ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ Метаморфических формаций сибири



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Сибирское отделение

АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 407

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СИБИРИ

Ответственный редактор д-р геол.-мин. наук проф. Н. Л. Добрецов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ Новосибирск • 1978 УДК 552. 16: 550. 42

В сборнике объединены статьи, отражающие основные направления петрологии и геохимии метаморфических комплексов: формационный и фациальный анализ метаморфитов Алтае-Саянской складчатой области, парагенетический анализ метапелитов. Рассматриваются вопросы геологии, минералогии и геохимии нового месторождения апатита — Селигдарского. Обсуждаются новые статистические методы для прикладной геохимии.

Книга рассчитана на петрографов, тектонистов и других геологов, занимающихся изучением особенностей метаморфизма, тектоники и металлогении складчатых областей.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Выделение различных типов регионального метаморфизма, коррелируемых с особенностями тектонического режима, проявлениями магматизма, результатами геофизических исследований, позволяет перейти к анализу метаморфических формаций в конкретных районах, учитывающих не только тип метаморфизма, но и состав метаморфизуемых пород.

Метаморфические формации — новое направление в геологии, и, естественно, существуют разные подходы, проанализированные нами ранее (Добрецов и др., 1969, 1974). Важно лишь подчеркнуть, что при формационном анализе метаморфических комплексов недостаточно (а нередко и нецелесообразно или невозможно) реконструировать первичные вулканогенно-осадочные формации. Наиболее важным аспектом выделения метаморфических формаций является их металлогеническая с пециализация, которая зависит как от первичного состава толщ, так и от особенностей метаморфизма, внутриформационных метасоматоза и тектоники. Другой аспект — необходимость картирован и я по наиболее однозначным и объективным признакам единых геодогических тел (толщ, комплексов), в пределах которых возможно одновременное изучение и корреляция всех особенностей толщи (ее предыстории, состава, метаморфизма, структурно-текстурных особенностей, внутриформационной тектоники). Наконец, необходимо учитывать, что с усилением степени метаморфизма теряются многие первичные признаки пород, такие как окатанность зерен, окраска, зернистость осадков, структура эффузивных и пирокластических пород и т. д., а состав отдельных прослоев и пачек может претерпеть существенные изменения, особенно после анатексиса.

Под метаморфической формацией понимается закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших характерный тип метаморфизма (Добрецов и др., 1974).

До появления формационных классификаций наиболее характерные и объективно существующие типы метаморфических комплексов (чарнокитовый, кондолитовый, эклогит-дистен-гнейсовый, глаукофан-сланцевый и т. д.) различными авторами выделялись, по сути дела, как специальные метаморфические или «супракрустальные» формации. Таким образом, существует необходимость лишь в дальнейшей разработке принципов выделения и картирования метаморфических формаций для конкретных регионов. Вопрос о том, с какой степенью детальности и по каким признакам учитывать состав толщ и особенности метаморфизма, зависит от масштабов и целей исследования, и жесткие рамки, как и в случае магматических формаций (Кузнецов и др., 1976), здесь устанавливать нецелесообразно.

Ранее (Добрецов и др., 1969, 1974) были выделены 10 типов регионального метаморфизма и на их основе рассмотрены обобщенные группы формаций щитов и срединных массивов, протерозойских и фанерозойских складчатых областей, зон «глубинных разломов», которые для каждой группы



Рис. 1. Схема распространения метаморфических формаций групп А, Б и В в Алтае-Саянской области.

1 — офиолитовая формация; 2 — зональная глаукофан-метабазитовая и глаукофан-зеленосланцевая; 3 — спилито-утлисто-сланцевая; 4 — плагиогнейсово-амфиболитовая (a) и двупироксен-гнейсовоамфиболитовая (б); 5 — сланцево-тейсовая; нерасчлененные: 8 — плагиогнейсовая, сланцево-гнейсовая и мигматитовая, 9 — карбонатно-сланцево-гнейсовая, 10 — метабазито-спанцевая, 11 карбонатно-метабазито-сланцевая (a) и карбонатно-зеленосланцевая (б); 12 — соответствующие формации, вскрытые в скважинах; 13 — гранито-гнейсовый тип фундамента; 14 — фундамент Сибирской платформы; 15 — главные разломы; 16 — граница офиолит- зеленосланцевого и карбонатнозеленосланцево-амфиболитового подтипов базитового типа фундамента; 17 — граница базитового и гранито-гнейсового типов фундамента; 18 — изолиния Мохо 54 км; 19 — железорудные месторождения.

составляли 7—10 формаций. Для конкретных регионов эта схема должна быть конкретизирована, в частности, более дробно должен учитываться состав толщ.

Настоящая работа является продолжением разработки учения о метаморфических формациях применительно к конкретному региону — Алтае-Саянской складчатой области.

Алтае-Саянская складчатая область — типичное палеозоид-гетерогенное складчатое сооружение, в котором выделяются разновозрастные тектонические комплексы (байкалиды, карелиды, герциниды) и метаморфические комплексы разного возраста и тектонического положения — от фундамента Сибирской платформы (в северо-восточном «внешнем» углу региона) (рис. 1) до офиолитов и глаукофан-сланцевых поясов «океанического» типа.

В более раннем обзоре (Добрецов и др., 1976) отмечалось, что породы гранулитовой и амфиболитовой фаций относятся к добайкальскому фундаменту. Эпидот-амфиболитовая фация ассоциирует с амфиболитовой или чаще с зеленосланцевой фацией в пределах зонально-метаморфических комплексов (Хамар-Дабанский, Тонгулакский, Телецкий, Сангиленский, Чулышманский, Катунско-Чуйский, Томский, Терсинский и др.), возраст которых преимущественно среднепротерозойский. По данным Г. Г. Лепезина, для большинства комплексов метаморфическая зональность не коррелируется с ограничивающими их разломами. Разломы срезают зональность, и поэтому современное, внешне кажущееся поясовым, распределение метаморфических комплексов является в действительности тектоническим, а не «метаморфическим».

В целом для Алтае-Саянской складчатой области характерны такие особенности: преобладание низкотемпературного метаморфизма пренитпумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, принадлежность зональнометаморфических комплексов к андалузит-силлиманитовому и переходному по давлению типам, широкое развитие гранитоидов и подчиненная роль гипербазитов, относительпая редкость пород фации глаукофановых сланцев. Возраст метаморфизма здесь догерцинский — каледонский, байкальский и добайкальский.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В предлагаемом варианте метаморфических формаций западной части Алтае-Саянской области принцип выделения метаморфических формаций и их градация в основном сохранены. Существующие изменения связаны с задачами детализации формационных типов при выделении и картировании их в конкретном регионе.

В составленной нами карте западной части Алтае-Саянской области выделена 21 формация (с подформациями всего 25 формационных подразделений). По условиям метаморфизма и тектоническим признакам они объединены в 4 группы: формации фундамента и зональные комплексы (A), формации офиолитовых зон (Б), раннегеосинклинальные зеленосланцевые формации (В) и геосинклинальные осадочно-метаморфизованные (Г).

По сравнению с ранее опубликованной классификацией типов регионального метаморфизма (Добрецов и др., 1974) группа А соответствует типам 2 (мигматит-гнейсовый) и 7 (андалузит-силлиманитовый), редко 8 (дистен-силлиманитовый). В дальнейшем, по мере уточнения особеннос-

Таблица 1

-					
_		Тип	ы толщ по состав;	7	
	Типы формаций	метапелитовые (+кислые)	метабазитовые (+метапелиты, кремнистые)	карбонатные и смешанные	
А.	Фундамента и зональ- ные комплексы	2а, 2б, 4	1	За, Зб,	
Б.	Офиолитовых зон		11, 12, 13, 14а, б		
в.	Раннегеосинклинальные зеленосланцевые	8	9, 10	5—7	
г.	Геосинклинальные оса- дочно-метаморфизован- ные	15а, б, в, 18а, б, в; 21	17а, б 19 а, б,	16,20	

Схема классификации метаморфических формаций Алтае-Саянской области

Примечание. Формации 11, 12 и 13, 14а, б группы Б отличаются по характеру метаморфизма.

Таблица 2

К гассификация формиционных подразделений для Карты метаморфических формаций Алтае-Саянской области

№ форма- ции	Название формации и подформа- ции (п/ф)	Состав	Фация	Примеры в Алтас-Саянской области	Примеры в других районах
1	2	3	4	5	6

А. Формации фундамента и зональные комплексы

1	Плагиогнейсово-амфиболито- вая	ΜΑΒ+ΠΓ (Πγ)±Κ	B ₃ —B ₂	Конжинская (колтасская) свита и ее аналоги в Кузнецком Алатау, курчум- кальджирская толща Рудного Алтая, Ког- дарский комплекс Западного Саяна, Чу- мышский комплекс (стык с Салаиром)	Уфалейская серия, Сал- динский комплекс Урала
2	Зональная сланпево-гнейсовая а. Южпо-Чуйская п/ф	MII	В₂—В₃ с перехо- дом к С₃	Ядро Южно-Чуйских белков (с биотито- вой зоной), гнейсовые толщи Сангилена	Ядро Музкольского комплекса Памира, Иль- мено-Вишневогорский ком- плекс Урала
-	б. Тонгулакская	МП±МБ (10%)	B ₂ —B ₃	Ядра Тонгулакского, Прителецкого, Ко- ныйско-Бедуйского и Чулышманского комплексов, Белокурихинский массив, участки в Теректинском горсте	Ладожская формация, Туркестанский комплекс (?)
3	а. Зональная карбонатно- сланцево-гиейсовая и/ф	МП+К±МБ	С ₃ —В ₃	Иртышская «зона смятия» (пугачевские метаморфиты), частично терсинская Куз- нецкого Алатау, балыктыгхемская и чар- тысская свиты Сангилена	Дербинская серия Вос- точного Саяна, слюдян- ская — Прибайкалья
	б. Глиноземисто-метакарбо- натная	д+мп+мб	C ₃	Чаустинское месторождение Горного Ал- тая, участки в поле енисейской и бара- тальской серий (Патынский район и др.)	То же

