и перетоки даже через маломощные покрывки весьма затруднены, не говоря уже о региональной кыновско-саргаевской покрывке, экранирующей девонский проницаемый комплекс.

Средняя зона содержит уже значительную долю песчанников, непроницаемых по порам (около 30%). Параллельно с общим снижением коллекторских свойств проницаемых разностей это приводит к худшей сообщаемости участков в пределах песчаных тел. Уплотнение глинистых пород сильнее, а способность к растрескиванию выше, что при тектонических деформациях приводит к вертикальным перетокам флюидов через покрывки.

Наиболее контрастна третья зона, в которой доля проницаемых по порам песчанников всего 10—15%, причем они образуют изолированные линзы в песчаных пластах, практически не сообщающиеся между собой. Коллекторские свойства таких проницаемых блоков низкие. Глинистые породы в основном относятся к аргиллитоподобным,

Характеристика физических свойств глинистых и песчаных пород из девонских отложений, относящихся к разным зонам стадийного эпигенеза

Зона	$H_{\max}$, км	Глины			Песчанники		
		Открытая пористость, %	Степень размокания в воде	Поперечная микротрещиноватость	Доля пород с проницаемостью более 1 мД, %	Средняя открытая пористость, %	Средняя проницаемость, мД
Верхняя	<2,2	>10	Пластичные, набухающие	Отсутствует	90	20—25	Сотни — тысячи
Средняя	2,2—3,9	2—10	Уплотненные аргиллитоподобные	Встречается часто, минерализованных трещин мало	70	10—15	Десятки — сотни
Нижняя	>3,9	<2	Аргиллитоподобные	Встречаются часто, минерализованных трещин много	10—15	5—10	Единицы — десятки

* $H_{\max}$ — глубина максимального погружения, определена по пористости глинистых пород.

в шлифах почти постоянно отмечаются микротрещины, часто минерализованные, что свидетельствует о вертикальных перетоках вод через покрывки, в том числе через региональную кыновско-саргаевскую.

Понятно, что состав и свойства подземных вод, поступающих в скважины, характеризуют флюиды, содержащиеся в порах проницаемых песчанников. По таблице можно подсчитать относительный объем таких пор в общем объеме песчанников для каждой из трех зон. Для этого нужно перемножить долю песчаных разностей с проницаемостью более 1 мД на их открытую пористость. В верхней зоне эта величина ~20%, в средней ~9%, а в нижней только ~0,9%.

Отсюда следует, что поступление вод из какого-либо внешнего источника в результате изменений вмещающих пород или подтока из фундамента даст совершенно различный эффект в разных зонах. Только для нижней зоны относительно небольшое количество таких вод может привести к возникновению гидрогеологических аномалий в связи с малым объемом собственных свободных вод и с изолированностью проницаемых блоков. Кстати, высокая способность к растрескиванию глинистых пород приводит к тому, что в этапы тектонической активизации происходит привнос флюидов из нижних горизонтов чехла и из фундамента; последние могут иметь сложный состав и свойства, резко отличные от вод этих отложений.

Из описанной характеристики стадийно-эпигенетических процессов вытекает следующее. В районах, где девонские отложения залегают на малых глубинах, т. е. в верхней зоне, очень высокая и выдержанная проницаемость песчанников создает условия для интенсивной латеральной миграции, проникновения больших масс инфильтрационных вод и постепенного разбавления ими пластовых вод. В средней зоне влияние инфильтрации практически не сказывается, и облик вод формируется за счет седиментационных вод. При этом относительно высокая сообщаемость водовмещающих толщ нивелирует состав этих вод, благодаря чему они сходны по всей зоне. Глубокозалегающая третья зона характеризуется разобщенностью отдельных водонасыщенных участков, разнообразием состава вод и сильным влиянием на него компонентов, поступающих из внешних источников.

По изменению минерализации вод в девонских отложениях сопоставлены воды средней и нижней зон. В средней зоне минерализация очень высокая и выдержанная; в нижней — наибольшим распространением пользуются опресненные воды, хотя встречаются и высокоминерализованные, вплоть до аналогичных водам средней зоны. На рис. 1, кроме минерализации, демонстрируется также наиболее информативный показатель состава вод — относительная доля натрия в составе катионов. Изменения содержания натрия компенсируют соответствующие колебания концентраций кальция и в меньшей мере магния.

На рис. 1 четко обособляется поле, соответствующее водам средней зоны (поле 1). В него попадает и часть анализов вод из нижней зоны. Остальное разнообразие состава мы интерпретируем исходя из того, что по мере увеличения глубин погружения песчанников и их уплотнения состав вод сохраняется примерно одинаковым. Можно наметить несколько тенденций в изменениях этого состава: простое разбавление, относительное нарастание концентрации натрия, разбавление параллельно с нарастанием

концентрации натрия. В поле 4 попадает большинство анализов, отвечающих нижней зоне, и, следовательно, между этими двумя процессами существует определенная общность.

Необходимо прежде всего проверить возможность снижения минерализации за счет замещения монтмориллонитов гидрослюдами. Этот процесс изучен нами очень детально, и в итоге установлено, что на основной стадии гидрослюдизации из глинистых пород выделяется около 5% межслоевой воды, из них примерно 2,6% в верхней зоне, 1,5% в средней и 0,9% в нижней. Возвращаясь к расчетам средней пористости проницаемых песчаников в каждой из зон (см. таблицу) и принимая, что отношение обломочных пород к глинистым равно 1:1 (средняя песчанистость ~50%), нетрудно рассчитать, какое разбавление может обеспечить гидрослюдизация в каждой из зон.

В верхней зоне 20% вод, содержащихся в песчаниках, разбавляются 2,6% «возрожденных» пресных вод, что дает отношение ~8:1, в средней зоне соответствующие

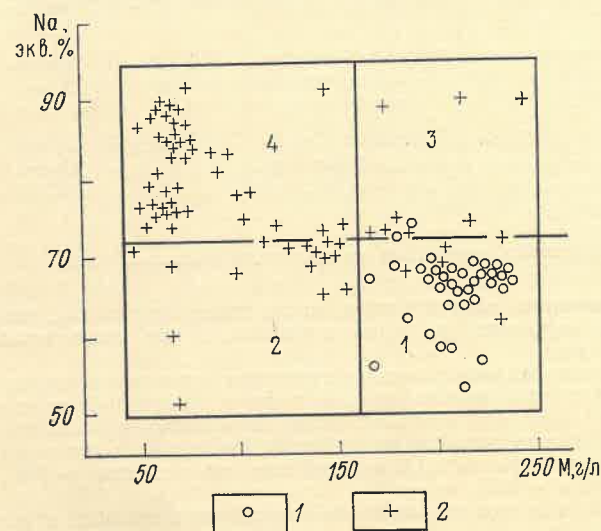


Рис. 1. Зависимость между минерализацией M и относительной концентрацией натрия в сумме катионов в породах средней (1) и нижней (2) зон стадийного эпигенеза

Поля состава вод: 1 — средняя зона; 2 — простого разбавления; 3 — увеличения относительной концентрации натрия; 4 — разбавления и увеличения концентрации натрия

цифры равны 9, 1,5% и 6:1, а в нижней 0,9, 0,9% и 1:1. Отсюда ясно, почему именно в нижней зоне так силен эффект снижения минерализации. Большие же ее колебания (от 50 до 250 г/л) объясняются изолированностью отдельных проницаемых участков в песчаных телах и неравномерностью гидрослюдизации по площади. Средняя минерализация вод, приуроченных к породам нижней зоны, 110 г/л, средней — 210 г/л. Эти цифры свидетельствуют примерно о двухкратном разбавлении, что служит доказательством ведущей роли гидрослюдизации монтмориллонитов в снижении минерализации.

Иным нам представляется механизм изменения катионного состава вод, сводящийся к увеличению относительной концентрации натрия за счет кальция и магния. Можно полагать, что это явление связано со значительными масштабами внедрения углекислоты из нижних горизонтов чехла и фундамента, следы которой в виде растворенной в воде CO_2 либо в виде иона HCO_3^- часто отмечаются в водах нижней зоны. Углекислота крайне агрессивна по отношению к породам нефтегазоносной части разреза и в геологическом смысле мгновенно реагирует с вмещающими породами с образованием гидрокарбонатного иона, который затем связывается щелочноземельными катионами и осаждается в виде кальцита и доломита [4]. В итоге воды относительно обогащаются натрием.

Частое пространственное совпадение пониженной минерализации с повышенной относительной концентрацией натрия (в поле 4 более половины всех анализов), видимо, обусловлено тем, что при более низкой минерализации требуется меньшее количество CO_2 для того, чтобы вызвать одинаковое снижение относительного содержания щелочных земель в водах. Нетрудно рассчитать, что если средние количества CO_2 , поступавшие в разные воды, были одинаковыми, то получится эффект, наблюдаемый на рис. 1.

АВПД в девонских отложениях нижней зоны возникают по ряду причин. Одна из них — изолированность проницаемых блоков, заполненных горячими, в большинстве случаев маломинерализованными водами. Замкнутость и ограниченность емкостного пространства способствуют возрастанию давления в результате повышения температуры, вследствие этого возможно появление высоких энергетических потенциалов. Но все же тектонические движения также усиливают гидродинамическую напряженность

в блоках в результате передачи давления упругого сжатия заключенным в них подземным водам. Особенно активны подобные явления в области глубинных долговых разломов таких, как Колвинский, Шапкино-Юрьянский, Печоро-Кожвинский и др. Однако несомненная роль принадлежит и гидрослюдизации монтмориллонитов, так как количество вод, выделяющееся в ходе этого процесса, сопоставимо с объемом поровых вод песчаников. В качестве доказательства можно указать на тот факт, что АВПД чаще всего наблюдаются на площадях, где воды имеют пониженную минерализацию (Уса, скв. 100; Возей, скв. 64, Лаявож, скв. 1 и др.).

По абсолютным отметкам пересчитанных давлений с введением поправок по методике К. И. Зерчанинова [2] построена схематичная карта пьезометрической поверхности девонского комплекса (рис. 2). Эта поверхность сопоставлена с площадями распространения выделенных зон стадийного эпигенеза. На юго-западе провинции, где девонские отложения относятся к верхней зоне, наблюдается плавное снижение абсолютных отметок, что может свидетельствовать о латеральном перемещении подземных вод. Восточнее, в центральной части Печорской впадины, а также в зоне ее сочленения с Предуральским прогибом, где распространена средняя зона стадийных изменений пород (на месторождениях Западный Тэбук, Джер, Нижняя Омра и др.), проявляются довольно интенсивные пьезоминимумы, что служит доказательством существенного значения вертикальных перетоков вод. Наконец, к нижней зоне относятся девонские породы Предуральского прогиба, Шапкино-Юрьянского и Колвинского мегаблоков, где резкие перепады отметок пьезометрической поверхности указывают на слабые латеральные движения вод и сильное влияние вертикальной миграции, косвенным подтверждением которой служат энергетически напряженные максимумы. Здесь форма пьезометрической поверхности особенно сложна, причем выделяется целый ряд пьезоминимумов и пьезомаксимумов, т. е. зон разгрузки и создания напора с абсолютными отметками до 1300—2347 м.

При анализе гидродинамических условий месторождений провинции был сделан вывод [6] о приуроченности пьезоминимумов к зонам тектонических нарушений, литологического или стратиграфического выклинивания и т. д. С зонами выклинивания среднедевонских отложений на Усинском и Возейском месторождениях [1] связывается образование пьезоминимумов в подошвенных водах за счет их латерального перемещения к этим зонам и дальнейшего вертикального перетока с изменением расчетных абсолютных отметок от 548 до 296 м (пластовые давления 326—376 кгс/см²). Наклон поверхности подошвенных вод вызывает, по-видимому, смещение поверхности водонепроницаемого контакта на глубинах 3168—3384 м.

Абсолютные расчетные отметки пьезометрической поверхности подошвенных вод девонского комплекса на Возейском месторождении изменяются от 416 до 1299 м (пластовые давления 374—460 кгс/см² на глубинах 3439—3450 м). При этом минимальные отметки (до 500 м) приурочены к зоне тектонического нарушения восточной части месторождения (тем самым подтверждается вертикальный переток подземных вод), а максимальные (более 1000 м) — к северной. Резкое различие величин этих отметок и пластовых давлений даже в пределах одного месторождения свидетельствует о высокой энергетической активности подземных вод, насыщенных углекислым газом, обладающих пестрой минерализацией и высокими температурами и дебитами. Аналогичные явления наблюдаются на Херьягинском, Грубешорском, Лаявожском и других месторождениях.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Подземные воды девонских отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, залегающие на глубинах 3,5—4 км и более, резко отличаются от вод меньших глубин проявлением гидрохимической инверсии, повышенными (до аномальных) пластовыми давлениями и нередко локальными температурными аномалиями.

2. Эти особенности определяются крайне интенсивным уплотнением водовмещающих пород, приводящим к резкому сокращению доли проницаемых пород в песчаных телах, отсутствием сообщаемости между отдельными проницаемыми линзами и, как следствие, малым объемом свободных вод и сильным влиянием вод, поступающих из внешних источников.

3. Главным фактором разбавления вод, по-видимому, является гидрослюдизация монтмориллонитов, обеспечивающая поступление в поровые воды сопоставимого объема пресных вод и приводящая к примерно двухкратному снижению минерализации. Обогащенность вод натрием по сравнению со щелочноземельными катионами объясняется поступлением углекислоты из нижних горизонтов чехла и фундамента.

4. Если в породах, глубины максимального погружения которых не достигают 4 км, гидрогеологические особенности определяются значительными масштабами латеральной миграции, то в глубокозалегающих толщах преобладает миграция вертикальная. Она обуславливает характер пьезометрической поверхности, геотемпературные аномалии и в значительной степени состав вод.

5. Пьезометрические минимумы совпадают с зонами литологического и стратиграфического выклинивания, а также с зонами тектонических нарушений. Это существенно влияет на формирование и размещение углеводородных скоплений в глубокозалегающих породах и должно учитываться при поисково-разведочных работах.

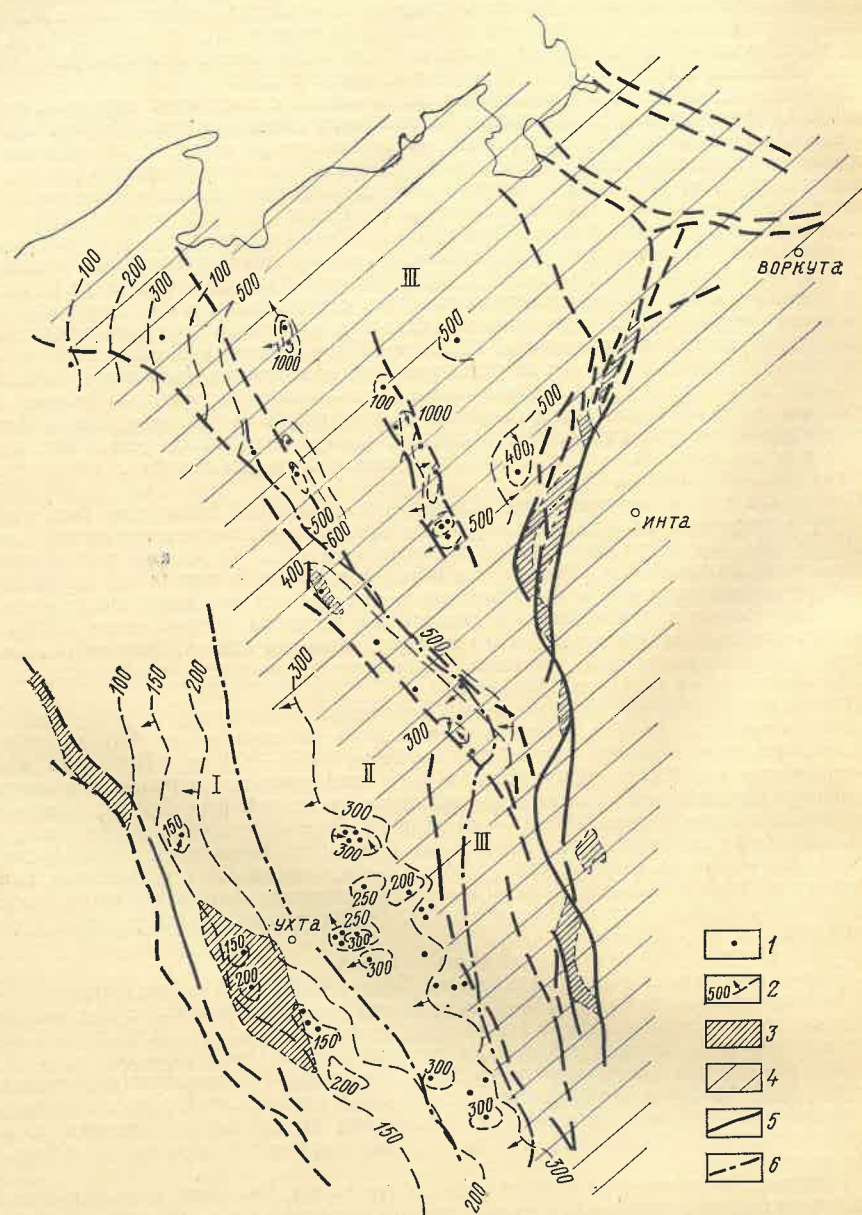


Рис. 2. Карта сопоставления зон современного эпигенеза со схемой пьезометрической поверхности девонского водоносного комплекса

1 — скважины; 2 — гидроизопоэзы и направление падения напора; 3 — выходы нижнефранско-среднедевонских пород на поверхность; 4 — области с возможным развитием АВПД; 5 — тектонические нарушения; 6 — границы выделенных зон перемещения подземных вод: I — интенсивного латерального перемещения, II — слабого латерального и заметного вертикального перемещения, III — преимущественно вертикального перемещения

6. Широкое распространение пьезометрических максимумов и соответствующих им АВПД обусловлено возникновением гидродинамической напряженности в проницаемых линзах за счет интенсивного уплотнения и минералогических изменений водонасыщенных пород и тектонических напряжений, особенно в зонах глубинных долговременных разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Груздева М. А., Персова Н. Я. К вопросу о количестве залежей нефти в основной толще песчаников среднего девона Усинского месторождения. — В кн.: Геология и разработка месторождений Коми АССР. М., ВНИИОЭНГ, 1975, с. 24—28.
2. Зерчанинов И. К. Методика исследования водяных скважин Урало-Поволжья. М., Гостоптехиздат, 1962.
3. Карцев А. А., Вагин С. Б. О роли «межслоевых» вод глинистых минералов в формировании подземных вод. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 64—66.
4. Королева Р. В., Лебедев Б. А. Реакции окисления вод с породами и их роль в формировании вторичной емкости коллекторов нефти и газа. — Тр. ВНИГРИ, вып. 293, 1971, с. 206—218.
5. Лебедева Г. В., Черников К. А. О катагенетических изменениях глинистых пород неокана Центрального Приобья и рассеянного в них органического вещества. — Геология нефти и газа, 1969, № 9, с. 23—26.
6. Невская Н. М. Гидрогеологические предпосылки поисков залежей нефти и газа на севере Тимано-Печорской провинции. — Геология нефти и газа, 1976, № 6, с. 25—31.
7. Powers M. Fluid—release mechanism in compacting marine mudrock and their importance in oil exploration. AAPG, 1967, vol. 51. N 7, p. 1240—1254.

УДК (661.7.002.23 : 551.73) : 552.323.4 (571.51)

В. В. КАЗАРИНОВ (СНИИГГиМС)

Изменения органического вещества палеозойских отложений Тунгусской синеклизы под влиянием траппов

Проблема возможных изменений, происходящих в органическом веществе (ОВ) пород под влиянием тепла магм, внедрившихся в осадочную толщу, давно привлекает внимание исследователей. Особенно актуальной она стала в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности территорий, в той или иной степени насыщенных трапповыми телами, в частности Тунгусской синеклизы — крупнейшей структуры Сибирской платформы.

Исследования термального влияния интрузий на ОВ вмещающих их пород здесь проводились неоднократно [1—5, 8, 13, 14, 16]. В результате было установлено, что воздействие траппов на рассеянное ОВ и угли находится в прямой зависимости от мощности интрузивного тела. Более высокий катагенез ОВ отдельных толщ обусловлен теплом общей массы внедрившихся траппов. Пластовые залежи магматических тел оказывают большее метаморфическое воздействие, чем секущие. Проявления контактового катагенеза наиболее высоки у дифференцированных интрузий. Недифференцированные интрузии производят весьма незначительные преобразования исходных осадков. Какого-либо совпадения границ зон контактового катагенеза углей и пород не наблюдалось [8].

Наиболее существенные изменения углей происходили на контакте с траппами, где температура прогрева составляла около 600—700°. Наибольшему тепловому воздействию подверглись угли, расположенные над интрузией. Отмечается также и дебитуминизирующий характер изменения углей по мере увеличения степени их преобразования [1].

Количество битумоидов в рассеянном ОВ по мере приближения к интрузии уменьшается практически до нуля, а в битумоидах гумусовой природы, имеющих на удалении от траппов существенно нафтенно-ароматический углеводородный состав, возрастает доля метаново-нафтенных углеводородов (УВ). ОВ над интрузией всегда беднее битумоидами, нежели под интрузией [2].

По мнению одних исследователей, температурное воздействие траппов на рассеянное ОВ не превышало мощности интрузивного тела [3] или было соизмеримо с ней [14]. Другие исследователи влияние контактового катагенеза на ОВ оценивали в половину мощности магматического тела, причем зона верхнего экзоконтакта у пластовых тел примерно вдвое превышала величину контактового ореола у подошвы интрузии (Е. Г. Мартынова и др., 1963 г.; Е. Н. Роднова, 1972 г.). Приконтактные преобразования пород и углей в зависимости от мощности интрузии характеризуются как экспоненциальные [4]. Практическое приложение этих выводов к условиям Но-

рильского района [3] показало, что около интрузий рассеянное ОВ изменяется на расстоянии, равном 65—85% мощности траппа.

Минимальная температура, при которой начинает происходить возгонка битумоидов, составляет 100—150° [14]. Тепловое воздействие трапповых интрузий вызывает снижение количественного содержания битумоидов во вмещающих отложениях, приводит к изменению их качественного состава. Результатом воздействия траппов на нефтяные залежи явилось образование газоконденсатных месторождений. При этом на залежи и небольшие скопления нефти траппы могли оказывать метаморфизирующее действие только в непосредственной близости, на расстоянии, не превышающем тройной мощности интрузии.

Величина зоны влияния траппов находится в прямой зависимости и от литологического состава пород. Увеличение в разрезе роли каменной соли ведет к расширению зоны влияния интрузии; при повышении доли карбонатных пород наблюдается обратная зависимость [14]. Ранее отстаивалась точка зрения, что наибольшие изменения происходят в глинистых породах [11]. Песчаные породы претерпевают меньшие преобразования. Соответственным изменениям подвергается и угольное вещество среди терригенных отложений. Доказывалось также, что среди осадочных пород метаморфическому влиянию трапповых тел наиболее подвержены угли — чуткие индикаторы степени литификации пород. Одновременно считалось, что битумоиды рассеянного ОВ более чувствительны к температуре, чем угли. Кроме того, известны указания различных исследователей на то, что в осадочных породах, находящихся вблизи контакта с трапповым телом, сумма гетероатомов (азота, серы и кислорода) и отношение углерода к водороду постепенно уменьшаются. Отмечалось, что остаточное ОВ таких пород имеет большую степень катагенетической преобразованности и значительную осерненность по сравнению с породами, удаленными от контакта с траппами.

Таким образом, исследования по проблеме влияния интрузии на ОВ до сего времени касались лишь отдельных аспектов, не охватывая ее в целом.

На основании данных комплексных исследований углей и рассеянного органического вещества в палеозойских отложениях различных районов Тунгусской синеклизы нами сделана попытка всесторонне осветить вопрос о воздействии интрузий на ОВ. В качестве объектов изучения использовались пластовые интрузии близкого петрографического состава — долериты и габбро-долериты; зона влияния определялась путем отбора проб и углей вблизи и на удалении их от интрузии. При опробовании исключались породы с признаками термального воздействия интрузии (отбеливание, орогообразование и т. д.), а также измененные в результате более поздних процессов (окварцевание, ожелезнение, пиритизация, выветривание и т. д.).

Химико-битуминологические исследования ОВ включали определение содержания в породах и углях органического углерода ($C_{орг}$), хлороформенных битумоидов ($V_{хл}$), выхода летучих в углях d^1 , выявление среди битумоидов сингенетичных, смешанных и эпигенетичных их типов. При углепетрографических исследованиях определялся микрокомпонентный состав углей, замерялась по витриниту их отражательная способность (R^a). При изучении верхнепалеозойских осадков использовались только данные по осадкам пелитового типа, которые наименее подвержены диагенетическим и вторичным преобразованиям. Для карбонатных отложений среднего—нижнего палеозоя аналогичные построения сделаны по доломитовым и известняково-доломитовым разностям пород, так как только по этим осадкам имелось достаточное количество анализов.

Ввиду различного объема интрузий и неодинаковой их удаленности от объектов изучения был выбран универсальный показатель, сочетающий все признаки отдельных параметров, — показатель удаленности траппового тела (ω), равный отношению расстояния от точки отбора пробы до интрузии к мощности последней. Благодаря введению такого показателя стало возможным интерпретировать влияние разнообразных по мощности интрузий. В качестве второго универсального показателя использован принятый в практике геохимических исследований обобщенный показатель содержания в породах $C_{орг}$ и $V_{хл}$ — коэффициент битуминозности органического вещества (β). По этим параметрам и определялось влияние интрузии.

Изучение воздействия интрузий на угли было начато на образцах Норильского района, где в результате относительно большого объема бурения имелся необходимый выбор подходящих для изучения объектов. Так, на Микчангинской площади, где «зараженность» разреза интрузиями достигает 54%, угли преобразованы до коксовой, оточенно-спекающейся стадии углефикации уже на глубинах 250 м. Преобразование углей здесь происходило под сильным влиянием контактового катагенеза. В Вилуйской синеклизе, где интрузии в основании мезозойского разреза проявляются спорадически (Неджелинская площадь), отмечается следующее соотношение между стадиями преобразованности ОВ и глубиной погружения осадков: буроугольная — до глубины 1100—1300 м, буроугольно-длиннопламенная — до 2250 м, длиннопламенная — до 2500—2600 м, длиннопламенно-газовая — до 3000 м, газовая — до 3600 м [6]. В нормально-осадочных бассейнах аналогичные этапы катагенеза имеют место обычно на больших глубинах.

Для более точного определения границ влияния интрузии на изменение углей построен график зависимости отражательной способности витринитов от показателя

удаленности интрузии. Для построений использованы все имеющиеся в нашем распоряжении замеры R^a , выполненные В. П. Шориным (СНИИГГиМС), по образцам углей с Арылахской (скв. 56), Восточно-Талнахской (скв. 132), Южно-Имангинской (скв. 19), Далдыканской (скв. 32), Западно-Пясинской (скв. 35), Сигово-Подкамнинской (скв. 11, 16, 17), Сухо-Тунгусской (скв. 1), Таймуринской (скв. 5, 17) и Нерюнгатончанского профиля (скв. 16, 23, 24, 26, 28, 40) Тунгусской синеклизы. В результате установлено, что катагенез углей выше подэтапа $МК_3$ (Ж) обусловлен тепловым влиянием интрузивных пород.

Данные, обработанные по изложенной выше методике, отображены на рис. 1; мощность зоны влияния траппов на угли превышает вдвое мощность интрузии. Подтвержден вывод о том, что угли в результате воздействия тепла магматических тел преобразуются на пять и более стадий углефикации выше степени их преобразованности к моменту внедрения интрузии [8].

В некоторых случаях, например на Микчангинской площади, даже если максимальная зона воздействия интрузии не превышала половины мощности магматического тела ($\omega = 0,4—0,7$, в зависимости от расположения интрузии по отношению к углям), тепла было достаточно для того, чтобы угли изменились до подэтапов катагенеза $МК_2—АК_3$. Изучение углей здесь с помощью термографических методов (по Т. В. Красавиной) говорит о сходном характере термограмм углей.

Вместе с тем использование других параметров, в частности выхода летучих из углей Микчангинской и соседней Северо-Имангинской площади, ОВ которых находилось в идентичных условиях, свидетельствовало о том, что тепловое воздействие интрузий фиксируется на расстоянии, соизмеримом с мощностью траппового тела. Одновременно под влиянием интрузий угли дебитуминизируются.

В тринадцати образцах углей Микчангинской площади, стратиграфически приуроченных к основанию верхней и кровле нижней перми на различном удалении от интрузии сходного состава, было определено содержание хлороформенных битумоидов. В связи с возрастанием степени углефикации ОВ от жирной до антрацитово-стадии содержание $V_{хл}$ колеблется от 2,40—2,60 до 0,05%. Количество битумоида минимально над интрузией (от 0,05—0,07 до 0,10—0,15%) и возрастает по мере удаления от 0,3—0,6 до 0,9—1%. Под вышележащей интрузией, часто играющей роль покрывки для эмигрирующих снизу УВ (под воздействием общего тепла и массы нижележащей интрузии), в зависимости от степени углефикации углей содержание битумоидов варьирует от 2,6 на жирной стадии до 1,2 на стадии коксовых углей.

Методом математической статистики изучены корреляционные связи между глубиной залегания образцов углей, расстоянием от них до верхней и нижней интрузии, их мощностями и степенью углефикации. Оценка коррелируемости проведена по перенесенным параметрам на ЭВМ. Установлено, что распределение параметров подчиняется нормальному закону. Сравнение вычисленных коэффициентов корреляции с их критическими значениями свидетельствовало в основном о незначимости большинства корреляционных коэффициентов. Из значимых признаков необходимо отметить корреляционную связь отражательной способности углей и мощности интрузии.

Изложенное позволило сделать следующие выводы о влиянии интрузий на угли. 1. Температура магматических пород, внедрившихся в угленосную толщу, и время ее воздействия оказывают существенное метаморфическое влияние на ОВ угольных пластов.

2. Внеконтактный термальный катагенез, обусловленный наличием большого количества интрузивных тел, является основной причиной изменения свойств углей.

3. Дополнительное влияние отдельных интрузий на степень преобразованности углей связывается с контактовым типом термального катагенеза. Тепловому воздействию больше подвергаются угли, расположенные над интрузией. Минимальная степень проявления контактового катагенеза фиксируется на расстоянии, превышающем половину мощности интрузии; максимальная степень достигает мощностей двух интрузий.

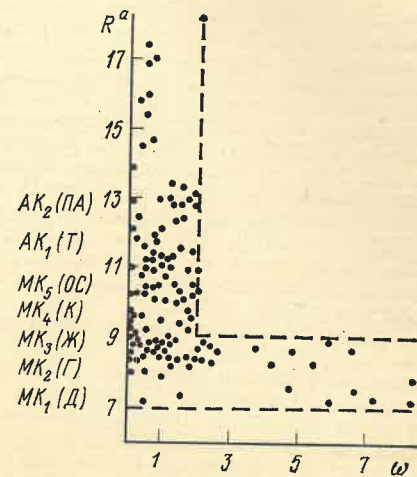


Рис. 1. Зависимость отражательной способности витринитов углей (R^a) от показателя удаленности интрузии (ω)

Подэтапы катагенеза и соответствующие стадии углефикации ОВ: $МК_1(Д)$, $МК_2(Г)$, $МК_2(Ж)$, $МК_3(ОС)$, $АК_1(Т)$, $АК_2(ПА)$

4. Мощность зон влияния интрузий и степень превращения ОВ вблизи них зависит от размера последних и удаленности их от углей. Она соизмерима с показателем удаленности 0,5—2.