4	Зонально-мигматитовая (с мигматит-плутонами)	$\Pi\Gamma + \Pi\gamma \pm \gamma$	B ₂ —B ₃	Томский и Порожнинский «массивы» (синтектонические гнейсо-граниты по Дол- гушину, 1969), Тургунданский (?) и Тер- синский (частично) комплексы	Кунгейская серия и се- веро-тянышанские гранито- гнейсы
---	-------------------------------------------------	------------------------------------	--------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------

Б. Ганнегеосинклинальные зеленосланцевые формации

5	Сланцево-метакарбонатная (+3a)	к+мп±кр, ук	$B_4 \pm B_3$	Баратальская серия, часть енисейской	Манская свита, кувай- ская серия Восточного Са- яна, нарынская серия Тянь-Шаня		
6	Сланцево-доломитовая (+3б)	Д±УК,Мп, Кр	B ₄ —B _{3a}	Часть енисейской и баратальской серий	Часть рифея Северного Тянь-Шаня (Иссык-Куль- ская зона и др.)		
7	Карбонатно-зеленосланце- вая (карбонатно-метаграувак- ково-сланцевая)	$ \begin{array}{c} \Pi\Gamma + \mathfrak{K}(\Pi\Gamma - \mathfrak{K}) \pm \\ \pm \mathfrak{K} \end{array} $	B ₄	Большая часть джебашской серии (ур- теньская свита), часть енисейской серии (восточнее Томского выступа)	Урманская свита кувай- ской серии, Rf и О (час- тично) Урал-Тау		
8	Зеленосланцево-филлитовая (метаграувакково-сланцевая)	МП±МА МП+МБ	B4	Теректинская серия (без уймонской сви- ты), тебинская свита джебашской серии, башкаусская свита и ее аналоги, юго-во- сточное продолжение Чуйского горста (урсасайская свита), D ₂ Рудного Алтая	Преобладающие зелено- сланцевые толщи Южного Тянь-Шаня, Монголо-Охот- ского пояса, Западного Урала и др.		
9	Карбонатно-метабазито-слан- цевая	МБ+БГ+К	$B_4 \pm B_{3a}$]	Часть уртеньской (акольской) свиты, стантаскыльская, ташелгинская (терсин- ская, кондомская, колтасская) свиты.	Вулканогенный О и S Южного Тянь-Шаня и Урала		
		(с кислыми по- родами)		нижняя часть енисейской серии (частично)	То же		
10	Метабазито-сланцевая	МБ±БГ, МП	B ₅ -B ₄ -B ₈	Самарская толща (Кузнецкий Алатау), мунжинская и усть-анзасская свиты, ниж- няя часть енисейской серии	Бахтинская свита кувай- ской серии Восточного Саяна, куперлисайская свита Северного Тянь- Шаня		

-

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	
		B. Men	гаморфические форм	ации офиолитовых зон		
11	Зональная глаукофан-мета- базитовая	МБ+Кр±УК	B ₄ +C ₄₆ +C ₄₆ , r	Акольская формация (бассейн р. Урбун)	Пепжинский пояс в Ко- рякии	
12	Глаукофан-зеленосланцевая	МГ+МБ(25%)± Кр, УК	B ₄ +C _{4a,6}	Аналоги акольской формации в Курту- шибинском и Борусском хребтах, уймон- ская формация	Кумбулакская и Итту- нысайская (маджерумская) зоны Тянь-Шаня, часть рифея Полярного Урала, вальзинская серия Саха- лина	
13	Офиолитовая (включая зо- ны меланжа и метасоматические амфиболиты)		$B_5 + B_4 \pm B_3$	Куртушибинский, Борусский, Северо- Тувинский, Салаирский и Кузнецкий поя- са	«Канский меланж» и Са- ртамепский комплекс Фер- ганы, Таджи-Тау Запад- ного Узбекистана, Войка- ро-Сыньинский массив Урала	
14	Спилито-углисто-сланцевая а. Спилитовая п/ф б. Углисто-кремнисто-ту- фогенная	УКр+МБ±Кр УКр+БГ+МБ	$B_{4a,6} \pm B_{5}$	Чингинская свита Западного Саяна «Кондомская свита» запада Кузнецкого Алатау, V—∈1 Салаира и горноалтай- ской серии (частично? похожа на 176)	Часть вальзинской се- рии Сахалина, пекульней- ская серия Корякского нагорья, тасказганская свита Кызыл-Кумов	

Г. Геосинклинальные осадочно-метаморфизованные формации

15	Метафлипюидная (метатер- ригенная) а. Кремнисто-метатерри- генная п/ф	Альяшк <u>ин</u> ская свита (а)	
			Многочисленные при- меры в разных складча- тых областях

ø

	б. Углисто-флишоидная в. Граувакково-флишо- идная	ΜΠ±ΜΑ±ΠΓ	$B_5 \pm B_4$	$D_3 fm - C_1 t$ Белоубинской зоны и $\in -O$ Кузнецкого Алатау (б, в), горно-алтай- ская серия (б, в), аласугская и иликин- ская свиты Западиого Саяна и Северной Тувы (в)	То же
16	Мраморизованных известня- ков	I\$±МП	B ₅	Гавриловская, каянчинская, сухарин- ская и усинская свиты Кузнецкого Ала- тау, S Белоубинской зоны	»
	а. Метаграувакково-мета- порфиритовая п/ф	МАБ+ПГ	Br+B.	\in_1 Золотокитатской зоны и \in_{I-2} Амзасской	»
17	б. Метадиабазово-метагра- увакковая	МБ+ПГ±МП	<u> </u>	Арыджанская, манжерокская $(V - \in_1)$ и аламбайская $(V - \in_1)$ свиты, \in_1 Сугашской зоны	»
	а. Спилит-кератофировая смешанная (карбонатно-ме- татерригенно-спилит-керато- фировая) и/ф	МАБ+Кф+ПГ+ +К±Кр	B ₅	\in_1 Салаира (нечеркинская, полдневская и другие свиты), \in_1 Мрасской и О $-\in_1$ Кожуховской зон, О Золотокитатской зо- ны (тайменская свита), D ₂ l ₁ Белоубинской зоны	»
18	б. Собственно спилит-ке- ратофировая	Кф+МАБ+Кр	B ₅	Нижнемонокская свита Западного Сая- на	»
	в. Существенно кератофи- ровая	Кф	B ₅	D ₂ l ₂ Белоубинской (Холзунской) зоны	»
19	Пестроцветно-порфиритовая а. Существенно_порфирито- вая п/ф	МАБ+МА+ПГ+ +Кр (пестрые)	B ₅	Верхнемонокская, верхнечингинская (акдуругская) и усть-семинская свиты	»
	б. Смешанная	+К		∈ ₁₋₂ Кийско-Батеневской зоны и С₁t— —V₁ Рудного Алтая и Саура	*

					Окончание табл.
1	2	ę	4	5	9
20	Карбонатно-метатерритенно- ортофир-сланцевая	MA	$B_5 \pm B_{4a}$	∈ ₁₋₃ Тельбесской и Кондомской зон, верхи Енисейской зоны (частично в райо- нах Тюрима, Белого Июса, Агаты)	Многочисленные при- меры в разных складча- тых областях
21	Пестроцветно-метакарбонат- но-метатерригенная	МА+ПГ+К	B5	Арбатская и шагонарская свиты Запад- ного Саяна и Тувы, горношорская свита, верхняя половина ∈ ₁₋₂ и ∈ ₃ —0 многих районов, D ₂₋₃ Белоублиской (Холзунской) зоны	Тоже
зитоид К — к аркозі	Примечание. МАБ – метабази ного состава, П-плагиогранито-тней альцитовые мраморы (мраморизова и, Кф-кератофиры их туфы, Пу-	ты андезито-базальт (сы, БГ –базальтоидн цные породы), УГ – плагиограниты, Ү	ового состава, MB – пые метаграувакки (ал К – углисто-карбонат - граниты, Сп – се	прочие метабазиты, МГ—метагаббро, ПГ—плагис ифиболовые сланцы), Кр—кремнистые сланцы, УКр ные сланцы, МП — метаморфизованные пслит эпентиниты.	гнейсы, плагиограувакки анде- углисто-кремнистые сланцы, ы, МА метаморфизованные

тей метаморфизма, группа А может быть подразделена более дробно (А. A_2, \ldots .).

Группа Б соответствует типу 5(зеленосланцевый) и 9 (глаукофан-сланцевый), В — типу 5 (зеленосланцевый). Г-4 (типу начального метаморфизма).

По составу эти формации, как видно из табл. 1, могут быть объединены в 3 группы, как и в обобщенном варианте классификации формаций всего Мира (Добрецов и др., 1974): метапелитовые (+ кислые) с подчиненной ролью метабазитов (<10%) и карбонатных пород (≤ 5%); существенно метабазитовые (>50%) с переменным количеством метапелитов и кремнистых пород; карбонатные и смешанные с переменной долей карбонатных пород.

Но в большинстве случаев потребовались более дробные подразделения по составу, поэтому в каждой клеточке табл. 1 оказалось от 1 до 3 формаций. Например, в группе А (формации фундамента и зональные комплексы) среди метапелитовых выделены формация 2 — зональная сланцево-гнейсовая (c двумя подформациями) и 4 — гранитогнейсовая с мигматит-плутонами, среди карбонатных и смешанных — зональная карбонатно-сланцево-гнейсовая (За) и глиноземисто-метакарбонатная (3б). В группе В (раннегеосинклинальных зеленосланцевых формаций) среди существенно метабазитовых формаций две — с примесью карбонатных пород (9) и без них (10); среди карбонатныхсланцево-кальцитовая (5), сланцево-доломитовая (6), пестрая карбонатно-зеленосланцевая (7).

Среди формаций офиолитовых зон, кроме собственно офиолитовой формации (13), включающей также зоны меланжа и амфиболиты, выделены спили-(14 — верхняя то-углисто-сланцевая часть офиолитовой «триады» с двумя подформациями), а также две глаукофан-сланцевых формации (11 и 12).

Наибольшее число дополнительных подразделений приходится вводить в в группе Г — геосинклинальных осадочно-метаморфизованных формаций. Эти формации, названные «осадочно-метаморфизованными» достаточно условно, являются промежуточными между собственно метаморфическими и вулканогенно-осадочными формациями, поскольку в них еще хорошо сохраняются признаки первичных пород, фиксирующих обстановку осадконакопления и вулканизма. Эти формации в зависимости от цели исследования можно относить либо к метаморфическим, либо вулканогенно-осадочным (так же, как и вулканогенно-осадочные рассматривают в зависимости от цели как вулканогенные или осадочные).