5. Определенные изменения углей связываются и с литологическим составом вмещающих их пород. Так, для терригенных отложений наибольшие преобразования претерпевают угли, расположенные среди глинистых осадков, чем среди песчаных, имеющих меньшую теплопроводность.

На следующем этапе наших исследований в образцах пород, занимающих разное положение в разрезе относительно пластовых интрузий, было изучено распределение битумоидов в связи с возможным влиянием интрузий. Приведем некоторые примеры по ряду далеко расположенных друг от друга площадей в пределах Тунгусской синеклизы.

В сильно насыщенном траппами разрезе скв. 1 Элекенского профиля, берущего начало в районе рек Сиговой и Подкаменной Тунгуски на западном борту Тунгусской синеклизы, между двумя интрузиями в интервале 155—180 и 310—617 м в алеврито-глинистой верхнепалеозойской толще содержание битумоидов в аргиллитах составляет 0,005—0,007%. В менее насыщенном магматическими телами разрезе скв. 3 Северо-Имангдинской площади Норильского района на удалении 15—25 м от интрузии мощностью 48 м количество битумоидов в глинистых верхнепалеозойских осадках возрастает с 0,005 до 0,150%. В разрезе скв. 40 профиля вдоль р. Нижней Тунгуски от пос. Тура до пос. Тутончан верхняя интрузия мощностью 36 м вскрыта в интервале 324—360 м. Здесь в образцах верхнепалеозойских аргиллитов, взятых выше кровли интрузии на расстоянии 10—25 м, содержание битумоидов увеличивается с 0,005 до 0,010%. По мере удаления от интрузии, вскрытой скв. 29 (в интервале 270—303 м) этого же профиля, на расстоянии 7 м от ее подошвы и 55 м от ее кровли количество битумоидов в аргиллитах соответственно возрастает с 0,025 до 0,100% и с 0,005 до 0,015%.

Аналогичные зависимости наблюдаются и в породах нижнего—среднего палеозоя. Так, в карбонатных породах силура Таймуринской площади по мере удаления от подошвы интрузии на расстояние до 50 м содержание битумоидов увеличивается с 0,003 до 0,020%. Подобные примеры можно продолжить не только по другим площадям, но и по различным типам литологических разностей пород. Из этого следует, что содержание битумоидов вблизи интрузий минимально. Анализ однотипных пород показывает, что количество битумоидов в образцах, расположенных над интрузией, возрастает. Под интрузией, играющей роль покрывки для эмигрирующих битумоидов, отмечается максимальное количество их.

В то же время содержание битумоидов при прочих равных условиях в общем зависит от количества $C_{орг}$ в породах. Чем больше ОВ, тем выше выход битумоидов. Поэтому не всегда было ясно, обусловлена эта зависимость влиянием интрузии или колебаниями содержаний $C_{орг}$ в породах. Чтобы произвести совместный учет этих двух параметров ОВ, было изучено изменение степени битуминозности ОВ в зависимости от удаленности интрузии для целого ряда площадей центральных, западных и северо-западных районов Тунгусской синеклизы, вскрывших ее разрез от триаса до венда. Одна из таких зависимостей отображена на рис. 2.

В результате удалось проследить интересную закономерность: эпибитумоиды (вторичные битумоиды, испытавшие первичную миграцию) преимущественно сосредоточены в областях непосредственного воздействия траппов, а синбитумоиды проследиваются на гораздо большее расстояние. При этом чем выше насыщенность разреза интрузиями, тем более крутой наклон имеет кривая разброса значений синбитумоидов, приближающихся около интрузии по составу к смешанным битумоидам. Такое распределение битумоидов вблизи и на удалении от интрузии и навело нас на мысль, что тепло трапповых тел определенным образом ускоряло процесс преобразования ОВ и миграцию новообразующихся битумоидов. Аналогичные, но более продолжительные процессы имеют место в нормально-осадочных породных бассейнах по мере возрастания степени катагенеза.

Подобная картина отмечается и для карбонатных отложений среднего и нижнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Для построения рис. 3 использованы данные битуминологических анализов образцов керна Анакитской (скв. 1), Тутончанской (скв. 1), Куомбинской (скв. 1), Тагинской (скв. 1) и Сухо-Тунгусской (скважины 3, 4, 5) площадей. Интенсивность процессов влияния интрузий здесь выражена более контрастно, чем в верхнепалеозойских осадках. Характер распределения син- и эпибитумоидов на изученных площадях позволил заключить, что максимальное воздействие интрузивного тела среди терригенных верхнепалеозойских глинистых пород соизмеримо с показателем удаленности интрузии, равным 0,5—1, а среди ниже-среднепалеозойских карбонатных — до 2—2,5. При большем удалении влияние интрузии на характер распределения син- и эпибитумоидов не улавливается.

Очевидно, сапропелевое ОВ карбонатных и терригенно-кабонатных отложений нижнего—среднего палеозоя более чувствительно к воздействию тепла, чем преимущественно гумусовое ОВ терригенных верхнепалеозойских осадков. Это подтверждается тем, что значение отражательной способности витринита из угольных пластов

несколько ниже самого низкого значения отражательной способности витринита из рассеянных во вмещающих породах углистых частиц.

Таким образом, данные о количественном содержании битумоидов из пород вблизи и на удалении от интрузии говорят о влиянии траппов, а именно о дебитуминизирующей направленности изменения ОВ. Содержание битумоидов в рассеянном ОВ уменьшается по мере приближения к интрузии практически до нуля, причем среди них происходит перераспределение по составу. Эпибитумоиды сосредотачиваются в областях непосредственного воздействия траппов. Влияние интрузии на ОВ наименее значительно в песчано-алевритовых осадках. Во вмещающих отложениях, неизмененных под воздействием тепла интрузивов, концентрация $B_{хл}$ в несколько раз выше, чем в зонах непосредственного влияния траппов.

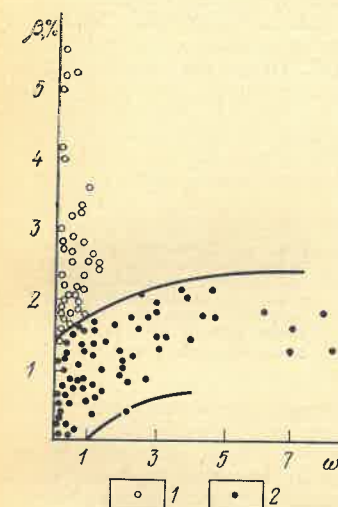


Рис. 2. Зависимость коэффициента битуминизации ОВ (β) верхнепалеозойских пород Норильского района от показателя удаленности интрузии (ω)
1 — эпибитумоиды и смешанные, 2 — синбитумоиды

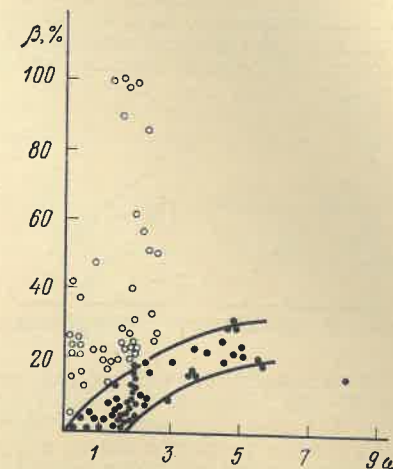


Рис. 3. Зависимость коэффициента битуминизации ОВ (β) ниже-среднепалеозойских пород от показателя удаленности интрузии (ω)
Усл. обозн. см. рис. 2

Определенный интерес представляет и качественная сторона изучаемого вопроса в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности вмещающих траппы отложений. Как показывает изучение верхнепалеозойских аргиллитов (Микчангдинской площади Норильского района (рис. 4), на удалении от интрузии битумоиды более кислые по составу. Вблизи контакта с траппами в них фиксируются повышенные содержания углерода, водорода и минимальные — гетероатомов азота, серы и кислорода, характерных для эпибитумоидов. Остаточное ОВ таких пород вблизи интрузии имеет значительную осерненность, причем содержание общей серы преобладает над пиритной серой.

Более детальное изучение битумоидов из верхнепалеозойских аргиллитов Сиговой Подкаменной площади, верхнепалеозойских алевритов и ниже-среднепалеозойских карбонатных пород Тунгусской опорной скважины позволило выяснить характер изменений первых и их групповой состав. Так, по мере удаления от контакта с интрузией отмечается общее снижение суммы смол и доли асфальтенов.

Аналогичные зависимости, связанные с миграцией УВ под воздействием интрузии, очевидно, должны проявляться и в составе нефти. На большей части рассматриваемой территории влияние интрузии на нефть зафиксировать крайне трудно, поскольку данные о непосредственном воздействии интрузии на ее скопления весьма ограничены. В то же время в осадочном чехле южной части Тунгусской синеклизы известны залежи нефти, которые испытали воздействие высоких температур, связанных с влиянием траппов на вмещающие породы. Нефть из этих залежей характеризуется низкой плотностью, отсутствием асфальтенов, высоким содержанием смол (т. е. приближается по составу к битумоидам, испытавшим воздействие интрузии); в углеводородном составе ее преобладают метановые и ароматические УВ.

Судя по литературным данным [9], в других регионах по мере приближения к трапповому телу также фиксируется снижение плотности нефти с одновременным повышением отношения метановых УВ к нафтеновым. При аналогичных процессах в рассеянных, преимущественно нафтеново-ароматических верхнепалеозойских битумоидов

модах Тунгусской синеклизы происходит обогащение их метаново-нафтеновыми УВ [2]. По данным И. С. Старобинца и др. (ВНИИЯГГ), в составе метаново-нафтеновых УВ вблизи магматических тел установлено низкое содержание нормальных алканов с длиной цепи до C_{16} , что обусловлено температурным воздействием интрузии. В районах отсутствия долеритовых тел короткоцепочные н-алканы в составе метаново-нафтеновых фракций битумоидов фиксируются в количестве до 40%.

Изучение степени углефикации витринитов углей и термокатагенных преобразований нефти в ряде регионов позволило Н. А. Минскому [9] сделать вывод, что УВ более чувствительны к температуре; они реагируют на более кратковременное нагревание по сравнению с углистым веществом. Наши исследования зависимостей R^a и β от показателей удаленности интрузии в терригенных и карбонатных породах различного возраста подтверждают этот вывод.

Конечным результатом постепенных термокатагенных преобразований нефтяных залежей под воздействием траппов являются не только различные нафтиды (по В. А. Успенскому), но и газоконденсаты. Возможность образования последних при подобных процессах была установлена не так давно [14]. Интересно, что в составе газовой углеводородной смеси на контакте с долеритами отмечаются наиболее низкие содержания метана и его гомологов.

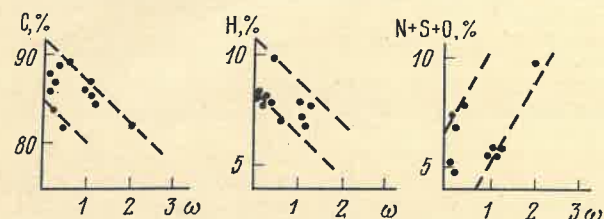


Рис. 4. Зависимость изменения элементного состава битумоидов верхнепалеозойских аргиллитов Микчангдинской площади Норильского района от показателя удаленности интрузии (ω)

По данным различных авторов, температурные пределы нефтеобразования составляют 90—200°. Разница в температурах, необходимых для нефтеобразования и получаемых ОВ пород при внедрении магмы, очевидна. В результате воздействия на осадочные породы трапповой магмы в Тунгусской синеклизе на меньших глубинах имело место более раннее, по сравнению с аналогичными осадками в других районах, проявление процессов нефтеобразования. Так, в наиболее изученном Кембейском бассейне [10], отличающемся аномальными значениями теплового поля за счет траппового магматизма, нижняя граница главной фазы нефтеобразования приурочена уже к глубине 2,2 км вместо обычных глубин 3,2—4,5 км в нефтегазоносных бассейнах, лишенных интрузий.

Прогрев пород от тепла интрузии ускорял процессы преобразования рассеянного ОВ в нафтиды и способствовал их миграции. Одновременно под воздействием высоких температур вблизи внедрившихся траппов происходила деструкция образовавшихся ранее УВ. Продуктами этого процесса преобразования ОВ и являются высокоуглеродистые битумы группы нафтидо-нафтоидов (кериты и антраксолиты). Малая роль антраксолитов в общем битумопроявлении, их узкая пространственная локализация в зонах развития трапповых интрузий свидетельствуют о том, что трапповая магматическая деятельность не могла оказать существенного отрицательного влияния на нефтяные и газоконденсатные залежи.

Результаты последних нефтепоисковых работ не исключают связи нефтепроявлений с тепловыми аномалиями, вызванными интрузиями. Видимо, тепловой фактор последних в условиях Сибирской платформы становится новым поисковым критерием. На примере отложений Восточного Гоби [9], интенсивно инъецированных интрузиями базальтов, установлено, что нефтепроявления приурочены к участкам сильно битуминозных пород. Однако скопления нефти отсутствуют там, где развиты аналогичные осадки, но магматических тел нет.

Наиболее прогретым зонам соответствуют, как правило, чисто газовые, а зонам умеренных температур — газоконденсатные и нефтегазовые залежи. Нефтяные залежи развиты в зонах пониженных температур и геотермических градиентов [15]. В интервале температур 140—180° могут находиться только легкие нефти. Выше 180° сохраняются конденсаты, а начиная с 200° — газы [12]. При температурах 150—175° нефтяные залежи не могут существовать ввиду деструкции нефти и образования газоконденсата и метана [7]. Минимальная температура, при которой начинается возгонка битумоидов, 100—150° [15]. Результаты экспериментальных исследований [13] свидетельствуют, что образование метаморфизованных битумов происходит при температурах, близких к 250°, но не менее 200°.

В связи с изложенным представляет интерес районирование территории Сибирской платформы с целью установления зональности, связанной с насыщенностью разреза интрузиями. К первой зоне, вероятно, следует отнести области интенсивного развития интрузивных тел. Здесь можно ожидать наличия только твердых и асфальто-

подобных битумов. Во вторую зону объединяются области, менее насыщенные интрузиями. Процессы температурного воздействия на ОВ в этой зоне, по-видимому, протекали при температурах 400—200°. Здесь возможны спорадические нефтепроявления, газоконденсатные и газовые залежи. В третью зону входят области, слабо насыщенные интрузиями. Максимальные палеотемпературы здесь не превышали 200—80°. Территориально сюда входит центральная часть Тунгусской синеклизы, где возможно наличие промышленной нефти. Естественно, что надежное районирование может быть сделано только с привлечением материалов по насыщенности разрезов интрузиями.

Результаты проведенных исследований показывают, что несмотря на интенсивный трапповый магматизм имеются определенные перспективы нефтегазоносности палеозойского и рифейского чехла Тунгусской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева А. Б., Верба М. Л. Влияние интрузии на битуминозность углей тунгусской серии Норильского района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 292—294.
2. Беляева Л. С. К вопросу о влиянии траппового магматизма на метаморфизм рассеянного органического вещества вмещающих осадочных пород. — В кн.: Геохимия рассеянного органического вещества. Л., 1971, с. 105—115. (Тр. ВНИГРИ, вып. 294, сб. II).
3. Верба М. Л., Алексеева А. Б. Влияние интрузии на битуминозность вмещающих карбонатных пород палеозоя Норильского района. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Тунгусской синеклизы. Л., 1972, с. 134—142. (Тр. ВНИГРИ, вып. 308).
4. Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Слико В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. — Геология и геофизика, 1962, № 2, с. 12—20.
5. Демин Б. Г., Одинцова Т. В. О влиянии трапповых интрузий на нефтегазоносность кембрийских отложений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юго-восточной Сибири. Тезисы докл. I конф. молодых специалистов ВостСибНИИГГИМС. Иркутск, 1974, с. 113—115.
6. Казаринов В. В., Конторович А. Э., Трушков П. А. Метаморфизм и микрокомпонентный состав органического вещества верхнепермских и мезозойских отложений Вилюйской синеклизы (в связи с оценкой нефтегазоносности). — Геология и геофизика, 1973, № 3, с. 3—8.
7. Линдтрон Н. Т. Предпосылки для поисков нефти и газа на больших глубинах. Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., ВИАМС, 1969, № 3.
8. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. Под ред. Г. А. Иванова. М., Недра, 1975.
9. Минский Н. А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М., Недра, 1975.
10. Некоторые закономерности размещения скоплений углеводородов в нефтегазоносных бассейнах. М., Недра, 1976. (Тр. НИЛЗарубежгеологии, вып. 33).
11. Никольский В. М. Верхнепалеозойская угленосная формация Приенисейской части Тунгусского бассейна. М.—Л., Наука, 1956.
12. О возможностях существования нефтей на больших глубинах в пределах древних платформ/В. Н. Михалькова, В. З. Митрофанова и др. — В кн.: Тр. VIII междунар. конгр. по органич. геохимии. Тезисы докл., т. I. М., 1977, с. 160—161.
13. Об условиях образования нафтидо-нафтоидов/С. А. Кашенко, Л. Е. Козлова и др. — В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск, 1974, с. 75—78. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 193).
14. Одинцова Т. В., Дробот Д. И. Влияние трапповых интрузий на битуминозность вмещающих карбонатных пород на примере нижнего кембрия Иркутского нефтегазоносного бассейна. — Геология нефти и газа, 1973, № 1, с. 37—41.
15. Осадчий В. Г., Землина С. Т., Кучерук Е. В. Термографическая зональность размещения залежей углеводородов в осадочном комплексе земной коры. — В кн.: Тр. VIII междунар. конгр. по органич. геохимии. Тезисы докл., т. I. М., 1977, с. 158—159.
16. Попелуха Г. Ф., Шорин В. П. О метаморфизме органического вещества в связи с трапповым магматизмом в Тунгусской синеклизе. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск, 1976, с. 85—89. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 222).
17. Уханов А. В., Малышева Т. В. Прогривание ультраосновных ксенолитов в кемберлитовой магме. — Геохимия, 1975, № 10, с. 1467—1472.

УДК 551.24.031(4-924.8-15)

М. И. ОСТРОВСКИЙ (ВНИГНИ)

Структура и формирование фундамента западного обрамления Восточно-Европейской платформы

Излагаемые ниже представления получены на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных глубоких скважин, гравиразведки, сейсморазведки КМПВ, ГСЗ и МОВ.

О юго-западной границе Восточно-Европейской платформы. Существуют различные взгляды на положение юго-западной границы платформы [1, 5, 8, 10 и др.]. В. Тейссер [17], А. Торнквист [18], Г. Штилле [16], Н. С. Шатский [11], Е. Зноско [6], В. Пожарский и др. [15], Г. Кельбель [7], Г. Х. Дикенштейн, Б. А. Соловьев, В. Е. Хаин [4], В. А. Буш и др. [2, 12], Р. Г. Гарецкий, Г. Ю. Тешке [3] и другие геологи проводят границу дорифейского фундамента платформы близ краевого разлома, получившего наименование линии Торнквиста, или Тейссера-Торнквиста, или Добруджско-Североморского линеамента. Возраст фундамента в пограничной (к западу от краевого разлома) тектонически активной полосе оценивается по-разному. Е. Зноско считает фундамент раннедокембрийским, участками осложненным каледонской складчатостью, В. Пожарский — байкальским, В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Г. Х. Дикенштейн — каледонским.

Другая точка зрения развивается, вслед за Э. Бейли [13], А. А. Богдановым [1] и В. С. Журавлевым [5], которые протягивают древний дорифейский фундамент платформы, называемой ими Европейской, далеко на запад, до варисийских складчатых дуг Западной и Центральной Европы (Арденны, Гарц, Судеты) на основании находок нижнепротерозойских гнейсов в Англии, Дании, на о-ве Фюн в Северном море. Заметим, что эти находки могут свидетельствовать о консолидации в раннепротерозойской геосинклинали срединных массивов. Иначе подходит к проблеме М. В. Муратов [8], рассматривая пространство западнее линии Торнквиста как Среднеевропейскую плиту с гетерогенным ранне- и позднедокембрийским фундаментом. Положение оси планетарной, вытянутой более чем на 2000 км, зоны разломов и рисунок слагающих ее отрезков (дуги, ломаные, прямые) оставались до сих пор не совсем ясными (расхождение достигало 150—170 км).

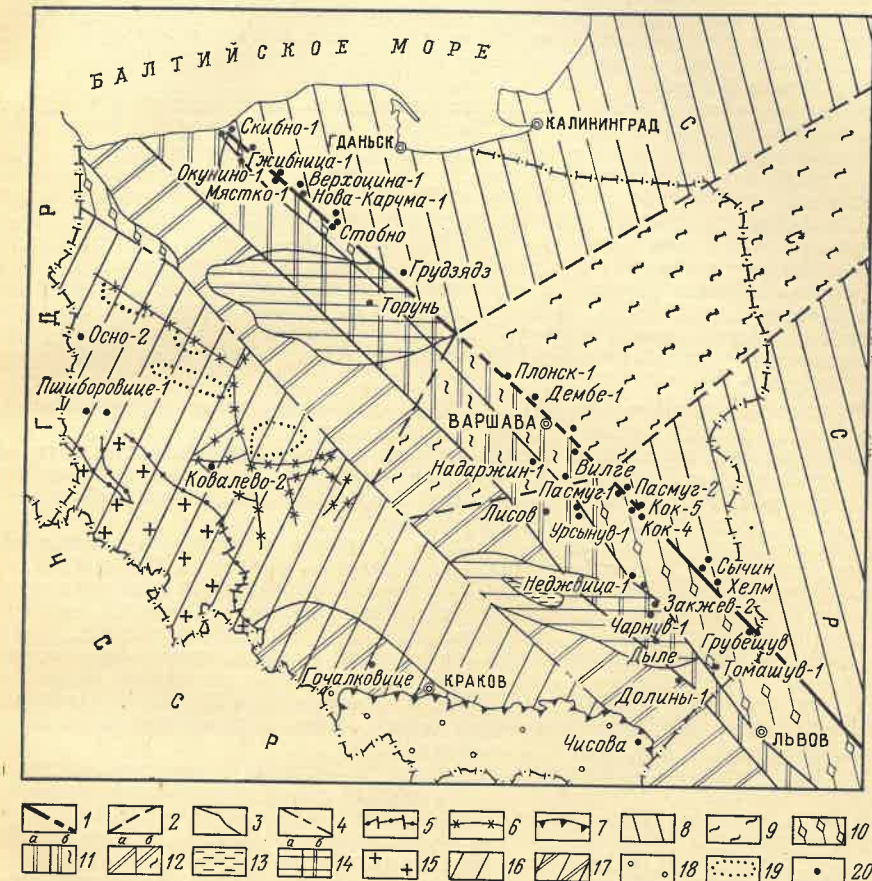
Для уточнения положения глубинных разломов, а также морфологии, состава и возраста консолидации отдельных блоков фундамента автором проведено обобщение геологического и геофизического материала (рисунок). Впервые рассчитаны осредненные аномалии гравитационного поля, на карты которых наносились материалы КМПВ, дифференцированные по глубинам залегания фундамента и значениям граничных скоростей. Привлекались данные всех глубоких скважин о составе, возрасте фундамента (там, где он вскрыт) и пород чехла.

Геолого-петрографические комплексы дорифейского фундамента установлены восточнее линии Торнквиста [14]. Здесь выделены массивы мигматитов и гнейсов. Восточнее Варшавы среди них отчетливо прослеживается полоса (размером 140×300—400 км северо-восточного простираения) слюдястых и кварцитовых сланцев, кварцитов и гранитов рапакиви. Как и в стратотипических районах Балтийского щита, эти породы отнесены к среднему протерозою. В прилегающих к дорифейской платформе блоках нет скважин, достигших метаморфических или магматических пород кристаллического основания. Тем не менее по рисунку геофизических аномалий, ограниченных узкими зонами высоких градиентов (разломы), и здесь выделяются, очевидно, различные по составу и возрасту блоки фундамента. В пограничной с карельским кратоном зоне размещаются три блока: северный — Кошалинский, южный — Люблинский и разделяющий их центральный — Варшавский.

Кошалинский тектонический блок (230×60 км) отделяется от древней плиты длительно развивавшимся тектоническим швом — разломом, о чем свидетельствует контрастность допермских разрезов. Восточнее этого шва под пермскими образованиями спокойно залегают силурийские черно-оливковые и темно-шоколадные аргиллиты (скв. Стобно-1, Полян-1, Верхочина-1, Лютом-1, Грудзядз-1), а иногда непосредственно верхнеордовикские темно-зеленовато-серые доломитовые аргиллиты и алевролиты (скв. Нова Карчма-1, Нова Вещ, Скибно-1). В ордовикских разрезах местами наблюдаются интенсивный наклон слоев (до 45—80°) и линзы турнейских и проблематичных девонских образований, что свидетельствует о местных блоковых подвижках в зоне глубинного разлома, происходивших в среднем или позднем палеозое.

Внутри Кошалинского блока докембрийские разрезы имеют иной вид. Скважинами вскрываются здесь девонские и нередко каменноугольные отложения (скв. Ямно-1 и 2, Мясско-1, Кошчерница, Стобно-2, 3 Хойницкая площадь и др.). Над черными или темно-зелеными аргиллитами силура или серыми доломитами ордовика (углы наклона 0—25°, реже 40—80°) залегают среднедевонские грубозернистые песчаники и конгломераты (углы наклона слоев не более 20°), а выше — верхнедевонские

аргиллиты и карбонаты (до 5°). Образования ордовика и силура лишены следов магматизма и регионального метаморфизма. Различный наклон пород, видимо, вызван не складчатостью, а приразломными блоковыми подвижками, происходившими как западнее, так и восточнее тектонического шва. Наличие каледонской активизации не дает, однако, основания для выделения на границе с кратоном сплошной зоны каледонид. О том же свидетельствует геофизическая характеристика блока: небольшие отри-



Схематическая карта структуры фундамента западной части Восточно-Европейской платформы и ее обрамления

1—5 — глубинные разломы: 1 — раннепротерозойского заложения (главный разлом, или линия Торнквиста-Тейссера, или часть Добруджско-Североморского линеамента), 2 — среднепротерозойские, 3 — позднепротерозойские, 4 — варисийский (линия Варты), 5 — варисийско-альпийские на границе Судет; 6 — саксон-мезозойские рифтогены; 7 — кайнозойский надвиг Карпат; 8 — карелиды; 9 — Варшавская тектоническая зона (свекофениды); 10 — тектонически переработанные карелиды и срединные массивы в ранних байкалидах; 11 — ранние байкалиды (а), на свекофенидах (б); 12 — поздние байкалиды (а), на свекофенидах (б); 13 — каледониды Свентокшиских гор; 14 — каледониды, перекрытые чехлом (а — на поздних байкалидах, б — на ранних байкалидах); 15 — варисиды Судет; 16 — варисиды Зеленогурско-Ченстоховской зоны; 17 — Гочалковицкая зона Предкарпатского прогиба с гетерогенным основанием; 18 — альпиды складчатых Карпат; 19 — участки отсутствия молассы саксона (фрагменты Вольштынского вала); 20 — скважины

цательные магнитные аномалии с локальными максимумами в районах Хойницы и Гжибницы и обширные магнитные минимумы (южный из них, в районе Быдгощи, отличается северо-восточным почти субширотным удлинением); чередующиеся по знаку линейные аномалии осредненных значений силы тяжести; граничные скорости прохождения сейсмических волн (свыше 6,0 км/с) снижаются (до 5,5 км/с) в северо-восточной части блока.

Геофизические и геологические данные указывают на неоднородность кристаллического основания. Хойницкий и Гжибницкий магнитные максимумы могут быть вызваны наличием карельских гранито-гнейсовых срединных массивов. Аномалии противоположного знака, вероятно, отражают слабометаморфизованные породы рифейского

фундамента, а субширотные магнитные минимумы среди них — массивы еще более поздней консолидации. Вышележащий чехол подвергался и блоковым смещениям.

Люблинский тектонический блок (300×50 км) северо-западного простирания четко выделяется в разрезе докаменноугольных отложений и по геофизическим данным. Блок ограничен глубинными разломами, о чем свидетельствует резкая смена параметров пород. Фаменские образования внутри блока присутствуют повсеместно: около северо-восточной (скв. Пасмуг-1, Кок-4, 7, 9, 14, Любартово и др.) и юго-западной (скв. Белжиче, Неджвица-1, Томашув-1, Мачнув-1 и др.) границ. Однако за пределами блока они часто выпадают из разреза вместе с отложениями франского яруса и более глубоких горизонтов (скважины восточнее линии Торнквиста: Пасмуг-2, Кок-5, Бахус-1, Сычин-1, Хелм-1 и др. и западнее краевого глубинного разлома: Урсын-1, Пенки-1, Закжев-2 и др.).

Магнитное поле, в отличие от других зон региона, характеризуется здесь положительными значениями аномалий Z_d . Магнитные аномалии северо-западного простирания осложнены локальными максимумами широтного или меридионального направления. Осредненные аномалии силы тяжести в основном субмеридиональны; в единичных случаях они совпадают по знаку с магнитными. По данным сейсморазведки КМПВ, глубины фундамента колеблются в широких пределах — от 3,7 до 7,4 км; граничные скорости изменяются сравнительно мало (5,6—6,1 км/с). Несмотря на отсутствие скважин, вскрывших фундамент, на основании геофизических данных можно предположить широкое развитие в нем метаморфических комплексов нижнего протерозоя: гнейсов, амфиболитов. Доминирующее «карельское» простирание магнитных аномалий, а следовательно и структур кристаллического основания, позволяет отнести рассматриваемый блок к карелидам, подвергшимся тектонической переработке в позднем докембрии.

Варшавский тектонический блок (160×140 км), сходен по геолого-геофизическим параметрам с соседней частью Русской плиты, составляя с ней единую Варшавскую тектоническую зону, выделяется прежде всего по конфигурации гравимагнитных аномалий преимущественно северо-восточного простирания. Слюдистым сланцам, кварцитам, мраморам, слагающим фундамент всей Варшавской зоны, соответствуют низкие (от 5,1 до 5,9, редко до 6,1 км/с) граничные скорости.

Судя по составу пород кристаллического основания, метаморфизированных в зеленосланцевой фации, и их характерной обособленности, фундамент Варшавской зоны сформировался в свекофенское время среднего протерозоя (или, при двухчленном делении, — в конце раннего протерозоя) аналогично Вязмо-Костромской тектонической зоне центральных районов платформы [9]. Генетическая обособленность Варшавского тектонического блока проявлялась и в палеозое, разрез которого резко сокращен по сравнению с Кошалинским и Люблинским блоками. Как к востоку от линии Торнквиста (скв. Окунево-1, Дембе-1 и др.), так и к западу (скв. Колбел-1, Надаржин-1, Мшчанув-2) допермский разрез начинается сверху обычно силурийскими, реже среднеили нижнедевонскими (скв. Вилга-1) толщами.

В свете изложенного юго-западную границу Восточно-Европейской платформы следует отождествлять с гетерогенной тектонической зоной, ограниченной глубинными разломами: с востока — раннепротерозойским (линией Торнквиста), а с запада — среднепротерозойским (Варшавский блок) и позднепротерозойскими (Люблинский блок, Хойницкий, Гжибницкий срединные массивы Кошалинского блока).