При включении их в общую таблицу классификации матаморфических формаций (табл. 1 и 2) приходится учитывать такие «неметаморфические» признаки, как характер терригенных толщ (глинистые, граувакковые или флишоидные), более полный состав вулканитов (андезитовые порфириты, ортофиры и др.). В этом смысле выделение и классификация осадочно-метаморфизованных формаций являются приблизительными, в определенной мере условными, поэтому для них не приведено подробных сопоставлений с другими регионами.

ПРИМЕРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

При характеристике типичных примеров формаций, как и в табл. 2, главное внимание уделено собственно метаморфическим формациям групп А и В, в меньшей степени группе Б и их корреляции с особенностями магматизма, глубинного строения и металлогении (см. рис. 1).

Формации фундамента и зональные комплексы

В эту группу отнесены как формации фундамента, так и зональные метаморфические комплексы дискуссионного происхождения. Так, Южно-Чуйский и Тонгулакский (Курайский) комплексы в Горном Алтае одни авторы рассматривают как продукт палеозойского зонального метаморфизма, наложенного на кембро-ордовикские отложения (Кузнецов, 1952; Дергунов, 1967; Скуридин, 1964; Михалева, Скуридин, 1972), другие (Родыгин, 1967; Лепезин, 1972, уст. сообщ. Ю. М. Соколова) считают, что только хлоритовая и частично биотитовая зоны этих комплексов наложены на палеозойские отложения, а центральная (большая) часть их относится к докембрию и претерпела (особенно в приконтактовых зонах) палеозойский зеленосланцевый диафторез. Аналогичные проблемы существуют для большинства метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау (Летувнинкас, 1967; Долгушин, 1969; Шепель, 1972; Ивонин, 1971; Лепезин и др., 1975), Иртышской зоны смятия и Курчум-Кальджирского комплекса Рудного Алтая (Григайтис, 1963; Хорева, 1963, 1969; Васильева, 1966; Кузебный, 1973; и др.).

Но если даже принять первую точку зрения (о палеозойском возрасте), то и тогда эти комплексы входят в состав метаморфического фундамента, но он оказывается сложным по генезису и разновозрастным, т. е. сформировался в конце ордовика (или девона в Рудном Алтае). Рассмотрим конкретные примеры формаций этой группы.

Плагиогнейсово-амфиболитовая формация. Типичными и относительно хорошо изученными примерами этой формации являются конжинская (колтасская) свита и ее аналоги в Кузнецком Алатау, Когдарский комплекс в Западном Саяне и Курчум-Кальджирская толща в Рудном Алтае.

Конжинская (колтасская) свита наиболее детально изучена в Ташелгинском районе А. Б. Шепелем (1972), Лепезиным и др. (1975), поскольку вмещает железорудные месторождения Ташелгинской группы (рис. 2). Состоит из амфиболитов, плагиогнейсов и плагиомигматитов с прослоями кварцитов и карбонатных пород. По соотношению амфиболитов и плагиогнейсов выделяется нижняя подсвита мощностью 1000 м и верхняя в виде полосы шириной 2—4,5 км.

В амфиболитах характерны парагенезисы: $\Pi_{38-80} + Por_{49-57} \pm \Xi_{50-52} + \Gamma_p + K_B$, $\Pi_{53-90} + Por_{42-60} + M_{25-48} + E_{48} \pm K_{1111} \pm K_B$.



Рис. 2. Схематическая геологическая карта железорудных месторождений Ташелгинской группы. Составлена А. Б. Шепелем.

конжинская свита среднего протерозоя; 2 — терсинская свита нижнего рифея; 3 — ташелгинская свита среднего рифея; 4 — мундыбашская свита среднего кембрия; 5 — Тебинский габбро-диоритовый комплекс среднего протерозоя — рифея; 6 — Ташелгинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс среднего рифея. Томский гранитоидный комплекс среднего рифея; 7 — порфиробластовые калиевые граниты;
10 — Тельбесский комплекс ордовик-силурийского возраста (граниты, гранодиориты, диориты, габбро и т. д.);
11 — скарны и магнетитовые руды;
12 — зоны тектонических нарушений;
13 — геологические границы; фации метаморфизма:
14 — зеленых сланцев.

Среди плагиогнейсов наиболее многоминеральная ассоциация $\Pi_{\pi_{26-34}}$ + $+ \operatorname{Eu}_{43-52}$ + Tp + Cun + $\operatorname{Kb} \pm \operatorname{Knm} \pm \operatorname{Mr}$. В бассейне р. Ташелга встречен также дистен (Летувнинкас, 1967). В карбонатных породах отмечены парагенезисы Ka + Ck_{90} + $\Pi_{\pi_{42}} \pm \Im_{\Pi_{13-18}}$ + Kb ; Дол + Mm + $\Pi_{\pi} \pm \operatorname{Knm}$. Эти ассоциации соответствуют преимущественно биотитсиллиманитовой (амфиболитовой) фации B_2 .

По минералогическим геотермобарометрам условия метаморфизма оценены А. Б. Шепелем в 650—800°С, P = 6-11 кбар. Средний состав плагиогнейсов и амфиболитов конжинской свиты соответствует (по А. Б. Шепелю) андезитам и базальтам (табл. 3). Амфиболиты колтасской свиты, по данным И. П. Ивонина (1971), являются вероятным аналогом конжинской свиты и широко распространены в Кузнецком Алатау. Они охарактеризованы в табл. 3, отличаются только повышенной титанистостью.

Конжинская свита, по А. Б. Шепелю (1972), перекрывается терсинской, в которой найдены нижнерифейские водоросли. Терсинская свита более карбонатная и менее метаморфизована (фация B_3 , см. ниже) согласно С. С. Долгушину (1969). Эти свиты, возможно, связаны постепенными переходами и представляют разные метаморфические зоны в одной толще, о чем может свидетельствовать сходство составов метабазитов терсинской и конжинской (колтасской) свит (см. табл. 3). Возраст метаморфизма конжинской свиты, определенный К — Аг методом по амфиболам из разных точек Томского выступа, датируется как докембрийский. Наиболее древние цифры — 1730—1800 млн. лет (З даты), единичная цифра — 1470 (\pm 80) млн. лет и более молодые даты (5 дат) — 578—865 млн. лет (Лепезин и др., 1975).

Конжинская свита севернее, в пределах Терсинского выступа, преимущественно метабазитовая (амфиболиты, биотит-роговообманковые сланцы с прослоями метапелитов и известняков) и слабее метаморфизована (фация В₃). В амфиболитах отмечены ассоциации Рог + Пл + Би +

Амфиболито-плагиогнейсовая формация

				Кузнецки	й Алатау				Курай- ский выс-	рай- Енисей- выс- ский	Стык Северо-Саянского и Борусского			
Окисел		конжинсь	ая свита		терсинская свита колтасская свита		- туп, Ку- кряж, райский тейская комплекс серия	поясов, Когдарский комплекс						
	1			2		3	4	*	5	6	7		8	
	x	8	x	8	x	s	- x	8	x	x	x	s		8
SiO ₂	60,81	5,35	48,92	2,56	50,91	4,67	49,63	3,23	51,24	48,61	65,79	3,24	69,20	1,30
TiO ₂	0,75	0,23	0,99	0,37	1,07	0,58	1,75	0,95	1,39	1,51	0,27	0,08	0,25	0,08
Al ₂ O ₃	17,01	2,35	16,73	1,70	17,28	2,19	16,81	1,77	14,72	15,00	16,75	1,47	15,79	1,13
Fe ₂ O ₈	1,85	1,17	3,50	1,17	3,14	1,41	3,85	2,12	4,83	4,82	1,62	0,43	1,15	0,41
FeO	5,72	1,17	7,60	1,56	8,24	1,72	9,58	2,30	7,78	8,58	2,02	0,45	2,10	0,73
MnO	0,16	0,06	0,15	0,07	_	_	-	—	_	-	0,08	—	0,12	—
MgO	3,23	0,65	6,24	2,05	5,74	2,80	6,58	2,42	6,12	6,41	1,05	0,38	1,03	0,34
CaO	3,59	1,22	10,92	1,98	9,67	2,73	7,84	2,89	10,23	9,39	4,35	0,60	2,71	0,39
Na ₂ O	2,98	1,02	2,28	0,59	2,65	1,00	2,97	1,10	2,40	2,09	4,39	0,21	4,35	0,20
К ₂ О	2,12	0,47	1,10	0,65	1,29	0,90	0,99	0,82	0,88	0,67	2,32	0,37	1,89	0,48
P ₂ O ₅	0,19	0,02	0,29	0,26	_	_	-	—	—	-	0,18	—	0,09	—
П. п. п.	1,03	0,39	1,12	0,56	-	-		-	-	-	0,06	-	0,12	_
Сумма	99,44		99,84		99,99		100,00		99,59	97,08	98,88		98,80	
Число ан.	17	7	2	8	49)	40	6	8	77	8	3	1	0
Na ₂ O/K ₂ O	1,41		2,07	-	2,05	-	3,0	_	2,72	3,12	1,90	-	2,30	

Примечание. Здесь и в табл. 4—6: — среднее содержание; s — стандартное отклонение. 1 — плагиогнейсы, 2—6 — амфиболиты, 7—8 — плагиограниты типа I и II. 1, 2 — по А. Б. Шепелю (1972), 3—6 — по А. Ф. Белоусову и др. (1976), 7, 8 — по В. П. Коробейникову (1971).

• Анализ породы, пересчитанный на «сухое» вещество.

5

+ Γp + K B + K a; Por + Πn + E u + $K B \pm \Gamma p$, в метапелитах - K B + + Πn + M y + E u + A H d + C u n + C T + Γp + K o p d(?); K B + Πn + + M y + E u + $\Gamma p \pm C T$. Следует отметить, то в Терсинском выступе встречаются андалузит и силлиманит, но неизвестен дистен, а в Томском известны все три минерала (Летувнинкас, 1967; Лепезин и др., 1975).