Блоковое строение Среднеевропейской плиты на обрамлении Восточно-Европейской платформы. Сравнительный анализ результатов глубокого бурения и геофизических материалов позволяет расчленить территорию, прилегающую к пограничной тектонической зоне Восточно-Европейской платформы, на Радомский, Конинский и Тарнобжегский (верхнедокембрийской, частично раннепалеозойской консолидации) блоки, Зеленогурско-Ченстоховскую (варисийскую) зоны и Гочалковицкую зону Предкарпатского (альпийского) краевого прогиба.

Радомский тектонический блок (230×25—40 км) располагается между Люблинским и Тарнобжегским, несколько возвышаясь над первым и явно опускаясь по отношению ко второму. Вместе с Люблинским он как бы продолжает к юго-востоку Кошалинский блок и отделяется от него поперечной структурой Варшавского. Палеозойский чехол рассматриваемого блока отличается от Люблинского сокращенным разрезом девона: отсутствует фаменский ярус, отложения франского яруса встречаются спорадически (скв. Лисов). Обычно под каменноугольными или непосредственно под юрскими толщами залегают средне-нижнедевонские или слабодислоцированные верхнесилурийские отложения (скв. Закжев, Чарнув-1 и др.).

Под силурийскими отложениями в центральной части блока могут залежать складчатые образования нижнего палеозоя, увязываемые по широтной ориентации гравимагнитных аномалий с кельцидами Свентокшиских гор. На остальной территории блока аномалии ориентированы в северо-западном направлении, согласуясь с простиранием верхнепротерозойских массивов (рифей—венда), установленных юго-восточнее Свентокшиских гор. Чередующиеся положительные и отрицательные осредненные аномалии силы тяжести, видимо, отражают ступени рельефа кристаллического основания. Глубина погружения этих ступеней, по данным сейсморазведки КМПВ, колеблется

от 3,5—4 до 6—7 км, перепады глубин нередко превышают 1 км. Значения граничных скоростей (5,0—5,9 км/с) указывают на присутствие в основании чехла осадочных слабометаморфизованных комплексов. Радомский блок захват с севера и востока структурами дорифейской плиты, с запада Тарнобжегским блоком предположительно позднерифейской консолидации. Радомский жесткий массив, видимо, формировался в раннем — среднем рифее, а южная его часть — еще и в позднем рифее — раннем палеозое.

Конинский и Тарнобжегский тектонические блоки, разделенные поперечным Варшавским, образуют как бы единую тектоническую зону шириной 70—100 км, вытянутую в северо-западном направлении на 750—800 км. С востока она примыкает по глубинным разломам к Кошелинскому и Радомскому блокам, а на западе по линии Варты [12] к Зеленогурско-Ченстоховской тектонической зоне варисид. Тарнобжегский блок образует относительно высокую ступень фундамента. Глубина залегания фундамента в предгорье Карпат с юго-восточной стороны блока составляет несколько сот метров, в то время как на западе и особенно на юго-западе, где на него надвинулись неогенные образования Карпат, увеличивается до 4000 м (скв. Чисова-1).

Основание представлено зеленоватыми и вишневыми ленточно-слоистыми филлитовыми сланцами с прослоями песчаников и кварцитов. Породы интенсивно дислоцированы, нередко «стоят на головах», пересечены разломами. В филлитовых сланцах найдены акритархи, отнесенные Б. В. Тимофеевым к венду — низам кембрия. Выше с угловым несогласием (наклон слоев 12—20°) залегают черные и темно-серые глинистые сланцы верхнего кембрия. Ордовик представлен глауконитовыми песчаниками с прослоями кварцитов тремадока, обломочными известняками и известняковыми сланцами ашгилла с фауной трилобитов; силур — темно-серыми граптолитовыми сланцами; нижний девон — красноцветными алевролитами и песчаниками с остатками панцирных рыб; средний и верхний девон — известняками, мергелями, доломитами. Начиная со среднедевонских палеозойских слоев залегают горизонтально.

По характеру гравитационного и магнитного полей Тарнобжегский блок отчетливо разделяется на три района. Северный и южный отмечаются аномалиями северо-западного простирания и низкими значениями граничных скоростей сейсмоволн (менее 5,6 км/с), что свойственно структурам позднерифейской и вендской консолидации. Центральный район, включающий Келецкий массив сильно дислоцированных кембрийско-ордовикских пород и антиклинорные нижнепалеозойские зоны Свентокшиских гор, окончательно стабилизировался, видимо, позднее — на каледонском этапе тектогенеза. По конфигурации аномалий Конинский блок совпадает с Тарнобжегским, включая район Пилы. Подобная широтная ориентация гравимагнитных аномалий и низкие значения граничных скоростей характеризуют и Келецкий массив. Пилаская многоосинклиналь, видимо, развивалась в раннем палеозое на гетерогенных блоках байкалids: Конинском — позднебайкальском и Кошалинском — раннебайкальском. Каледонская активизация в пределах последнего подтверждена Торунской скважиной, вскрывшей под недислоцированными осадками силура слабо метаморфизованные складчатые терригенные образования ордовика. Следовательно, на основании новых геофизических и геологических данных Конинский блок можно отнести к поздним рифейдам — вендидам, а Пилаский массив — к каледонидам.

Зеленогурско-Ченстоховская тектоническая зона прослеживается параллельно Тарнобжегскому и Конинскому блокам на расстоянии свыше 750 км от Карпат до Северного моря; ширина ее до 150 км. Вблизи горных сооружений Верхней Силезии и Судет отмечаются разноориентированные магнитные аномалии, по-видимому, вызванные разновозрастными плутонами, перекрытыми пермско-мезозойским чехлом. Остаточные гравитационные аномалии преимущественно северо-западного простирания. Широтные аномалии могут быть вызваны реликтами каледонских срединных массивов. Граничные скорости изменяются от 5,4 до 6,6 км/с; наибольшие значения их соответствуют плутонам базитов и ультрабазитов, а значения 5,4—5,9 км/с — метаморфическим вулканогенно-осадочным и гранитоидным комплексам.

Граница между фундаментом и чехлом прослеживается по подошве континентальных пестро- и красноцветных образований саксонского яруса нижней перми (красного лежа). Последние с размывом и угловым несогласием залегают на вулканогенно-осадочных породах яруса отен красного лежа или на осадочно-метаморфических и магматических образованиях карбона. Вулканогенные образования отена имеют преимущественно кислый состав (риолиты, мелафиры, агломераты, туфы), однако в пределах Вольштынского раннепермского палеоваля встречаются и базиты. Чередуясь с конгломерато-песчаниками, алевролитами и известняками, они слагают основание Зеленогурской, Курникской и других впадин мезозойского чехла.

Мощность отложений отена в скв. Осно-2 достигает 1600 м. Наиболее широко распространены кварцито-песчаники, кварцито-алевролиты, сланцы, реже граниты (скв. Закжев-2, Пшиборовице-1) и порфиры (скв. Ковалево-2) каменноугольного возраста. Судя по конфигурации гравимагнитных аномалий, фундамент Зеленогурско-Ченстоховской тектонической зоны сложен, как и на Судетах, не только верхнепалеозойскими, но и более древними породами вплоть до протерозойских и архейских. Внутри зоны развиты грабенообразно-горстовые структуры, вытянутые на несколько

десятков километров при ширине 0,7—1,3 км. По данным глубокого бурения и высокоточной сейсморазведки МОВ ОГТ, эти дислокации образуют по нижним горизонтам цехштейна горсты, а в верхнем цехштейне, в триасовых и нередко в вышележащих горизонтах грабенообразные трог с амплитудой смещения крыльев 400—1000 м. Рифтогенные швы и глубинные разломы, разделяющие вышеописанные блоки, проявляются на космических снимках в виде зоны повышенной раздробленности на восточном крае Среднеевропейской плиты [2]. Динамика возникновения и развития указанных структур еще полностью не разгадана.

Рассматриваемая зона Предкарпатского краевого прогиба на значительной территории от Чисовы до Гочалковице перекрыта на 15—25 км надвигом флишевых Карпат, кроме небольшой площади (90×50 км) западнее Кракова. Здесь преобладают широтные геофизические аномалии, на южной окраине зоны — субмеридиональные, характерные для нижнекаменноугольных комплексов пород Судет. Видимо, структуры, синхронные Карпатским складчатым сооружениям, включают и более древние элементы. Об этом свидетельствует, в частности, разрез скв. Гочалковице, вскрывший под пологозалегающими неметаморфизованными образованиями нижнего девона и фаунистически (трилобитами) охарактеризованного кембрия толщу филлитов, прорванных диабазами. Иначе говоря, докембрийские и, возможно, нижнекембрийские толщи в фации метаморфизма зеленых сланцев слагают здесь срединный массив, а вышележащие отложения — его чехол.

Основные этапы консолидации фундамента. Вышеизложенное позволяет говорить о гетерогенности фундамента с диапазоном консолидации от раннего протерозоя до кайнозоя.

Раннепротерозойский этап. В карельскую эпоху тектонической активизации (1900±100 млн. лет) в основном завершилось геосинклинальное развитие восточной половины изучаемой территории. Образовалась обширная область консолидации земной коры с линейными структурами карелид, включавшими синклинии, сложенные однородными по составу метаморфическими комплексами мигматитов и метасоматических гранитов, и антиклинорий, где наряду с подобными породами получили развитие немигматитовые гнейсы, амфиболиты и плагиограниты.

Среднепротерозойский этап. В области карелид продолжалась консолидация земной коры. Одновременно в относительно узкой полосе этих структур произошло взламывание коры и зарождение поперечной по отношению к карелидам Варшавской подвижной тектонической зоны. В прогибах Варшавской зоны, проникшей значительно западнее области развития карелид, сохранились среднепротерозойские слюдястые сланцы, метаалевролиты, кварцито-песчаники, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, и прорывающие их граниты рапакиви и базиты. Внедрением этих интрузий и кратонизацией Варшавской тектонической зоны в конце среднего протерозоя (1650±50 млн. лет) завершилось формирование фундамента западных районов Восточно-Европейской платформы.

В дальнейшем, очевидно, возникли кратогенные блоки Среднеевропейской плиты, включавшие отдельные срединные массивы карельской или свекофенской консолидации. Обособление позднепротерозойских блоков проходило, в нашем представлении, вдоль новых глубинных разломов в два этапа — ранне- и позднебайкальский — с геохронологической границей между ними около 1000±50 млн. лет.

Раннебайкальский этап (ранний — средний рифей). В прогибах грабенообразной формы осаждался в основном терригенный материал. Структуры Люблинского блока, Хойницкого и других срединных массивов карелид и, возможно, свекофенид, изменяли свои очертания и внутреннее строение. В эпоху тектонической активизации в конце этапа к древним консолидированным массивам прилепились кратогенные Кошалинский и Радомский блоки ранних байкалид, включающие узкие субширотные многогеосинклинальные прогибы.

Позднебайкальский этап (поздний рифей—венд). Тектонически мобильная область распространялась к западу от ранних байкалид. Крупные погружения амплитудой в несколько километров компенсировались накоплением глинистых и песчаных осадков. В эпоху тектономагматической активизации в самом начале кембрия (680±20 млн. лет) слои верхнего рифея и венда под воздействием интенсивных складчатых и глыбовых подвижек приобрели крутые углы наклона вплоть до вертикальных. Метаморфизм пород достигал зеленосланцевой ступени в низкотемпературной субфации. Позднебайкальский магматизм широко проявлялся в начале венда кратковременными вспышками вулканов, о чем свидетельствуют многочисленные маломощные пропластки пепловых и туфитовых пород в основании венда на западе Русской плиты. Магма основного состава проникала по трещинам глубинных разломов, вызывая образования базальтовых и гипербазитовых плутонов. Вследствие кратогенных процессов большая часть мобильной полосы, прилегающей к ранним байкалидам, приобрела черты «жесткого» основания. Однако оставались мобильными тектонические зоны в районах Кельцы и Пилы.

Каледонский этап. В раннем палеозое продолжалась стабилизация земной коры. Блоковые движения способствовали горообразованию. В межгорных прогибах отлагались терригенные, реже карбонатные осадки. Вместе с тем, в центральных

частях Тарнобжегского и Конинского позднебайкальских блоков продолжалось развитие подвижных зон широтного простираения типа многогеосинклиналей, отчетливо обособившихся в конце этапа в виде Келецкого и Пиласского массивов каледонид. Многогеосинклинальный тектогенез выражен интенсивной складчатостью нижнепалеозойских толщ Свентокшиских гор, не затронутых процессами магматизма и регионального метаморфизма.

Варисский этап. Начало варисского этапа ознаменовалось крупной перестройкой структуры земной коры. Глыбовым перемещением по возникшему глубинному разлому (линия Варты) от байкалид, включавших каледониды, свекофениды и срединные массивы карелид, отделилась Зеленогурско-Ченстоховская тектоническая зона. До саксонского времени (пермь) зона характеризовалась геосинклинальным развитием континентальной коры. В прогибах карбона накапливались терригенные осадки. Разрезы отенского яруса слагались главным образом кислыми продуктами вулканизма, реже базитами. С началом раннепермской эпохи, видимо, следует связывать не только широкий магматизм, но и интенсивную складчатость, региональный метаморфизм и, в конечном счете, горообразование и консолидацию досаксонского фундамента. В саксонский век продолжали развиваться орогенные, межгорные прогибы, способствовавшие формированию обширной Северогерманско-Польской впадины. Здесь накапливались мощные красно- и пестроцветные песчано-глинистые молассовые образования красного лежня. Доминировали отрицательные формы — межгорные орогенные прогибы, мощные молассы которых постепенно заполнили Северогерманско-Польскую впадину. Приподнятые структуры впадины локализовались в узких тектонических зонах, например, в зоне Вольштынского вала.

В позднепермскую эпоху изменился стиль тектогенеза: гетерогенный фундамент перекрывается типично платформенным чехлом (сульфатно-карбонатные, терригенные и галогенные фации); наряду с этим зарождаются горсто-грабенообразные рифтогенные структуры. Формирование последних на фоне переменных по знаку вертикальных подвижек блоковых пластин, видимо, вызвано тангенциальными подвижками земной коры в области варисцид (на территории Судетской моноклинали и в Познанском районе), где они нередко контролируют газонасыщенные структуры красного лежня.

Альпийский этап. Продолжается развитие Северогерманско-Польской впадины Среднеевропейской плиты на гетерогенном фундаменте. Структуры платформенного чехла синеклизы дифференцировались на протяженные прогибы и приподнятые зоны, простирающиеся преимущественно в северо-западном направлении. В южной части региона на варисцидном фундаменте, включавшем срединные массивы более древних комплексов, формировался Предкарпатский краевой прогиб. Южнее Кракова в неогене он был перекрыт на расстоянии до 25 км региональным Силезским надвигом складчатых сооружений Карпат.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., № 5, 1968, с. 3—12.
2. Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. К тектонике Среднеевропейской плиты и ее обрамлений по данным дешифрирования космических снимков. — Докл. АН СССР, т. 239, № 1, 1978, с. 146—149.
3. Гарецкий Р. Г., Тешке Г. Ю. Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линейменты. — В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 120—131.
4. Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 3—14.
5. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 232).
6. Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964, с. 19—34.
7. Кельбель Г. Структура фундамента северо-восточной части ГДР в свете строения обрамляющих областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964, с. 11—19.
8. Муратов М. В. Средне-Европейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 50, вып. 3, 1975, с. 129—138.
9. Островский М. И. Особенности строения и формирования структуры фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 28—35.
10. Петренко В. С., Пожарынский В. Проблема тектонического строения юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 4, с. 17—24.
11. Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 3—25.