известны все три минерала (Летувнинкас, 1967; Лепезин и др., 1975). Когдарский комплекс расположен в восточной части Западного Саяна на стыке Северо-Саянского и Борусского офиолитовых поясов. Аналогичный комплекс намечается (Коробейников, 1971) севернее западной оконечности Борусского пояса (в междуречье Енисей — Абакан). Наконец, амфиболиты, сходные с когдарскими, вскрыты в ряде скважин в юго-западной части Минусинской впадины. По-видимому, аналогичные образования широко распространены в фундаменте северной части Западного Саяна и в южной части Минусинской впадины, а севернее переходят в подобные формации Кузнецкого Алатау. По данным В. П. Коробейникова (1971), комплекс сложен амфиболитами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, в которых выделяется альмандин-роговообманковая (шириной около 1 км), олигоклазовая (III) и андезин-диопсидовая (IV) зоны. Для метабазитов (амфиболитов) характерны следующие ассоциации: зона II — Рог + Би + Альм + Аб + Эп + Кв ± ± Мт, ап; зона III — сине-зел. Рог + Би + Альм + $\Pi \pi_{16-20}$ + Эп + + Кв + Мт ± Калц, ап; зона IV — зел. Рог (Ng = 1,675) + Ди (2V = $= +64^{\circ}$) + $\Pi \pi_{38-40}$ + Eu + KB + MT; Por_{47-62} + $\Pi \pi_{35-40}$ + KB + + Мт ± Альм.

Плагиогнейсы и кристаллические сланцы характеризуются следующими ассоциациями: зона II — Му + Би + Аб + Альм + Кв + Эп + + Хл ± Ап, Турм; зона III — Би ± Му + Пл₁₆₋₂₀ + Эп + Кв + + Мт ± Рог; зона IV — Би ± Пл + Кв + Гр + Сф ± Му (Му в переходной подзоне).

В зоне IV присутствуют плагиомигматиты и плагиограниты, которые подразделены на метаморфические (тип I) и параавтохтонные интрузивные (тип II). Средние составы плагиогранитов приведены в табл. З. По мнению В. П. Коробейникова, этот комплекс через биотитовую зону постепенно переходит в метаморфические сланцы джебашской серии. Однако биотитовая зона слагает узкий перешеек между двумя разломами и, мы считаем, имеет тектонический контакт с Когдарским комплексом.

Карбонатные формации (зональная карбонатно-сланцево-гнейсовая и глиноземисто-метакарбонатная) в Кузнецком Алатау тесно ассоциируют с вышеописанной плагиогнейсово-амфиболитовой и в ряде случаев связаны с ней постепенными переходами. В частности, к карбонатно-сланцево-гнейсовой подформации могут быть отнесены часть разреза конжинской (колтасской) свиты и терсинская свита Ташелгинского района. Однако в целом эти формации в Кузнецком Алатау характеризуют более высокий стратиграфический уровень, соответствующий низам енисейской серии и (или) зональным комплексам в ней.

В Восточном Саяне к карбонатным метаморфическим формациям относится мощная дербинская серия, датируемая нижним протерозоем и соответствующая примерно уровню плагиогнейсово-амфиболитовой формации в Кузнецком Алатау. Таким образом, устанавливаются два стратиграфических уровня карбонатных формаций: дорифейский (с переходом к амфиболитовым формациям) и рифейский (нижне-, среднерифейский?). Оба уровня наиболее отчетливо прослеживаются на флангах рассматриваемой области — в Восточном Саяне и Сангилене.

Дербинская серия — пример древней (дорифейской) карбонатной формации. Ее возраст древнее 1500 млн. лет (Дибров, 1974; Парфенов, 1967). Слагает бо́льшую часть Восточно-Саянского антиклинория (Протеросаяна) и имеет трехчленное строение (Хоментовский, 1957; Хильтова, Крылов, 1964; Берзин, 1967; Парфенов, 1967; Дибров, 1974). Нижняя часть—алыгджерская свита мощностью 1,5—2 км — выделяется в центральной и восточной частях антиклинория и относится преимущественно (особенно нижняя часть) к амфиболит-плагиогнейсовой формации (амфиболовые, пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы, местами мигматиты, прослои кварцитов и мраморов). Верхняя подсвита этой свиты (кальцифиры, мраморы с биотитом, кальцитсодержащие биотитовые гнейсы) к востоку выклинивается, а в западной части почти полностью замещает амфиболитплагиогнейсовую формацию. Этот пример, как и в Кузнецком Алатау, подтверждает взаимопереходы амфиболит-плагиогнейсовой и гнейсовокарбонатной формаций. Остальная часть разреза серии сложена дербинской свитой графитистых мраморов (3—5 км) и карбонатно-сланцевой жайминской (каменской) свитой (до 2 км).

Дербинская свита разделяется на две подсвиты — кварцито-мраморную внизу и существенно мраморную (с прослоями графитистых кварцитов и линзами амфиболитов) вверху. Жайминская (каменская) свита характеризуется ритмичным чередованием биотитовых, биотит-амфиболовых, биотит-амфиболово-карбонатных сланцев, кристаллических известняков, известковистых кварцитов и сопоставляется с метаморфизованным карбонатным флишем.

Метаморфизм дербинской серии довольно однороден (Хильтова, 1964) и несколько убывает лишь вверх по разрезу и в периферических зонах от ортоклаз-силлиманитовой зоны (фация B₂) до мусковит-силлиманитовой (высокотемпературная часть фации B₃). Обычные ассоциации в мраморах: Ка + Ди + Скап + Кв + Граф ± Кпш; Ка + Дол + + Флог ± Амф (породы с амфиболом и микроклипом пространственно ассоциируют с протерозойскими гранитоидами). В гнейсах и кварцитах преобладают ассоциации без мусковита: Кв + Пл₃₀₋₄₀ + Гр (21-28% пиропа, 6-7% Са-компонента) + Би + Сил ± Кпш, иногда отмечаются двуслюдяные гнейсы и кварциты. Для метабазитов характерны парагенезисы Ди + Рог + Пл₃₀₋₅₀ + Кв ± Би; Рог + Пл₃₀₋₄₀ + Гр (6-11% пиропа, 35-40% Са-компонента) ± Кв. В юго-восточной части антиклинория в зонах разломов незначительно проявлен зеленосланцевый диафторез.

Близким возрастным аналогом дербинской серии являются б алы ктыгхемская и чартысская свиты Сангилена, залегающие выше гнейсовой серии (тесхемская и мугурская свиты) и несомненно перекрываемые рифейской нарымской свитой (Лепезин, Ушакова, 1974).

Балыктыгхемская свита — аналог дербинской. В ней преобладают графитистые мраморы, содержащие отдельные прослои амфиболитов, гнейсов, кварцитов.

В чартысской свите переслаиваются мраморы, плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты, т. е. она сопоставляется с жайминской и является переходной к амфиболит-плагиогнейсовой формации. По минеральным ассоциациям породы этих свит соответствуют преимущественно эпидот-амфиболитовой (В₃) фации. Так, в центральной части нагорья Сангилен в породах чартысской свиты наблюдались следующие ассоциации: в карбонатных породах и метабазитах — Би + Ка + Эп ± Му + Пл + Кв; Би + Рог + Ка + Эп + Пл + Кв; Би + Рог + Ка + Эп + Пл + Кв; Би + Рог + Ка + Эп + Пл + Кв; Би + Рог + Ка + Эп + Пл + Кв; В плагиогнейсах — Пл + Кв + Му + Би + Гр ± Сил; Пл + Кв + Би + Му + Кпш ± Эп; Пл + Кв + Би + Рог + Кпш ± Ди; юго-западнее в районе Цоригин-Гола: Ка + Акт + Му + Эп + Кв + Пл + Би; Кв + Пл + Би + Му+Хл(?) + Анд + Ст + Гр.

Рифейским сланцево-карбонатным формациям соответствует терсинская свита и бо́льшая часть енисейской серии Кузнецкого Алатау, баратальская свита Горного Алтая и Салаира, верхняя часть кувайской серии (манская и урманская свиты), нарынская свита (серия ?) Сангилена и др. Они обнаруживают переходы к зеленосланцевым (как метабазитовым, так и глиноземистым) формациям. Здесь мы опишем примеры наиболее высокотемпературных карбонатных толщ предположительно рифейского возраста.

Терсинская свита. Является, вероятно, нижней частью существенно карбонатной енисейской серии рифея (с переменной ролью известковых пород и доломитов), в которой отмечается неоднородный метаморфизм от фации зеленых сланцев (В₄) до эпидот-амфиболитовой (В₉).

В терсинской свите Ташелгинского района мощностью более 1,5 км преобладают кальцитовые и доломитовые мраморы с тремолитом (Ка + + Трем + Кв + Пл + Му \pm Би; Дол + Трем + Флог \pm Му). В подчиненном количестве встречаются метапелиты (микрогнейсы), амфиболиты и амфиболовые сланцы, кварциты и кварцито-сланцы. Ассоциации в метапелитах и кварцито-сланцах: Кв + Пл + Би + Му + Анд + + Гр + Сил; Кв + Пл + Му + Би + Анд + Сил; Кв + Пл + Гр + + Би + Му \pm Амф. По остаткам водорослей возраст свиты определяется как нижнерифейский (Шепель, 1972).

Примерный аналог енисейской серии — также баратальская свита рифея Горного Алтая, сложенная мраморизованными известняками с прослоями кварцитов и метабазитов. К этой же свите относятся, вероятно, и породы, вмещающие Чаустинское месторождение дистена (Лепезин, Ушакова, 1974). Правда, в этой работе предполагается вслед за Ю. А. Спейтом, что эти породы относятся к более молодой верхнерифейской каянчинской свите, перекрывающей зеленосланцевую манжерокскую свиту. Однако более высокая степень регионального метаморфизма пород Чаустинского месторождения и характер контакта противоречат этому предположению. Контакт карбонатных метаморфических пород и подстилающих метабазитов манжерокской свиты носит тектонический характер (вероятно, типа надвига).