12. Североморская палеозойская впадина Средней Европы/В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, А. А. Зиновьев и др. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 5, вып. 1, 1976, с. 44—55.
13. Bailey E. B. The Palaeozoic Mountain Systems of Europe and America. — Nature, 1928, 122, N 3028.
14. Karaczun K., Kubicki S., Ryka W. Mapa geologiczna podloza krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa, 1975.
15. Książkiewicz M., Oberc J., Pozaryski W. — Mapa tektoniczna Polski. Załącznik do: Budowa Geologiczna Polski, t. IV, cz. I, Inst. Geol., 1974.
16. Stille H. Das Mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. Geol. Jahrb., 1951, H. 2.
17. Teissyre W. Überblick über die paläozoische Podolilisch. — Galizische Platte. Kosmos, Lwow, 1893, 7.
18. Tornquist A. Die Peststellung des Sudwestrandes des baltisch—russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit des ostpreussischen Scholle. — Schrift. phys.-kon., 1908, Ges. Königsberg, 49, N 1.

УДК 556.315 : 553.7 : 552.5 (470.65)

А. И. ГЕРМАНОВ, И. Ф. ЮСУПОВА,
И. А. БОРЗЕНКОВ (ВСЕГИНГЕО)

Современная сульфидная минерализация в парагенезе с сероводородными водами

Во многих случаях при бурении гидрохимическое опробование подземных вод проводится не во всех скважинах или только в части горизонтов. Встает вопрос о возможности более полного использования данных бурения, например кернавого материала, при гидрогеологических построениях. Одним из признаков сероводородных вод служит наложенная сульфидная минерализация в водовмещающих породах вследствие либо осаждения сероводорода реакционно-активными формами металлов пород, либо контакта сероводородных вод с металлоносными растворами.

Вторичные сульфиды в водовмещающих породах распространены довольно широко. Они известны как в областях развития сероводородных вод [4, 6], так и в нефтеносных районах [8, 10]. Наличие в осадочных породах сингенетических, диагенетических и разновозрастных постседиментационных сульфидов затрудняет оценку и определение в водовмещающих породах сульфидов, связанных с современным составом подземных вод. В данной работе излагается опыт установления самой поздней генерации сульфидов в породах Тамисского месторождения сероводородных вод.

Подземные воды этого месторождения изучены по скв. 1 (забой 1016 м), скв. 2 (забой 353 м) и источнику 19. Кернавый материал (около 80 штифов) был исследован равномерно по всему вскрытому скв. 1 разрезу (см. рисунок).

Месторождение Тамиск находится в Северо-Осетинской АССР, в пределах Северной моноклинали Большого Кавказа. В геологическом строении его принимают участие отложения верхнеюрского (лузитан—титон), нижнемелового (валанжин) и четвертичного возраста [9].

Толща верхнеюрских и нижнемеловых отложений сложена карбонатными породами с редкими песчано-глинистыми прослоями. В основании вскрытого скв. 1 разреза отмечаются прослои ангидритов. Карбонатные породы представлены преимущественно известняками, в меньшей степени доломитами и мергелями. Известняки обычно серые, нередко с коричневатым оттенком, массивные, скрытокристаллические, местами органогенно-обломочные и оолитовые. Для всей толщи характерны многочисленные трещины, мелкие пустоты выщелачивания, иногда выполненные кальцитом, доломитом, пиритом, битумоидами, кварцем, гипсом.

В районе месторождения Тамиск выделяются два основных водоносных комплекса, различающихся по минерализации и химическому составу вод. В верхнем водоносном комплексе (K_1v) находятся пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, не содержащие сероводород. Он вскрыт скв. 1 и 2 на глубине 137—350 м; воды его используются для водоснабжения. В нижнем водоносном комплексе (J_3) циркулируют сульфатно-кальциевые воды, обогащенные H_2S (до 180 мг/л) и CO_2 [9]; он вскрыт скв. 1 в интервале 406—1016 м и дренируется рядом источников вдоль берегов р. Ардон, в том числе и источником 19. Воды нижнего комплекса используются в бальнеологических целях.

Проведенные исследования показали, что в нижнем водоносном комплексе сероводород образуется за счет микробиологической редукции сульфатов [11]. Источником последних могут быть гипсоангидритовые прослои в нижней части разреза. Органическое вещество, необходимое при сульфатредукции, отмечается как в водах нижнего комплекса, так и в водовмещающих породах. Физико-химическая обстановка

в нижнем комплексе (Eh —185 мВ, pH 6,6, t 16°С) не препятствует развитию сульфатредуцирующей микрофлоры. Для выявления ее жизнедеятельности был сделан посев исследуемой воды на агаризованную среду Постгейта «В». Количество выросших колоний сульфатредуцирующих микроорганизмов варьирует от $3 \cdot 10^2$ до 10^4 кл/мл. Изучение интенсивности бактериальной редукции сульфатов с применением меченой серы ^{35}S показало наличие современного процесса образования сероводорода с интенсивностью до 0,80 мг/л в сутки.

В породах Тамисского месторождения довольно широко развиты разновозрастные постседиментационные изменения: перекристаллизация, растворение под давлением (стилолитобразование), возникновение мелких каверн и вторичных минералов (кальцита, доломита, сульфатов, сульфидов и др.). Вторичные минералы выполняют трещины, поровое пространство, различные пустоты. По трещинам и стилолитовым швам в известняках и ангидритах отмечается аллохтонное битуминозное вещество.

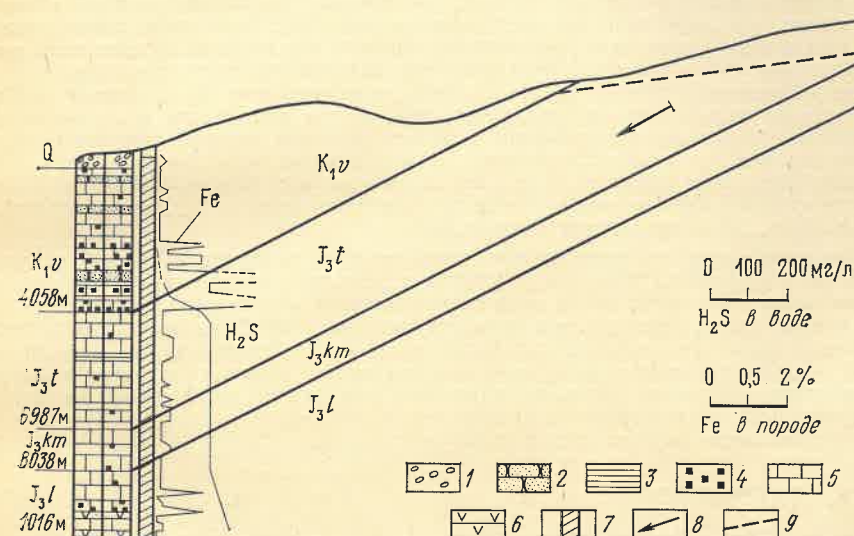


Схема развития наложенной сульфидной минерализации на границе сероводородных и бессероводородных вод на месторождении Тамиск

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — вкрапленность пирита; 5 — карбонатные породы; 6 — ангидриты; 7 — интервал опробования керна; 8 — направление движения подземных вод; 9 — уровень подземных вод

Основное внимание мы обращали на поздние изменения пород, детально рассмотрели формирование их коллекторских свойств и отложение сульфидов последней генерации. Проницаемые свойства водовмещающих карбонатных пород особенно интенсивно формировались в постинверсионный этап геологического развития района (N_1 — Q) за счет тектонической трещиноватости в зоне интенсивной циркуляции подземных вод и растворения пород. Активному формированию вторичного порового и трещинного пространства способствуют и процессы современной сульфатредукции. Восстанавливая сульфаты подземных вод до сульфидов, сульфатредуцирующие микроорганизмы способствуют растворению гипсоангидритовых прослоев вследствие смещения равновесия в системе $Ca^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow CaSO_4$ в сторону растворения сульфата кальция пород. Образующиеся в результате биогенной сульфатредукции кислые продукты метаболизма бактерий (углекислота, сероводород, органические кислоты) агрессивно воздействуют на карбонатную составляющую водовмещающей толщи [2, 3, 7], что приводит к формированию вторичных пустот выщелачивания в карбонатных породах. Следовательно, при наличии современной бактериальной сульфатредукции проницаемое пространство пород увеличивается и в настоящее время.

Сульфиды (главным образом пирит) представлены в основном мелкими (доли миллиметра) фрамбоидальными формами, изредка кристаллами кубической формы, обычно равномерно рассеяны в породе, иногда приурочены к трещинам и порам, а также к стилолитовым образованиям [1]. Особый интерес представляют сульфиды, выполняющие новообразованные пустоты (поры выщелачивания, трещины) самой поздней генерации. Наличие сульфидных минералов в пустотах, образующихся на современном этапе развития геологической истории района, взаимоотношения их с другими минералами, а также современная гидрогеологическая обстановка позволяют отнести эту главную часть сульфидов к наиболее поздним современным минералам.

Содержание сульфидов в изученных породах обычно около 0,5%. Это объясняется обычным для карбонатных пород относительно небольшим количеством реакционноспособных форм металлов [6], которые могут связывать сероводород. Лишь в единичных участках разреза концентрация сульфидов достигает 1%, а в интервале 300—420 м местами 10%, причем значительная их часть диагностируется здесь как вторичные образования поздней генерации.

В стратиграфическом отношении последний интервал приурочен к нижней части валанжина, а в гидрогеологическом — является приконтактной зоной выделенных водоносных комплексов. Повышенное содержание сульфидов в зоне перехода сероводородных вод в бессероводородные обусловлено, видимо, двумя причинами.

Во-первых, оно вызвано вертикальной фильтрацией (хотя и незначительной) сероводородных вод через относительный водоупор нижневаланжинских отложений из зоны биогенной сульфатредукции в зону ее отсутствия, где сероводород связывается с металлосодержащими пресными водами.

Во-вторых, для известняков нижнего валанжина характерно наличие в этом районе частых прослоев мергелей, песчаников и глин [9]. Благодаря повышенному содержанию в этом интервале терригенного материала, как правило обогащенного различными соединениями тяжелых металлов, при фильтрации сероводородсодержащих растворов сероводород связывается в сульфиды этих металлов. В изученном карбонатном разрезе сульфидная минерализация фиксируется четко, хотя и не достигает очень высоких концентраций. Сульфиды тяжелых металлов поздней генерации отчетливо наблюдаются при микроскопическом, а иногда и визуальном изучении керна.

Таким образом, в результате изучения подземных вод Тамиска выявилось наличие в них современного процесса биогенного восстановления сульфатов с образованием H_2S (HS^- , S^{2-} , комплексных соединений).

Отмечается парагенез поздних сульфидов тяжелых металлов и подземных сероводородных вод в местах контакта последних с породами, содержащими реакционноспособные формы металлов, или с металлосодержащими подземными водами.

В верхней части геосферы, где температура менее $100^\circ C$, наличие сероводорода в подземных водах или поздних сульфидов в породах свидетельствует о проникновении на эти глубины инфильтрационных вод, причем это относится и к зоне водонефтяного контакта. Изучение кернового материала дает ценную информацию не только в отношении поведения органического вещества и соединений серы, но и всех компонентов системы вода—порода (руда), вода—нефть и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенков И. А., Юсупова И. Ф. Диагностика современных сульфидов и их парагенез с сероводородными водами. — Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 121, 1978.
2. Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7.
3. Германов А. И., Пантелеев В. М., Швеиц В. М. Генетические связи органического вещества и микрокомпонентов подземных вод. М., Недра, 1975.
4. Глазовский Н. Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
5. Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. М., Гостоптехиздат, 1950.
6. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., Недра, 1975.
7. Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М., Недра, 1975.
8. Миропольская Г. Л. Новые данные к генезису сульфидов в терригенных отложениях девона на востоке Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 203, № 6, 1972.
9. Цогоев В. Б. Гидроминеральные ресурсы Северной Осетии. Орджоникидзе, Ир, 1969.
10. Эпигенетическое пиритообразование в нефтеносных отложениях Западно-Сибирской низменности/И. И. Нестеров, Ю. В. Щепеткин, А. А. Рыльков и др. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 58, 1972.
11. Юсупова И. Ф., Борзенков И. А. Геохимическая зональность Тамисского месторождения сероводородных вод как результат процессов взаимодействия подземных вод и водовмещающих пород. — Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 115, 1977.

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

УДК 552.54 : 553.63

П. М. ЛОМАКО (ВНИИГаз)

Всесоюзное совещание „Карст карбонатных и галогенных отложений“

Названное совещание, организованное Карстовой комиссией АН СССР совместно с Всесоюзным институтом карстоведения и спелеологии, состоялось в Перми 11—12 октября 1978 г. В нем приняли участие более 100 специалистов, представляющих 50 научно-исследовательских, учебных, изыскательских и производственных учреждений и организаций (Камск. отд. ВНИГНИ, ВНИИГаз, ИГ АН ЭССР, Пермский ун-т, Красноярский ИЦМ, Самаркандский ун-т, ВостСибНИИГГиМС, Красноярское ТГУ и др.).

На совещании были представлены 30 докладов и сообщений. Открывая совещание, В. Н. Быков (Камск. отд. ВНИГНИ) отметил, что изучение карстовых процессов в мраморах, доломитах, рифах, известковых туфах и галогенных отложениях имеет большое народнохозяйственное значение. С одной стороны, различные полости в карбонатно-сульфатных породах могут быть хорошими коллекторами нефти и газа. С другой стороны, сильно закарстованные участки крайне осложняют гражданское строительство. Кроме того, высокая по сравнению с карбонатными породами растворимость ангидритов и гипсов в районах активного сульфатного карста обуславливает формирование непригодных для питья подземных вод.

Г. А. Максимович и В. М. Кондаков (ВИКС), авторы доклада «Карст мраморов», обратили внимание на разнообразие карстовых форм. Это карры, поноры, карстовые воронки, колодцы, депрессии, котловины, карстовые долины, останцы, мосты и арки, гроты, ниши, разнообразные каверны. В карстовых впадинах, полостях и кавернах обнаружены самые различные полезные ископаемые (золото, марганец, каолин, бокситы, разнообразные гидротермальные руды и т. д.).

С докладом «Карстовые коллекторы нефти и газа в доломитах и доломитизированных известняках» выступил В. Н. Быков (Камск. отд. ВНИГНИ), охарактеризовавший развитие пористости по разрезу доломитов и доломитизированных известняков, являющихся составной частью нефтегазоносных комплексов. Докладчик особо подчеркнул роль доломитизации в образовании кавернозности и пещеристости.

Доклад «Дифференциация сероносности природного газа Оренбургского и Вуктыльского месторождений, обусловленная закарстованностью и трещиноватостью продуктивной карбонатной толщи» представил П. М. Ломако (ВНИИГаз). На примере названных месторождений была проиллюстрирована зависимость концентраций сероводорода и меркаптанов от закарстованности и трещиноватости газонасыщенных пород. На месторождениях выделены три зоны трещиноватости и закарстованности карбонатных образований; в зоне максимальной закарстованности трещиноватости установлена минимальная сероносность природного газа и наоборот, что обусловлено процессами генерации вторичного ангидрита и гипса. Интенсивность этих процессов, в свою очередь, зависит от степени трещиноватости и закарстованности продуктивной карбонатной толщи.

В докладе К. А. Горбуновой (Пермский ун-т) «Морфологические различия гидродинамических типов карста гипсов и ангидритов» охарактеризованы гидродинамические типы карста, обусловленные зонами вертикальной, горизонтальной и другими видами циркуляции карстовых вод, в свою очередь зависящими от литолого-структурных и геоморфологических условий, тектонических движений и т. д.

Некоторые особенности гипсового и доломитового карста в зоне поверхностной циркуляции в ландшафтных условиях среднего Приуралья рассмотрены в докладе Л. А. Шимановского и А. М. Кропачева (Пермский ун-т). В зоне поверхностной циркуляции карстовых вод под влиянием богатых углекислотой атмосферных осадков сульфатные породы и доломиты подвергаются коррозии. При этом происходит селективное растворение согласно ряду их растворимости (гипс, кальцит, доломит, глинистые минералы). При коррозии доломита на склонах р. Ирени у пос. Красный Ясыл и в других местах выносятся гипс, а также кальцит и мельчайшие зерна доломита. На месте остаются более крупные зерна доломита — так называемая доломитовая мука, выполняющая линзы и гнезда в плотных доломитах.