Баратальская свита Чаустинского района имеет контрастный состав, выделена нами в глиноземисто-метакарбонатную подформацию. Среди преобладающих доломитов наблюдаются пачки (до 150 м) амфиболитов, ставролитовых и дистеновых сланцев (гнейсов). Дистенсодержащие глиноземистые породы нигде не контактируют с доломитами. Между ними располагаются амфиболиты, обнаруживающие реакционные соотношения с глиноземистыми породами: доломиты \rightarrow амфиболиты (Пл + Por + Кв + Кцо ± Ка ± Сф) \rightarrow гранатовые амфиболиты (Кв + $\Pi \Pi_{0-34}$ + Por₅₅₋₅₆ + Γp_{77-80} ± Би ± Эп, Сф) \rightarrow реакционная зона (Кв + $\Pi \pi_{20}$ + Por₅₃ + Cт + Γp_{75} ± Би) \rightarrow ставролитовые сланцы (Кв + $\Pi \pi$ + Би + Ст + Му ± Дис) \rightarrow дистеновые породы (Кв + $\Pi \pi$ + Му + Би + Ди ± Сил).

Гранатовые амфиболиты также, возможно, являются реакционными образованиями (или мергелями?) и содержат, как и реакционная зона, роговые обманки с аномально высоким содержанием Al_2O_3 (до 18 вес. %). Такие роговые обманки, по мнению Г. Г. Лепезина и Е. Н. Ушаковой (1974), могут рассматриваться как поисковый признак на высокоглиноземистое сырье (возможно, метаморфизованные бокситы в доломитах). Дистен и корунд (в шлихах) распространены в поле баратальской свиты и севернее Чаустинского участка.

Зональная сланцево-гнейсовая формация, хотя и обнаруживает переходы к вышеописанным формациям, в целом характеризует другой сиалический — тип фундамента. К ней относятся тесхемская и мугурская свиты Сангилена; Южно-Чуйский (Кепежинскас, Мельгунов, 1971), Тонгулакский (Лепезин, 1972; Родыгин, 1968), Прителецкий и Коныйско-Бедуйский (Дергунов, 1967) комплексы (зоны) Горного Алтая; отдельные более мелкие выступы в районе Белокурихи и северной части Иртышской зоны смятия (Васильева, 1966; Хорева, 1969). Эта же формация, повидимому, вскрыта скважинами в районе Алейска и Барнаула.

Южно-Чуйский зональный комплекс наиболее детально описан в работах К. Б. Кепежинскаса и С. В. Мельгунова (1971),



Рис. 3. Петрохимические особенности метаморфических формаций. 1 — филлито-гнейсовая формация; 2 — плагиогнейсово-амфиболитовая; 3 петматиты и анатектиты; 4—офиолиты; 5 —глаукофан-сланиевая и зеленосланцевая формации; 6 — карбонатно-зеленосланиевая формаций; границы: 7 — СаО, 8 — Na₂O/K₂O; 9 — составов офиолитовых формаций.

особенно в отношении минералогии, петрохимии и петрологии метаморфизма. Возраст этого комплекса остается дискуссионным. По мнению упомянутых авторов, наблюдаются все постепенные переходы от слабометаморфизованных кембро-ордовикских отложений горноалтайской серии до гнейсов и мигматитов, т. е. возраст комплекса нижнепалеозойский (силурийский?). Согласно другим авторам (Родыгин, 1968; Соколов и др., 1977), между биотитовой зоной и более высокотемпературными зонами контакт тектонический (этот разлом показан па большинстве съемочных карт), высокотемпературное ядро претерпело два этапа метаморфизма и деформаций и в своей основе является более древним выступом докембрийского фундамента. По составу породы всех зон (табл. 4) сходны (в этом и заключается объективная трудность расчленения комплекса), но все же породы низкотемпературных зон I и II отличаются от более высокотемпературных значимо более низким содержанием Σ FeO. В то же время метаморфизм посит отчетливо изохимический характер в отношении главных компонентов. При сравнении с плагиогнейсами предыдущей формации (см. табл. 3) видно систематическое более низкое содержание СаО и отношение K_2O/Na_2O (рис. 3).

В зоне I присутствуют слабометаморфизованные породы с предельной ассоциацией Кв + Аб + Хл +«Сер» \pm Эп \pm Ка, в зоне II предельная ассоциация Кв + Пл + Му + Би + Хл \pm Эп. В зопе III появляются гранат, кордиерит, андалузит в следующих парагенезисах: Кв + Би + + Му + Пл + Хл + Гр; Кв + Пл + Би + Хл + Гр + Корд; Кв + Пл + Би + Му + Хл + Корд; Кв + Пл + Му + Хл + Анд.

В зоне IV широко распространена ассоциация ставролита с мусковитом и кварцем, в середине зоны появляется парагенезис Анд + Сил + + Дис. На востоке преобладают ассоциации с дистеном, па западе, где обнаруживаются интрузивные гранигы, характерны парагенезисы с андалузитом. Предельные ассоциации следующие: Кв + Пл + Би + Му +

	Южно-Чуйский хребет											
Окисел					филлито-гнейсы							
		1		2	4 50	3		4		5		
	- x	8	x	s	- x	s	\overline{x}	8	- x	s		
SiO ₂	59,58	4,26	62,45	3,80	61,83	3,91	62,19	4,92	62,61	5,16		
TiO ₂	0,80	0,10	0,76	0,14	0,69	0,15	0,70	0,17	0,82	0,44		
Al_2O_3	15,92	1,61	14,60	2,15	15,65	2,40	15,21	2,57	15,03	1,46		
Fe ₂ O ₃	3,60	1,35	2,63	1,35	2,26	1,01	2,47	2,46	2,42	2,98		
FeO	4,08	0,97	4,34	1,35	5,77	1,63	5,65	2,46	5,26	2,25		
MnO	0,17	0,08	0,14	0,05	0,16	0,07	0,15	0,05	0,10	0,06		
MgO	4,83	0,85	4,63	0,56	4,11	1,01	4,14	0,85	4,05	1,58		
CaO	2,26	1,31	2,78	0,72	2,32	0,79	2,44	1,09	2,28	1,03		
Na ₂ O	2,44	$0,\!65$	2,64	0,68	2,20	0,47	2,35	0,56	2,56	0,61		
К2О	2,39	0,80	2,26	0,67	2,64	0,90	2,43	0,62	2,54	0,88		
P_2O_5	-			_	-	_	-	_	-	_		
П. п. п.	3,54	1,35	2,39	1,20	2,16	1,10	1,74	1,00	1,95	0,90		
Сумма	99,61		99,62		99,79		99,47		99,62	· · · ·		
Число ан.	19)	14	14		13		1	8			
Na ₂ O/K ₂ O	1,02		1,17		0,83		0,97		1,01			

Примечание. 1—5 — анализы пород по К. Б. Кепежинскасу, С. В. Мельгунову вову (1967); 10 — по С. С. Долгушину (1969); 11 — по А. Б. Шепелю (1972).

 $+ X_{\pi} + C_{T} + Дис + Cил;$ Кв + Пл + Би + Му + Гр + Ст + Дис + + Сил.; Кв + Пл + Би + Му + Корд + Ст + Анд + Сил + Дис; Кв + + Пл + Хл + Му + Корд + Анд; Кв + Пл + Би + Му + Корд + Гр.

В зоне V исчезает ставролит, появляются обособления пегматитов (мощностью до 8 м), локально — мигматитов и автохтонных гранитоидов. Предельные ассоциации в гнейсах $KB + \Pi \pi + Eu + My + \Gamma p + Cun;$ $K_B + \Pi \pi + Eu + My + Kopg + Cun. Состав граната в этой зоне альмандиновый, в то время как в зоне IV он содержит повышенное количество MnO.$

Тонгулакский комплекс расположен на юго-востоке Горного Алтая в междуречье Башкаус — Кубадру. Представлен полосой кристаллических сланцев и гнейсов в 15—20 км шириной с общим северозападным простиранием. Детально изучен и описан в ряде работ (Кузнецов, 1952, 1963; Лепезин, 1972; Родыгин, 1967, 1968).

В Тонгулакском метаморфическом комплексе выделены (Родыгин, 1967) (снизу вверх) тонгулакская, ильдугемская, курумбы-айринская толщи и башкаусская свита.

Тонгулакская толща представлена гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и биотит-роговообманковыми сланцами. Характерные ассои гранито-гнейсовая формация

ПЕГМАТИ- ТЫ	автохт грани	онные гоиды	Иртышская зона, биотит-силлимани- товые гнейсы и мигматиты	и илителите и илители и илителители и илителители и илители и илитичени и илители и илитичени и илители и илит		Томский граниты и гнеі	массив, гранито- ісы	Кузнецкий Алатау, мигматиты и анатек- титы		
6		7	8	9)	1	.0	1	1	
ā	\overline{x}	s	x	x	S	x	s	x	S	
73,57	63,92	2,85	66,52	69,12	1,76	70,56	2,98	75,44	2,37	
0,06	0,42	0,17	0,83	0,37	0,07	0,29	0,20	0,10	0,05	
14,4	17,38	2,00	14,94	15,39	0,79	14,82	1,15	13,18	1,04	
0,35	0,73	0,34	1,36	1,41	0,07	1,37	0,79	0,50	0,34	
1,84	3,87	1,43	4,90	2,39	0,40	1,80	0,55	0,88	0,38	
0,06	0,09	—	0,03	0,10	0,05	0,06	0,03	0,08	_	
0,10	1,88	0,40	3,39	1,46	0,18	0,51	0,34	0,26	0,27	
2,23	4,50	1,18	1,43	2,56	0,55	1,79	0,61	1,56	0,48	
4,32	4,20	0,88	2,19	3,74	0,25	4,18	1,16	3,68	0,55	
2,18	1,76	1,40	2,84	3,24	0,30	3,68	0,80	3,13	1,18	
0,03	0,11	0,08	-	0,05	_	-	—	0,10	-	
0,21	0,77	0,45	1,50	0,36	-	0,63	0,80	0,52	0,47	
	99,62		99,93	100,19		99,63		99,43		
3	7		4		5		50		18	
1,98	2,39		0,77	1,15		1,14		1,18	, i	

(1971); 6, 7 — данные С. В. Мельгунова; 8—по В. И. Васильевой (1966); 9—по А. Б. Дергу-

циации Корд + Би + Му + Сил + Кв и Корд + Гр + Сил + Кв. Ильдугемская толща сложена кварц-силлиманит-мусковит-биотит-кордиеритовыми, кварц-ставролит-кордиеритовыми, кварц-силлиманит-ставролитгранат-кордиеритовыми гнейсами, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми сланцами, гранито-гнейсами. В курумбы-айринской толще (восточное крыло) преобладают гнейсы со следующими минеральными ассоциациями: Корд + Би + Му + Хл + Кв; Корд + Би + Гр + Му + + Хл + Кв; Корд + Би + Му + Кв; Корд + Би + Гр + Му + + Хл + Кв; Корд + Би + Му + Кв; Корд + Би + Анд + Му + Кв. Западное крыло выполнено в основном метабазитами (Рог + Би + Му + + Пл + Кв; Рог + Би; Рог + Кцо). Отложения башкаусской свиты представлены Кв + Хл + Му; Кв + Хл + Му + Би сланцами, подчиненными актинолитовыми сланцами. Метабазиты в целом составляют около 10% объема комплекса, наиболее многочисленны они в тонгулакской и курумбы-айринской толще (на западе).

На основании изменения минеральных парагенезисов метапелитов (как наиболее чувствительных к меняющимся P - T условиям), ограниченных изоградами, Г. Г. Лепезиным (1972) выделены четыре метаморфические зоны (с северо-востока на юго-запад и с запада на восток): 1) зона A с парагенезисом Kв + Xл + My + Би; 2) зона Б — Kв + Хл + + Му + Би + Корд, Кв + Хл + Му + Би + Гр + Корд, Кв + Му + + Би + Корд, Кв + Му + Би + Анд + Корд; 3) зона В - Кв + Му + + Сил + Би + Корд, Кв + Сил + Ст + Гр + Корд, Кв + Сил + + Би + Ст + Корд; 4) зона Γ -Кв + Му + Би + Сил + Корд, Кв + + Би + Сил + Гр + Корд.

Прителецкий и Копыйско-Бедуйский зональные комплексы располагаются севернее Тонгулакского и образуют в совокупности зону плиной более 100 км и шириной по 30 км. На восточной окраине выделяются следующие метаморфические зоны (Дергунов, 1967): 1) слабо измененные песчаники и алевролиты (с хлоритом, альбитом и др.); 2) периферическая биотит-хлоритовая; 3) внутренняя биотитовая (с кордиеритом, иногда андалузитом); 4) центральная силлиманитовая. По мнению А. Б. Дергунова, зоны аналогичны Тонгулакскому (Курайскому) комплексу, но отличаются меньшим распространением сланцев, содержащих гранат или амфибол (метабазитов). В верховьях р. Бедуй наблюдались постепенные переходы по простиранию от биотитизированных песчаников до крупноузловатых биотит-кордиеритовых сланцев с крупночешуйчатым биотитом и гранатом. Мощность переходных зон невелика (около 0,5 км), вдоль контакта высокотемпературных зон присутствуют параавтохтонные (?) тела гнейсовидных плагиогранитов, поэтому пе исключена точка зрения И. Н. Казакова, В. М. Сенникова и других о том, что высокотемпературные сланцы зоны 4 (и частично 3) представляют блок докембрия, в сланцевом палеозойском обрамлении которого в связи с плагиогранитами (?) развивались более поздние зоны 2 и частично 3.

Гнейсовые толщи Сангилена (тесхемская и мугурская) по характеру метаморфической зональности сходны с Южно-Чуйским комплексом (Лепезин и др., 1974), а по стратиграфическому положению соответствуют нижней части дербинской серии (Дибров, 1974). По составу они отличаются повышенным количеством прослоев амфиболитов, мраморов и кварцитов и в этом отношении сходны с алыгджерской свитой дербинской серии и Тонгулакским комплексом. Перекрываются эти толщи карбонатной формацией (балыктыгхемская и чартысская свиты, см. выше). Наиболее полная зональность установлена в районе Ара-Булак, где выделяются зоны гранат-ставролитовая (Кв + Пл + Би + + Ст + Му + Гр + Хл), силлиманит-гранатовая (Кв + Пл + Би + + Сил + Γ р + Mу ± Анд, Кв + Пл + Би + Mус + Ст + Γ р + Анд, Кв + Пл + Би + Сил + Γ р + Ст, редко Кв + Пл + Би + Ст + Γ р + + Сил + Дис или Кв + Пл + Би + Мус + Сил + Гр + Дис) и силлиманит-калишпатовая (Кв + Пл + Би + Сил + Кпш + Мус ± Гр, Кв + Пл + Би + Гр + Корд + Сил, Кв + Пл + Би + Кпш + Анд + + Сил). На правобережье Эрзина отсутствует силлиманит-калишпатовая зона, а гранат-ставролитовой соответствуют две — андалузит-ставролитовая (Кв + $\Pi \pi$ + μ + My + Γp + $C\tau \pm Kopg$, Кв + $\Pi \pi$ + μ + μ $+ My + Aнд + Cт \pm Cил + Гр \pm Корд,$ Кв + Пл + Би + Му + + Корд + Гр) и ставролит-силлиманитовая (Кв + Пл + Би + Му + + Ст + Сил + Гр + Корд, Кв + Пл + Би + Мус + Сил + Ст + Гр, $K_B + \Pi \pi + Б u + M y + \Gamma p + K п ш).$

По данным Г. Г. Лепезина и др. (1974), находки андалузита в большинстве случаев ограничиваются низкотемпературными зонами, а все проявления дистена отпосятся к полям развития мусковитоносных пегматитов и приурочены к высокотемпературной зоне фации C_3 . Однако зональность по р. Ара-Булак, где в самой высокотемпературной зоне (фация B_2) присутствует андалузит, наличие подобных ассоциаций в широкой полосе (шириной до 15 км) вдоль контакта с параавтохтонными гранитами, а также несогласное налегание нарынской свиты, метаморфизованной до фации B_3 (см. выше) показывают, что ситуация здесь более сложная и необходимо выделять не менее 2—3 этапов регионального метаморфизма.



Рис. 4. Схема распространения формаций групп Б и Г в Алтае-Саянской области. 1 — зеленосланцсво-филлитовая формация; 2 — карбонатно-метабазито-сланцевая; 3 — метафлиподиритовая, ортосланцевая и метакарбонатно-метатерригенная; 6 — граничовая; 5 — пестроцветные пофиритовая, ортосланцевая и метакарбонатно-метатерригенная; 6 — граничоиды 0 — V; 7 габброиды; 8 — области гранитных максимумов; 9 — области гранитных минимумов; 10 — главные разломы; 11 — граница подтипов базитового типа фундамента; 12 — граница базитового и гранитогнейсового типов фундамента; 13 — отметки глубин гранитного слоя: граница распространения кислых (14) и основных (15) эффузивов в кембро-ордовние.

Мигматитовая (гранито-гнейсовая) формация включает участки, насыщенные мигматитами, а также гранито-гнейсы неясного происхождения. И те и другие тесно переплетаются с параавтохтонными (также нередко гнейсовидными) и интрузивными гранитоидами, образуя полихронные гранитоидные «массивы» (Добрецов, Попов, 1975), такие как Томский в Кузнецком Алатау. На рис. 1 и 4 они показаны условно, поскольку их расчленение и картирование — трудная и специальная задача. Вслед за Л. И. Салопом (1971) и В. Б. Василенко (1976) здесь можно выделить гнейсо-мигматитовые, мигматит-гранитные («мигматит-плутоны») и гнейсо-мигматит-гранитные комплексы (окаймленные гнейсовые купола). По-видимому, в Алтае-Саянской области присутствуют все три типа, но на рис. 1 показаны преимущественно 2 и З.

Из табл. 1 и 2 видно, что состав мигматитов и автохтонных гранитов не коррелируется с составом вмещающих гнейсов. Например, глиноземистые и калиевые толщи Южно-Чуйского комплекса содержат высоконатровые автохтонные гранитоиды. Такие же высоконатровые глиноземистые параавтохтонные гранитоиды (тип I) присутствуют в Когдарском амфиболит-плагиогнейсовом комплексе. Сходные калинатровые плагиограниты пониженной глиноземистости присутствуют как в Томском массиве и других районах Кузнецкого Алатау среди амфиболит-плагиогнейсовой и гнейсо-карбонатной формации, так и среди более глиноземистых и калиевых толщ Иртышской и Коныйско-Бедуйской зон. По-видимому, состав выплавляемых анатектитов и слабо перемещенных параавтохтонных гранитоидов больше определяется $P_{\rm H_2O}$ и $P_{\rm ofug}$, чем составом субстрата. В целом высоководные (и потому низкотемпературные) выплавки характеризуются более высокой натровостью.

Формации офиолитовых зон

Сюда относятся (см. табл. 2) глаукофан-сланцевые (зональная глаукофан-метабазитовая (11), глаукофан-зеленосланцевая (12)), а также офиолитовая (включая зоны меланжа и метасоматические амфиболиты) (13) и спилито-углисто-сланцевая (14) формации.

Из них наиболее сложный генезис имеет офиолитовая формация, в которую включены метаморфизованные гипербазиты, габбро и габбродиабазы, в формировании которых принимали участие магматические, метаморфические и метасоматические процессы. К спилито-углисто-сланцевой формации отнесены толщи, которые тесно связаны с офиолитовыми гипербазитами и габбро и часто включаются в состав офиолитов в качестве третьего члена, завершающего «разрез» офиолитов (Пейве и др., 1971). Однако такие взаимоотношения в большинстве случаев не очевидны, по степени метаморфизма эти толщи могут заметно отличаться от собственно офиолитов (метагаббро и гипербазитов). Пространственная и, по-видимому, генетическая связь офиолитов и глаукофан-сланцевых формаций хорошо известна (Добрецов, 1974а,; Добрецов и др., 1977).

Офиолитовая формация. Парагенезис интрузивных, эффузивных, осадочных и метаморфических пород был установлен давно в офиолитовых комплексах, но гипербазиты и габброиды долго рассматривались как более молодые, чем остальные члены ассоциации, и относились к разным интрузивным комплексам. По современным представлениям (Пейве и др., 1974; Добрецов, Пономарева, 1976; Добрецов и др., 1977), эта формация может рассматриваться как нижняя часть («фундамент») древней «океанической» коры, тектонически «выжатая» и надвинутая на более молодые формации в процессе сжатия и скучивания древних прогибов с океанической корой.