Структура рифов — коллекторов нефти и газа рассмотрена в докладе В. Н. Быкова (Камск. отд. ВНИГНИ), И. И. Наборщиковой и Л. Ю. Даниловой (ПермНИПИнефть). Для всех видов рифогенных сооружений характерна локальность проявления коллекторообразующих факторов (распространение организмов — рифострои-

телей и рифолобов, вторичные изменения). Соответствующее их сочетание приводит к нивелировке коллекторских свойств по высоте массива или, напротив, дифференцирует разрез. Вторичные процессы нередко охватывают и толщу облекания. В докладе приведена обобщенная схема формирования структуры рифа (по В. Н. Быкову), с классификацией ловушек нефти и газа.

Карсту в меловых отложениях Литвы посвящался доклад В. П. Скуодиса (Вильнюсский ун-т). В нем были приведены данные, свидетельствующие о наличии карста в верхнемеловых отложениях, сложенных белым мелом, мергелями, карбонатными песками, на юге и юго-западе республики.

Г. В. Бельтюковым (ВИКС) охарактеризованы пять типов карста — погребенный, современный, природный, антропогенный, смешанный — на площади Верхнекамского соленосного бассейна.

Многие выступления были посвящены особенностям развития карста в мраморах, доломитах, гипсах и рифах (органогенных постройках). Часть докладов касалась условий формирования известковых туфов и карста в них, а также вопросов охраны трещинно-карстовых вод и карстовых форм. В докладах, посвященных условиям развития карста в доломитах, впервые рассмотрены наименее изученные формы карста в этих породах.

Трещинно-карстовые воды доломитов и мраморов в большинстве районов наиболее обильны и используются для промышленного водоснабжения. Закарстованные породы доломитов и известняков на значительных глубинах являются основными нефтегазоносными толщами. Эти отложения при наличии надежных нефтеводоупорных толщ могут быть использованы для создания временных подземных хранилищ нефти и газа.

При изучении погребенных органогенных массивов основное внимание направлено на выяснение особенностей седиментационных и постседиментационных преобразований, оказывающих влияние на состояние коллекторов и состав флюидов. В настоящее время успешно развиваются исследования с целью выяснения условий формирования структуры рифов как коллекторов нефти и газа, минеральных вод и других полезных ископаемых.

Особое внимание на совещании было уделено исследованию карста в гипсах. Гипсовый карст играет огромную роль как при разработке гипсовых месторождений, так и при оценке инженерно-геологических условий карстающихся пород.

Значительно расширились в стране и спелеологические исследования, открыты новые пещеры, более тщательно изучены уже известные.

В решении совещания отмечалась актуальность работ по изучению карста; Всесоюзному институту карстоведения и спелеологии рекомендовано продолжить разработку теоретических и прикладных вопросов карстоведения, а всем заинтересованным учреждениям и организациям активизировать подготовку к всесоюзным совещаниям по карсту горных стран (Ташкент, 1979 г.) и по карсту Нечерноземья (1980 г.).

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.263.037 : 553.044 (049.3)

Г. Ф. ЯКОВЛЕВ, В. В. АВДОНИН (МГУ)

О книге „Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций“*

Эта оригинальная работа вносит существенный вклад в проблему оценки рудоносности вулканогенных формаций. Авторы книги на основе анализа огромного фактического материала выдвинули и обосновали серию важных положений, учет которых необходим при прогнозных исследованиях в вулканогенных областях различного возраста.

В первой главе книги описывается состояние научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций. Правда, этот анализ носит несколько схематичный характер, поскольку отсутствует даже краткий обзор многих основополагающих трудов, в том числе работ В. И. Смирнова, Г. С. Дзюценидзе, В. Н. Котляра. В этой же главе подчеркивается преобладание эмпирического начала в подходе к прогнозированию со стороны большинства исследователей, стремление решить все вопросы статистическими методами. К сожалению, не ясно, как сами авторы стремятся решить проблему прогнозирования — на уровне принципиальной оценки рудоносности формаций, на уровне региональных прогнозов конкретных поясов, узлов, районов или же уровне рудных полей и месторождения. Не рассмотрены также проблемы математического моделирования рудообразующих процессов — весьма перспективного направления, позволяющего учитывать не только эмпирические закономерности, но и теоретические основы.

Во второй главе дан анализ минералогических, геохимических и петрохимических особенностей магматических комплексов верхнего структурного этажа Камчатки. Сделаны обоснованные выводы о мантийном происхождении базальтоидных серий, о полигенности кислых магм, процессах ассимиляции и гибридизма, участвующих в образовании андезитовых лав. Показано значение комплекса акцессорных минералов и минералов-реликтов как критериев определения глубинности генерации магматических расплавов. Приведены сведения об экзотризах, завершающих посткальдерный этап развития четвертичного вулканизма и справедливо отнесенных к флюидопорфировым комплексам. Дана характеристика своеобразного Хангарского вулканогенно-рудного центра.

Интересные сведения приведены о металлоносности продуктов четвертичного и современного вулканизма, а также современных термальных вод. Основываясь на том, что анатектоидное плавление субстрата и мобилизация микрокомпонентов коры не могут обеспечить наблюдаемый расход в современных гидротермальных системах многих элементов, авторы книги считают, что периферические очаги не определяют рудоносности верхнего структурного этажа и приходят к выводу о том, что источником металлов являлась нижняя кора или, скорее всего, мантия.

Третья глава посвящена теоретическим предпосылкам научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций. Выделяются три группы таких предпосылок: историко-геологические, физико-химические и энергетические, а также структурно-геоморфологические. В целом теоретические основы прогнозирования разработаны оригинально, с учетом данных по новейшему и современному вулканизму. Весьма важными в этом отношении представляются понятия о вулканогенно-рудных центрах, среди которых выделены: инициальные центры геосинклинального типа, не получившие развития в орогенную стадию; контрастные центры современной вулканической активности, не имеющие непрерывной геологической предыстории; долгоживущие непрерывно развивающиеся центры. Последние наиболее перспективны.

Интересны сведения о направленности физико-химической эволюции эндогенных процессов и о вытекающих из нее теоретических предпосылках прогноза. На основе анализа данных о послевулканической гидротермальной деятельности авторы выдвигают оригинальную и достаточно обоснованную концепцию эволюции эндогенного рудообразующего флюида. Вместе с тем недостаточное внимание уделено выяснению условий концентрации элементов, хотя это одна из важнейших основ прогнозирования.

Авторами вполне уместно использован морфоструктурный анализ хорошо выраженных внешне геологических структур, что в первую очередь относится к вулканическим структурам островного и континентального типов. Применение этих видов структурно-морфологического анализа, несомненно, весьма перспективно.

Последующие главы, условно составляющие вторую часть книги, посвящены конкретным вулканогенно-рудным поясам и центрам. Приведены обстоятельные сведения о Тихоокеанском подвижном поясе, в частности, дана подробная и интересная характеристика Центрально-Камчатского вулканогенно-рудного пояса, а также основных вулканогенно-рудных центров. На основе анализа материалов, полученных в процессе специальных исследований, проведенных авторами за последние годы, сформулированы основные положения, касающиеся вулканогенно-рудных центров и пространственно-временных фаций глубинности. Выделяются более древние и крупные — абиссальные и последовательно все более молодые, менее глубинные и меньшие по масштабам — гиабиссальные, переходные зоны, субвулканические (и вулканические), собственно вулканогенно-тектонические и др.

Кратко и несколько схематично охарактеризованы вулканизм, металлогенические особенности и некоторые вулканогенно-рудные центры Средиземноморского пояса.

В главе, посвященной Охотско-Чукотскому поясу, в качестве примера описаны два вулканогенно-рудных центра — Арманский и хр. Сарычева. Приведены также интересные данные по Джунгаро-Балхашскому, Чингиз-Тарбагатайскому и Северо-Скандинавскому поясам.

В главах, представляющих собой третью, заключительную часть книги, рассмотрены основные принципы прогнозной оценки, выдвинутые авторами. В частности, большое внимание уделено обоснованию принципов геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессах. В основе этих принципов лежит понятие о геодинамическом состоянии, но оно, к сожалению, сформулировано весьма расплывчато — как «определенное соотношение сил (динамических, гравитационных, молекулярных, атомных)» (с. 241).

Столь же неопределенно и понятие о геодинамическом соответствии. Авторы предлагают «называть геодинамическим состоянием блока земной коры или геоблочки то состояние напряжений, которое характерно для определенного этапа развития Земли, геоблочки, подвижной зоны, складчатой области, структурно-формационной зоны или долгоживущего центра тектоно-магматической активности. Тогда соотношение эндогенных процессов и их продуктов для каждого этапа развития геоблочки или геоблока, а также на различных по положению в пространстве участках однотипных геоблочек и геоблоков можно выразить через понятие геодинамического соответствия». При этом, однако, не поясняется, каким же образом «можно определить не только качественную, но и количественную сторону такого соответствия, которая может быть выражена определенным коэффициентом» (с. 241). По нашему мнению, эти принципы следует считать высказанными в порядке постановки вопроса, ибо они требуют дальнейшего уточнения, обоснования и развития.

В завершающей главе рассмотрены основы прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций. В ней суммирован опыт практического использования результатов исследований, изложенных в предшествующих главах. Даны рекомендации о направлениях дальнейшего изучения вулканогенно-рудных центров и методике поисковых работ на их площадях и на более крупных территориях вулканогенных поясов, перспективных в металлогеническом отношении.

Следует, однако, отметить, что не все вопросы оценки перспектив рудоносности вулканогенных формаций разработаны авторами в полном объеме. В частности, недостаточно учтен опыт современных исследований в палеовулканических провинциях, где широко развиты колчеданные и полиметаллические месторождения. Поэтому приведенные рекомендации не являются универсальными, а относятся прежде всего к молодым вулканическим областям. Тем не менее изложенные в книге фактические материалы и выдвинутые теоретические положения представляют несомненный научный и практический интерес для исследователей, изучающих различные, в том числе древние, вулканогенно-рудные пояса и центры. Несомненно прогрессивна сама идея выделения вулканогенно-рудных центров, различных по масштабу, возрасту, истории формирования и металлогении.

УДК 551.782 : 551.263(21)

Ханн В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Неогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 3—35.

Проведен анализ распределения и количественных соотношений основных групп литологических формаций миоцена и плиоцена. За неогеновый период в пределах континентов накопился значительный объем осадочных и вулканогенных пород ($28 \cdot 10^6$ км³), несколько уступающий объему палеогеновых отложений ($36,4 \cdot 10^6$ км³). С учетом различной длительности этих периодов установлено, что средняя скорость седиментации в неогене заметно возросла, причем в основном за счет формирования континентальных молассовых формаций. Неогеновые отложения на 81,1% состоят из обломочных, на 7,3% — из карбонатных, на 10,1% — из вулканогенных пород и на 1,5% — из эвапоритов. Неогеновый период (особенно плиоцен) выделяется в качестве экстремального геократического этапа в истории Земли.

Табл. 2, ил. 6, список лит. — 71 назв.

УДК 553.04.003.1

Каганович С. Я. Фактор времени в экономике минерального сырья и геологоразведочных работ. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 36—39.

Экономическая оценка полезных ископаемых представляет по существу систему оценок, отражающую многостадийность процесса поисков, разведки, проектирования и эксплуатации месторождений. Дискуссионное ожидание дохода применительно к геолого-экономической оценке месторождений не может связываться с альтернативой вложения средств в горное предприятие. Учет фактора времени не должен выражаться в абсолютном уменьшении количества разведанных запасов. Использование специальных методов учета фактора времени необходимо при экономическом сопоставлении различных вариантов разведки, освоения и эксплуатации месторождений. Ускорения поисков и разведки месторождений должно быть связано с хозрасчетными стимулами, разработкой укрупненных нормативов для каждой стадии работ, с использованием механизма кредитования, совместного использования оптовых и специальных цен для экономической оценки месторождений.

УДК 551.26.036 : 551.73/78

Кабалов В. К. Условия формирования угленосных отложений Урала. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 39—51.

На Урале угленосные отложения отличаются большим разнообразием по литолого-фациальному составу, мощности, площадному распространению, структурному положению и, наконец, по промышленному значению, что вызвано их различным генезисом и формационным положением. Рассмотрены условия формирования угленосных отложений, основные закономерности их строения и угленосности, обуславливаемые принадлежностью продуктивных отложений к той или иной геологической осадочной формации.

Ил. 4, список лит. — 14 назв.

УДК 551.761(479-16)

Безносков Н. В., Ефимова Н. А. Стратиграфия триасовых отложений Северо-Западного Кавказа. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 52—63.

В междуречье Большой Лабы и Белой наблюдается наиболее полный разрез триасовых отложений в морских фациях, который имеет принципиальное значение для построения региональной стратиграфической схемы. Наши исследования показали, что принятая для этой территории схема неточна в отношении корреляции разновозрастных разнофациальных отложений и в оценке стратиграфических взаимоотношений толщ. Путем последовательного сопоставления разрезов доказано, что грубообломочные породы долины р. Мамрюк и балки Мишкоко (р. Белая) являются аналогами свиты Малого Тхача и нижней ачешбокской подсвиты, а залегающие выше плитчатые алевролиты и мергели — аналогами средней и верхней ачешбокской подсвиты. Предлагается выделять новую шапкинскую свиту для

норийских обломочных пород, которая рассматривается как стратиграфический аналог сахрайской свиты. Ходзинская свита разделяется на две подсвиты, между которыми наблюдается размыв.

Ил. 1, список лит. — 14 назв.

УДК 550.8.012 : 551.241

Клюев Н. К. Методика изучения глубинного строения верхней части земной коры. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 63—75.

На примере области сочленения Токрауской и Жаман-Сарысуйской структурно-формационных зон детально рассмотрена последовательность изучения глубинного строения надбазальтового отдела. Выделены три главных этапа исследования. На первом устанавливаются основные региональные особенности потенциальных физических полей с обязательной увязкой их с данными ГСЗ. На втором производится совместный анализ геологических, геофизических, петрофизических и других исследований с целью установления природы наблюдаемых аномалий и их последующего разделения. На третьем предусматривается поиск оптимальной модели по комплексу геолого-геофизических исследований. Выполненные исследования подтверждают, что основные границы раздела в земной коре и подстилающая ее представляют собой если не повсеместно, то преимущественно реальные границы, разделяющие слои, сложенные породами разного химического и петрофизического состава. Отмечена хорошая сходимость результатов интерпретации геофизических материалов с данными бурения.

Табл. 1, ил. 3, список лит. — 18 назв.

УДК 553.492.1 : 551.734.3(234.852)

Боговавленская О. В. К характеристике эйфельских отложений западной бокситоносной полосы восточного склона Среднего Урала. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 75—84.

Приводится характеристика подразделений эйфельского яруса (карпинского и тальтйского горизонтов) в пределах западной бокситоносной полосы на примере Черемуховского месторождения и месторождения имени XIX партсъезда в связи с положением границы нижнего и среднего девона. В качестве одного из вариантов границы предполагается основание амфиоровых известняков (основание зоны Favosites regularis-sinus), как наиболее выдержанных в пределах рассматриваемой территории. Обращается внимание на необходимость изучения пелелипод и гастропод из мергелистой пачки, подстилающей амфиоровые известняки. На основании изучения строматопорат отложения карпинского горизонта коррелируются с шандинским горизонтом Салаира и кувенским ярусом Арденн; много общего отмечается в комплексе строматопорат карпинского горизонта с комплексами койвенского и бийского горизонтов западного склона Урала. Предлагается рассматривать отложения зоны Favosites regularis-sinus и Conchidiella pseudo-baschkirica в составе одного яруса.