По нашему мнению, наиболее крупные офиолитовые пояса (Куртушибинский и Борусский в Западном Саяне, часть офиолитов Кузнецкого Алатау) содержат доказательства такой точки зрения, а другие (в Горном Алтае, Салаире и других районах) сильнее тектонически переработаны и представляют, по существу, тектонические клинья вдоль крупных зон (П. П. Кузнецов, 1976).

К уртушибинский офиолитов ый пояс представляет наиболее полный разрез офиолитов (Добрецов и др., 1977). В северной половине его четко обособляются три зоны (с юго-востока на северо-запад) (Добрецов, Пономарева, 1976): а) главное тело офиолитов; б) чингинская свита с «полосами» меланжа, в целом фиксирующая надвиги и складчато-покровную структуру этой зоны; в) метаморфические сланцы с прерывистой полосой глаукофановых сланцев. Последние нами относятся уже к другой формации и будут рассмотрены ниже.

Главное тело офиолитов сложено преимущественно гипербазитами, габбро и габбро-диабазами и прослеживается на 250 км в виде полосы шириной 0,5—10,0 км. Общий разрез офиолитов в верховьях р. Коярд представляется в следующем виде:

1. Дунит-гарцбургитовый комплекс струйчато-полосчатого строения, обусловленного неоднородным распределением ортопироксена,

		Курт	ушибински	й пояс		Борусский	й пояс	Северо- Саянский пояс				
	средне-	габ	бро	метаба	зальты	мет	абазаль	ты				
Окисел	взвешен- ное по офиолитам	x	s	x	S	x	s	x				
	1		2	3		4		5*				
SiO ₂	46,37	46,2	1,76	49,0	3,16	50,10	2,42	49,80				
TiO2	0,88	0,31	0,29	2,15	0,74	1,87	0,76	2,18				
Al_2O_3	10,3	18,4	0,82	14,0	1,56	14,71	1,01	15,12				
Cr_2O_3	0,13	0,06	—	-	_	—	- 1	-				
Fe_2O_3	2,07	2,57	0,41	2,02	0,96	3,56	2,51	4,15				
FeO	7,31	4,83	0,58	9,77	1,68	6,99	1,20	8,44				
MnO	0,12	0,11	-	0,17	_	0,22	0,06	_				
MgO	19,2	8,58	1,29	6,69	2,29	5,63	1,84	7,07				
CaO	6,17	13,05	0,46	7,15	2,13	9,59	2,09	8,53				
Na ₂ O	1,76	2,10	0,20	3,23	0,89	3,52	0,62	3,16				
K₂O	0,39	0,30	_	0,97	0,77	0,75	0,59	1,11				
P_2O_5	0,07	_	_	0,16	_	0,18	0,18	-				
П. п. н.	4,89	3,00	0,35	4,48	1,48	3,51	1,45	-				
Сумма	99,68	99,41		99,79	<i></i>	100,63		99,56				
Число ан.	97	1	7	4	5	10		23				
Na2O/K2O	4,51	7,0		3,33	1	4,70	_	2,85				

Офиолитовая формация

Примечание. 1—4— анализы заимствованы из работы Н. Л. Добрецова и др. (1977), 5 — из работы А. Ф. Белоусова и др. (1976)

* Анализ породы, пересчитанный на «сухое» вещество.

с жилками пироксенитов и родингитизированных габбро. Мощность более 3 км.

2. Переходная пироксенитовая зона брекчиевидно-полосчатого строения (0,2—0,3 км). Многие участки и особенно жилы клинопироксенитов амфиболизированы, пренитизированы и родингитизированы.

3. Полосчато-такситовые метаморфизованные габбро, неравномерно родингитизированные (внизу) и уралитизированные (вверху). Мощность 1-1,5 км. Породы отличаются от других метабазитовых формаций высоким содержанием СаО и Al_2O_3 , низким — TiO_2 и K_2O (табл. 5). В породах устанавливается двухэтапный метаморфизм и биметасоматоз (на контактах гипербазитов и габбро).

4. Габбро-диабазовый дайковый комплекс (1,5—2км), как и габбро, неравномерно амфиболизированный. Средневзвешенный состав офиолитов (с учетом мощностей) соответствует пикритам (см. табл. 5).

В подошве главного тела офиолитов среди углисто-кремнисто-спилитовой формации (чингинская свита, см. ниже) установлены полосы серпентинитов, прослеживающиеся на десятки километров. Наши исследования показали, что это — типичные зоны меланжа. Они сложены серпентинитовыми сланцами, в которые погружены линзовидные блоки массивных перидотитов, пород чингинской свиты и «чуждых» пород, не известных в ближайшем окружении: известняков, глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов.

В гипербазитах устанавливается несколько этапов метаморфизма, из которых поздняя серпентинизация (антигоритизация) связана с зеленокаменным метаморфизмом вмещающих пород чингинской свиты. От состава этих пород зависит характер серпентинизации — с карбонатами (при высоком μ_{CO_a}) или с бруситом (низкое μ_{CO_a}) и высоким CaO, вследствие чего наблюдается родингитизация (цоизитизация, пренитизация) включений и даек габбро, развитие тремолита, нефрита и др. (Добрецов и др., 1977). Ранняя аллометаморфическая серпентинизация и оталькование энстатита характеризуются очень восстановительной обстановкой (отсутствие магнетита, наличие когенита и самородного Fe, специфических сульфидов — см.: Еремеев, Сибилев, 1969, 1974) и, вероятно, связаны с ранней (океанической?) историей офиолитов. Наиболее ранние высокотемпературные метаморфиты и метасоматиты (породы с зеленой роговой обманкой, габбро-амфиболиты, относительно высокотемпературные родингиты с гроссуляром и везувианом) предшествуют ранней серпентинизации.

Офиолиты Борусского пояса представляют узкую полосу (шириной около 15 км в центральной части) с тектоническими контактами среди пород чингинской свиты и метаморфических сланцев докембрийской джебашской серии. По нашим данным (Добрецов и др., 1977), гипербазиты главного тела и породы чингинской свиты представляют, возможно, чешуи, надвинутые на метаморфические сланцы.

В строении этих чешуй принимают участие гипербазиты, образующие крупный линзовидный Борусский массив площадью более 200 км² и ряд более мелких линз и «полос», зоны меланжа, обособленные линзы метагаббро-амфиболитов, метаморфические сланцы акольской свиты (юговосточный край пояса), слабометаморфизованные эффузивы и углистокремнистые сланцы чингинской свиты, метаморфизованные диориты и плагиограниты Кантегирского массива. От Куртушибинского пояса отличаются небольшим количеством габброидов, отсутствием дайкового комплекса, наличием плагиогранитоидов, иным строением внешнего обрамления, а также составом и строением членов офиолитовой серии. Среди гипербазитов выделяются полосчатый дунит-энстатит-гарцбургитовый комплекс, гарцбургиты, лерцолиты, иногда верлиты, разнообразные серпентиниты, включая куммингтонитсодержащие антигоритовые серпентиниты. В этих породах в приенисейской части хр. Борус наблюдается метаморфическая зональность (Добрецов, 1963).

Зоны меланжа, представленные полосами серпентинитовых сланцев с обломками вмещающих и «чуждых» пород (тела жадеититов, альбититов, гранатовых амфиболитов, амфиболитов и амфиболовых сланцев, кварцитов, слюдистых и кварцевых пород), прослеживаются либо вдоль краев гипербазитового массива, либо подстилают главное тело гипербазитов (кл. Кашкарак).

История метаморфизма здесь достаточно сложная и многогранная. Главным отличием от Куртушибинского пояса является образование высокотемпературных полосчатых энстатит-гарцбургит-дунитовых пород, широкое развитие куммингтонитизации, повышенное давление и высокий потенциал Na₂O при образовании метасоматических пород (жадеититы, альбититы, отсутствие родингитов) (Добрецов, 1963; Добрецов и др., 1977).

Салаирский офиолитовый пояс залегает в верхнерифейских — нижнекембрийских вмещающих толщах и является примером зональных метаморфизованных поясов, как и Борусский пояс. Зональное строение связано с закономерной сменой одних разновидностей пород другими по простиранию пояса и по латерали (Колбанцев, 1974).

В ядерных участках сводовых структур (наиболее глубоко вскрытых участках гипербазитового пояса) преобладают массивы дунитового состава, к которым приурочена основная часть хромитовых проявлений. Периферийные части пояса сложены массивами гарцбургитового состава, интенсивно лизардитизированными. Вдоль западной границы пояса развиты габбро-диориты. В связи с зонами рассланцевания и участками развития габбро-диоритов наблюдается антигоритизация ультраосновных пород с последующей их карбонатизацией и оталькованием.

Спилито-углисто-сланцевая формация, как уже отмечалось, пространственно ассоциирует с офиолитовой. Она, по мнению многих исследователей, достраивала разрез офиолитов в «океаничсской» коре, затем тектонически оказалась перемешанной с ней. Примерами этой формации является чингинская свита Куртушибинского, Борусского и Северо-Саянского поясов, свиты Салаира, пространственно ассоциирующие с офиолитами, кондомская и, возможно, ташелгинская свиты западного склона Кузнецкого Алатау и др.

В Куртушибинском и Борусском офиолитовых поясах чингинская свита сложена в нижней части метаморфизованными пиллоу-лавами, туфами, дайками диабазов, прослоями метаграувакков и кремнистых пород, в верхней — графитистыми черными сланцами с прослоями метатуфов, метабазальтов, кремнистых пород. В самых верхах разреза, сопоставимых, возможно, с нижнемонокской свитой Северо-Саянского пояса, найдены фаунистические остатки вендского возраста (Ярошевич, 1971; Коробейников, 1971; Добрецов и др., 1977). Ранее эти толщи относились к нижнему кембрию.

По составу метабазальты чингинской свиты во всех поясах сходны (табл. 6), отличаются от других метабазитов высоким содержанием TiO_2 при повышенном MgO («океаническая тенденция»; Добрецов, 1975а) и повышенным содержанием Na_2O при пониженном CaO («спилитовая тенденция»). Спилитовая тенденция находится в контрасте с высоким содержанием CaO в нижележащих офиолитовых габбро и габбро-диабазах (см. табл. 5), благодаря чему точки метабазальтов и офиолитовых габбро занимают очень широкий интервал по CaO и Na_2O/K_2O (см. рис. 3).