Ил. 1, список лит. — 13 назв.

УДК 553.45.068.5.041

Патык-Кара Н. Г. Методика количественного прогноза россыпных месторождений олова. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 84—92.

Рассматривается значение различных факторов, контролирующих формирование оловяносных россыпей, при оценке основных параметров прогнозируемых объектов. Наибольшей информативностью при оценке россыпей ближнего сноса обладают показатели пространственной совмещенности долины и коренного источника, отражающие суммарный объем эродированного и переведенного в россыпь полезного компонента. Их использование позволяет судить о степени «соответствия» выявленной россыпи известным коренным источникам и может служить одним из критериев при поисках дополнительных источников питания россыпей, а также при установлении недостатков разведки месторождения. Критерии пространственной совмещенности сохраняют свое значение при оценке отдельных россыпей и рудно-россыпных узлов в целом. Выработанные на

примере Якутской оловоносной провинции, они применимы для различных россыпных районов, где их использование для количественного прогнозирования должно опираться на уточнение граничных условий, определяющих появление россыпей определенного класса.

Табл. 2, ил. 4, список лит.— 11 назв.

УДК 543.27 : 621.375.826

Использование методов лазерного газоанализа для решения ряда геологических и промысловых задач/П. Я. Антропов, Г. А. Габриэляни, И. П. Жабров и др.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 92—98.

Рассмотрены вопросы разработки лазерных газоанализаторов и их применения для прямых поисков газовых и нефтяных месторождений, прогноза землетрясений, контроля за загрязнением среды и лазерного газоконтроля. Рекомендуются мероприятия, позволяющие повысить эффективность работ по указанным направлениям.

Ил. 4, список лит.— 3 назв.

УДК 6 : [552.5 : 553.98] (470).12

Влияние эпигенетических изменений пород на режим глубокозалегающих водоносных комплексов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции/Н. М. Невская, Г. В. Лебедева, Б. А. Лебедев и др.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 100—105.

Рассмотрено влияние процессов минералогического преобразования пород на снижение величины минерализации подземных вод за счет поступления «межслоевых» вод при замещении монтмориллонитов гидрослюдами. Относительное обогащение солевого состава ионами натрия за счет кальция и магния происходит вследствие быстрых реакций углекислоты со щелочноземельными катионами с последующим осаждением в виде кальцита и доломита. Зоны пониженной минерализации подземных вод пространственно совпадают с зонами АВПД.

Табл. 1, ил. 2, список лит.— 7 назв.

УДК (661.7.002.23 : 551.73) : 552.323.4(571.51)

Казаринов В. В. Изменения органического вещества палеозойских отложений Тунгусской синеклизы под влиянием траппов.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 105—111.

На основании данных комплексных геохимических исследований углей и рассеянного в палеозойских осадочных толщах Тунгусской синеклизы органического вещества (ОВ) освещены различные аспекты воздействия петрографически

однородных, но разнообразных по мощности интрузий на степень катагенетической преобразованности концентрированного и рассеянного ОВ, показаны дебитуминизирующая направленность этого влияния траппов, характер количественного распределения содержаний хлороформенных битуменов и их перераспределения вблизи и на удалении от интрузии, а также качественные изменения элементного и группового состава этих битуменов.

Ил. 4, список лит.— 17 назв.

УДК 551.24.031(4-924.8-15)

Островский М. И. Структура и формирование фундамента западного обрамления Восточно-Европейской платформы.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 112—118.

На основании комплексного сопоставления грави магнитных аномалий, скоростных разрезов и геолого-петрографических комплексов фундамента и чехла по данным глубокого бурения проведено районирование глубинных разломов и блоков разновозрастной консолидации. В результате исследования детализированы представления о строении западного обрамления Восточно-Европейской платформы. Впервые выделена Варшавская подвижная зона предположительно свеклофенского возраста, дифференцированы зоны верхнепротерозойские на блоки ранних и поздних байкалит с развитыми на них поперечными структурами каледонид. Уточнено положение зон карельской, варисийской и альпийской складчатости. В заключение охарактеризованы основные этапы тектонического развития территории.

Ил. 1, список лит.— 18 назв.

УДК 556.315 : 553.7 : 552.5(470.65)

Германов А. И., Юсупова И. Ф., Борзенков И. А. Современная сульфидная минерализация в парагенезе с сероводородными водами.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 118—120.

На примере Тамисского месторождения сероводородных вод показано формирование сульфидной минерализации в результате современного процесса взаимодействия сероводородных вод и содержащих тяжелые металлы водовмещающих пород или бессероводородных подземных вод. Максимального развития этот процесс достигает на границе области циркуляции сероводородных вод. Таким образом, изучая сульфиды поздней генерации, можно оконтуривать области развития подземных вод, содержащих сероводород и лишенных его, что важно при поисках и разведке как минеральных, так и питьевых вод.

Ил. 1, список лит.— 11 назв.

Вниманию читателей!

В 1979 г. в издательстве «Недра» выйдут из печати и поступят на торгово-сбытовую базу Мингео СССР следующие книги:

1. Смирнов С. И. Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. Анализ проблемы методами физико-химической гидродинамики.
2. Коноплянец А. А., Семенов С. М. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод.
3. Шеко А. И., Круподеров В. С. Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР.
4. Барон В. А., Бондарик Г. К. Методическое руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства.

В 1980 г. в издательстве «Недра» выйдет из печати и поступит на торгово-сбытовую базу Мингео СССР книга:

Киселев П. А. Влияние осушения на режим и баланс грунтовых вод при их напорном питании.

Книги могут быть высланы наложенным платежом.

Адрес торгово-сбытовой базы Мингео СССР: 101 890, Москва, Кривоколенный пер., 10.

Вниманию читателей!

На торгово-сбытовой базе Мингео СССР имеется в наличии следующая литература издательства «Недра»:

- Альпин Л. М. Практические работы по теории поля. 1971 г. Цена 91 коп.
- Атласы мезозойских углей СССР. Колл. авторов. Под ред. Е. С. Корженевской. 1974 г. Цена 1 р. 13 к.
- Валых В. М., Чаповский Е. Г. Аэрофотометоды при региональных инженерно-геологических исследованиях в аридных районах. 1977 г. Цена 1 р. 70 к.
- Винниченко В. М., Егорин П. Е. Планирование геологоразведочных работ. 1978 г. Цена 1 р. 10 к.
- Винниченко В. М., Сучилин А. П. Техническое нормирование геологоразведочных работ. 1978 г. Цена 35 коп.
- Володин Ю. И. Основы бурения. 1978 г. Цена 1 р. 20 к.
- Воротников Б. А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруднения Алтая и их поисковое значение. 1974 г. Цена 1 р. 49 к.
- Вальсов Л. Н. Оптические методы диагностики рудных минералов. 1976 г. Цена 1 р. 44 к.
- Геолого-экономическая эффективность поисково-разведочного бурения на нефть и газ за рубежом. 1978 г. Цена 2 р.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. 1973 г. Цена 2 р. 45 к.
- Григорьев К. Н. Канско-Ачинский угольный бассейн. 1968 г. Цена 73 к.
- Гольдин С. В. Линейные преобразования сейсмических сигналов. 1974 г. Цена 2 р. 78 к.
- Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. 1977 г. Цена 2 р. 05 к.
- Гроховский Л. М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. 1972 г. Цена 1 р. 10 к.
- Грушинский Н. П., Грушинский А. Н. В мире сил тяготения. 1978 г. Цена 30 коп.
- Ефимов Ф. Н. Капнаметрическое и магнитно-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. 1969 г. Цена 52 коп.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. 1974 г. Цена 4 р. 35 к.
- Зандер В. Н. Геологическое строение фундамента Русской плиты. 1967 г. Цена 50 коп.
- Зевин Л. С., Завьялова Л. Л. Количественный рентгенографический фазовый анализ. 1974 г. Цена 62 коп.
- Изучение сложнопостроенных структур с применением структур непрерывных управляемых источников сейсмических волн. 1979 г. Цена 55 коп.
- Игнатов В. И. Организация и проведение экспериментов в бурении. 1978 г. Цена 20 коп.
- Казаков И. Н. Геосинклинали и складчатые области. 1978 г. Цена 3 р. 60 к.
- Киевлянюк Е. Я. Геология и оценка месторождений исландского шпата. 1974 г. Цена 1 р. 19 к.
- Кардыш В. Г. Станки для алмазного поискового бурения. 1978 г. Цена 25 коп.
- Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. 1978 г. Цена 90 коп.
- Кодзаев Ю. В. Бурение разведочных горизонтальных скважин. 1978 г. Цена 90 коп.
- Коробейников П. Б. Разведка и освоение гидротермальных месторождений горного хрусталя. 1974 г. Цена 1 р. 99 к.
- Кривоцков А. И. Домезозойские бокситы СССР (европейская часть Советского Союза). 1973 г. Цена 3 р. 50 к.
- Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. 1974. Цена 1 р. 05 к.
- Лимитовский А. М. Электрооборудование и электроснабжение геологоразведочных работ. 1976 г. Цена 75 коп.
- Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. 1976 г. Цена 3 р. 26 к.
- Любимов Н. И., Морозов В. И. Физико-механические свойства рудовмещающих горных пород. 1973 г. Цена 86 коп.
- Любимов А. А. Гравиметрические и магнитометрические поисково-картировочные исследования. 1979 г. Цена 60 коп.
- Марфуни А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. 1975 г. Цена 3 р. 12 к.
- Месторождения талька СССР. авт. И. Ф. Романович и др. 1973 г. Цена 2 р. 36 к.
- Методика геофизических исследований областей развития соляной тектоники. Авт. Л. В. Каламхаров и др. 1975 г. Цена 1 р. 83 к.
- Орлова А. В. Палеомагнитические построения и анализ блоковых структур. 1968 г. Цена 45 к.

- Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость./Геометрический анализ/. 1974 г. Цена 78 коп.
- Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. 1966 г. Цена 31 коп.
- Петрология траппов Сибирской платформы. 1967 г. Цена 99 коп.
- Пирогов Б. И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. 1969 г. Цена 49 коп.
- Проскураков Н. М. и др. Физико-механические свойства соляных пород. 1973 г. Цена 2 р. 11 к.
- Плотников Н. А., Сычев К. И. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод с искусственным их восполнением. 1976 г. Цена 1 р. 14 к.
- Поиски и разведка месторождений минерального сырья для промышленности строительных материалов. Авт. В. М. Борзунов и др. 1977 г. Цена 1 р. 96 к.
- Природные изотопы гидросферы. Авт. В. И. Ферронский и др. 1975 г. Цена 2 р. 74 к.
- Проблемы постмагматического рудообразования. Часть II. 1965 г. Цена 1 р. 60 к.
- Раевский В. И. и др. Месторождения калийных солей СССР. 1973 г. Цена 2 р. 77 к.
- Ребрик Б. М., Куник Л. И. Эффективность и качество бурения инженерно-геологических скважин. 1978 г. Цена 35 коп.
- Ржевский В. В. Технология и комплексная механизация открытых горных работ. 1975 г. Цена 1 р. 58 к.
- Родионов Д. А. Полуколичественный анализ в биостратиграфии и палеоэкологии. 1973 г. Цена 1 р. 11 к.
- Руденко А. П. Тампонирующее и крепление скважин при алмазном бурении. 1978 г. Цена 40 коп.
- Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Авт.: С. К. Филатов и др. 1975 г. Цена 1 р. 53 к.
- Русанов А. К. Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. 1978 г. Цена 2 р. 40 к.
- Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. 1974 г. Цена 1 р. 54 к.
- Скропышев А. В., Кукуй А. Л. Исландский шпат. 1973 г. Цена 1 р. 27 к.
- Богданов Ю. В. и др. Стратифицированные месторождения меди СССР. 1973 г. Цена 2 р. 46 к.
- Сычева-Михайлова А. М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. 1973 г. Цена 1 р. 26 к.
- Тихонов Н. В., Лимитовский А. М. Горная механика. 1978 г. Цена 1 р. 10.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. 1970 г. Цена 1 р. 99 к.
- Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. 1968 г. Цена 1 р. 13 к.
- Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Авт. Н. Л. Добрецов и др. 1974 г. Цена 3 р. 39 к.
- Федорова Т. К. Закономерности формирования химического состава линз пресных вод пустынь. 1973 г. Цена 87 коп.
- Фекличев В. Г. Диагностические спектры минералов. 1977 г. Цена 1 р. 87 к.
- Чалышев В. И. Методика изучения ископаемых почв. 1978 г. Цена 65 коп.
- Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. 1972 г. Цена 90 коп.
- Чулков Н. Н., Чулков А. Н. Электрификация карьеров в задачах и примерах. 1976 г. Цена 73 коп.
- Шабунин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. 1974 г. Цена 2 р. 84 к.
- Шентала Н. Е. Руководство по физико-химическому анализу глинистых растворов, глини утяжелителей и реагентов. 1974 г. Цена 47 коп.
- Шуколюков Ю. А. Графические методы изотопной геологии. 1974 г. Цена 1 р. 82 к.
- Энерглин У., Брили Л. Аналитическая геохимия. 1975 г. Цена 2 р. 32 к.
- Карпушин Д. М. Эффективность геофизических методов при поисках рудных месторождений. 1976 г. Цена 21 коп.
- Якубовский Ю. В. Электроразведка. 1973 г. Цена 84 коп.
- Якуцени В. П. Геология гелия. 1968 г. Цена 57 коп.
- Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя Юго-Западного Алтая. М-б 1:1 000 000. Гл. ред. В. М. Муратов. 1978 г. Цена 3 р. 50 к.
- Справочник руководящих материалов по планированию, проектированию и финансированию геологоразведочных работ. 1977 г. Цена 2 р. 19 к.

Заявки просьба высылать по адресу: 101890, г. Москва, Кривоколенный пер., 10.

CONTENTS

BRIEF REPORTS

- Nevskaya N. M., Lebedeva G. V., Lebedev B. A., Chumanov E. I., Kanev V. A.
The influence of epigenetic rock alterations on the condition of deep-seated water-bearing complexes in the Timan-Pechora oil and gas province 100

- Kazarinov V. V.
Changes in the organic matter of the Paleozoic deposits in the Tungussk syncline under the influence of trap-pes 105

- Ostrovsky M. I. Structure and formation of the basement of the western margin of the Eastern-European Platform 112

- Germanov A. I., Yusupova I. F., Borzenkov I. A.
Recent sulfide mineralization in the paragenesis with hydrosulphuric waters 118

SCIENTIFIC CHRONICLE

- Lomako P. M.
The All-Union conference "Karst of carbonate and halogenic deposits" 121

CRITIQUE AND BOOK REVIEWS

- Yakovlev G. F., Avdonin V. V.
On the book "Prognostic evaluation of ore potential of volcanic formations" 123

- Khain V. E., Ronov A. B., Balukhovskiy A. N.
Neogene lithological formations of continents 3

- Kaganovich S. Ya.
Time factor in the economy of mineral raw materials and geological prospecting 36

- Kabalov V. K.
Forming conditions of coal-bearing deposits in the Urals 39

- Beznosov N. V., Efimova N. A.
Stratigraphy of the Triassic in the North-Western Caucasus 52

- Kluyev N. K.
The procedure of study of deep structure of the earth's crust upper part 63

- Bogoyavlenskaya O. V.
Characteristics of the Eifelian deposits of the bauxite-bearing strip in the Middle Urals eastern slope 75

- Patyk-Kara N. G.
The procedure of the quantitative prognosis of tin placer deposits 84

- Antropov P. Ya., Gabrielyants G. A., Zhabrev I. P., Kolobashkin V. M., Popov A. I., Popov E. A., Protsenko E. D.
Application of laser gas analysis for solution of some geological and practical tasks 92

ANNIVERSARIES

- 90th anniversary of academician Dmitrii Vasilyevich Nalivkin 99

Цена 1 руб.

70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1979, №10. 1-128