Метаморфизм чингинской свиты неоднородный, колеблется от низкотемпературной части фации зеленых сланцев B_4 (ассоциации с пумпеллиитом, стильпномеланом) до средне- и высокотемпературных субфаций фации B_4 (эпидот-хлорит-альбитовые, актинолитовые и другие сланцы). Характерны, как правило, низкие давления CO_2 при метаморфизме, сопоставимые с редкостью карбонатных пород в этой формации, и пониженные в целом давления по сравнению с глаукофан-сланцевыми формациями.

Зональная глаукофан-метабазитовая формация в типичном виде представлена акольской свитой в Куртушибинском хребте (Западный Саян).

В бассейне р. Урбун эта свита пространственно ассоциирует с офиолитами Куртушибинского пояса, состоит преимущественно из метабазитов и обнаруживает зональность пенжинского типа (Добрецов, Пономарева, 1965).

Акольская свита представляет собой верхнюю часть (?) докембрийской джебашской серии (Коробейников, 1971) либо фациальный аналог чингинской свиты, совмещенной с ней по пологому надвигу в долинах рек Урбун и Акол. Глаукофановые сланцы развиваются по метаэффузивам и туфам основного состава, ассоциируют с черными углистыми сланцами, туфогенными и граувакковыми хлорит-карбонатными сланцами, кварцито-сланцами.

По ассоциациям метаморфических минералов породы акольской свиты разделяются на три зоны:

Глаукофан-сланцевые и зеленослан

	Теректинск Уймонска	кий горст, ая свита		Курт	ушибино	ский по	яс, ако:	іьская (свита					
Окисел		1		2		3		4	5					
	x	S	x	S	x	s	x	s	x	S				
SiO ₂	46,98	3,94	47,8	2,26	49,5	2,89	47,6	3,83	47,9	5,69				
TiO_2	2,73	0,97	2,45	0,75	2,54	1,11	3,10	0,43	2,30	0,83				
Al_2O_3	13,76	1,20	14,5	2,41	14,1	2,62	14,2	0,82	14,4	1,71				
Fe_2O_3	6,02	2,61	2,22	0,94	3,92	1,91	6,43	2,28	3,50	2,04				
FeO	7,17	4,52	10,3	2,17	7,76	2,17	5,28	1,61	6,78	2,93				
MnO	0,24	0,07	0,21	0,06	0,20	0,06	0,13	0,05	0,21	0,06				
MgO	5,72	2,19	4,85	1,12	4,16	0,93	4,23	0,77	5,43	1,81				
CaO	8,45	2,14	9,41	1,57	6,38	2,72	8,87	3,60	10,1	4,33				
Na ₂ O	3,34	0,99	3,23	0,73	5,13	1,15	4,07	1,00	2,94	0,98				
K₂O	0,64	0,57	●,65	0,38	0,97	0,94	0,75	0,55	0,58	0,44				
P_2O_5	_		0,14	0,21	0,62	0,68	0,43	0,07	0,21	0,20				
П. п. п.	4,61	2,82	3,81	0,96	4,63	2,65	4,50	2,55	5,62	3,41				
Сумма	99,66		99,57		99,91		99,59		99,97					
Число ан.	2	5	8			9	9)	1	3				
Na ₂ O/K ₂ O	5,22	20.200	4,97		5,29		5,42		5,07					

Примечание. 1 — анализ по Н. Л. Добрецову, Л. Г. Пономаревой (1972); 2—6 и 8. кофан-зеленосланцевая формация; 2 — лавсонит-глаукофановая зона; 3—промежуточная зона с зеленосланцевые метабазиты; 8 — состав пород джебашской серии в целом, в том числе карбонат сланцы (12).

1) лавсонит-глаукофановая, содержащая парагенезисы $\Gamma \pi + \Pi a B + X \pi + A \delta + K B + K a + Лейк + Сф, <math>\Gamma \pi + Bинч + ЛаB + X\pi + \Im \pi + \Pi y_M + C \tau \pi + A \delta + K B + K a + Гем, <math>\Gamma \pi + A \kappa \tau + \Pi a B + X \pi + \Pi y_M + C \tau \pi + A \delta + K B + C \phi + Гем;$

2) переходная (или кросситовая). Лавсонит и пумпеллиит наблюдаются здесь только вблизи границы с предыдущей зоной в сланцах без глаукофана : Лав + Акт + Хл + Эп + Ст + Му + Аб + Кв, Лав + Пум + Эп + Аб + Кв + Ка + Гем. Основная же масса пород представлена сланцами с кросситом или глаукофаном, не содержащими лавсонит: Кр + Хл + Пум + Му + Аб + Кв + Ка, Гл + Хл + Эп + + Стл + Му + Аб + Кв;

3) зеленосланцевая, представленная в основном актинолит- и эпидот-хлоритовыми, хлорит-альбитовыми сланцами. Из Na-амфиболов присутствует только винчит (ряд актинолит — глаукофан). Тип разреза (преобладание метабазальтов), метаморфическая зональность и ассоциации очень сходны с таковыми в Пенжинском поясе (Добрецов, Пономарева, 1965), для которых установлены $P \ge 9$ кбар, t=400-450°C.

Глаукофан-зеленосланцевая формация. Примером ее могут служить глаукофановые сланцы уймонской свиты Горного Алтая, залегающей,

^{*} Анализ породы, пересчитанный на «сухое» вещество.

цевые формации (метабазиты)

Борусский пояс, стантаскыльская свита		Енисейск сухопится	ий кряж, кая серия	Куртушибинский и Борусский пояса, джебашска серия					шская
6	9	1	7*	5	3	9	10	11	12
x	s	x	s	x	s			x	
47,91	4,33	49,36	2,25	51,59	5,67	42,84	53,39	55,23	68,33
2,86	0,95	1,21	0,57	1,37	0,85	1,38	0,98	1,79	0,43
14,34	1,50	16,46	1,75	13,48	1,72	12,00	12,87	14,94	10,54
4,62	2,08	2,98	1,75	3,12	2,31	2,64	2,95	3,37	2,60
8,44	2,22	6,96	1,77	5,31	2,34	4,29	6,15	5,61	2,73
0,19	0,04	_	_	0,21	0,08	0,18	0,19	0,15	0,11
5,25	2,39	8,17	1,96	3,97	1,52	2,94	4,83	3,81	2,74
8,50	4,43	12,03	2,60	9,24	3,71	17,04	7,70	6,83	3,63
3,16	1,63	2,40	0,78	2,63	1,03	3,43	2,19	3,52	1,71
0,55	0,45	0,43	0,45	1,35	0,74	0,51	1,34	1,17	1,57
0,32	0,39	_	_	0,21	0,25	0,27	0,15	0,27	0,08
3,87	1,63	-	_	7,54	2,64	13,00	7,27	3,32	4,67
100,01		100,00		100,02		100,52	100,01	100,01	99,23
1	7	20	6	3	5	6	6	6	6
5,74		5,58		1,95		6,72	1,63	3,01	1,09

12 — по Н. Л. Добрецову и др. (1977), 7 — по А. Ф. Белоусову и др. (1976); 1—глауглаукофаном по р. Урбун; 4— то же, по р. Коярд; 5— промежуточная зона без глаукофана; 6, 7 ные сланцы (9), карбонат-альбит-хлоритовые (10), карбонат-эпидот-хлоритовые (11), кварцито-

по данным А. И. Родыгина (1967, 1969) и В. М. Елистратова (1970), в основании теректинской серии протерозоя. Протягивается полосой вдоль южного обрамления Теректинского выступа и пространственно ассоциирует с мелкими телами серпентинитов. Уймонская свита сложена чередованием терригенных (метаграувакковых) сланцев и пачек метабазитов с прослоями сланцев и мраморов. Метабазиты (вулканогенные сланцы) составляют до 25—55% объема свиты (Добрецов и др., 1972). Мощность ее более 3 км.

Глаукофановые сланцы (альбит-, эпидот-, стильпномелан- и мусковит-глаукофановые) входят в состав пачек метабазитов мощностью до нескольких сот метров, содержащих прослои сланцев другого состава, в том числе кварцито-сланцев с пьемонтитом и спессартином. Глаукофансодержащие и зеленые сланцы (метабазиты) по составу не различаются и близки щелочным базальтам континентов (Добрецов и др., 1972). Минеральные ассоциации уймонской свиты: Гл + Акт (Винч) + Стл + + Кв, Гл (Кр) + Стл + Ка, Кр + Пьем + Стл (Би), Гл + Ка, Акт + + Стл + Ка, Стл + Гр (Мп), Пьем + Стл. Все они содержат дополнительно Кв + Аб + Хл + Эп + Му + Сф + Руд (Мт, Гем, Пир).

В целом породы уймонской свиты соответствуют эпидот-глаукофановой субфации глаукофан-сланцевой фации, переходной к зеленосланцевой. Возраст глаукофанового метаморфизма уймонской свиты определяется тем, что Тургундинский зональный комплекс (зональная плагиогнейсовая формация) пересекает уймонскую полосу и содержит породы с возрастом около 600 млн. лет (К — Аг метод; Родыгин, 1969).

Раннегеосинклинальные зеленосланцевые формации

К этим формациям отнесены зеленосланцевые толщи преимущественно рифейского, частично раинепалеозойского возраста, в которых обнаруживаются участки более высокотемпературных фаций В₃ и С₃, относящиеся, как отмечалось, к формациям группы А. В большинстве случаев зеленосланцевые формации слагают протяженные площади, они сравнительно однородно метаморфизованы в пределах каждой структурнофациальной зоны, хотя этот факт достоверно не подтвержден материалами. Нередко эти формации рассматриваются так же, как «фундамент» по отношению к более молодым слабометаморфизованным палеозойским толщам.

Можно привести несколько примеров относительно хорошо изученных зеленосланцевых формаций.

Карбонатные (сланцево-метакарбонатная, сланцево-доломитовая) формации представлены, как уже отмечалось, большей частью е н и с е йс к о й и б а р а т а л ь с к о й сериями в Кузнецком Алатау и Горном Алтае, н а р ы н с к о й свитой (серией?) в Сангилене, м а н с к о й свитой кувайской серии в Восточном Саяне. Их метаморфизм плохо изучен из-за однообразия пород и ассоциаций. В большинстве случаев отмечаются парагенезисы Ка + Хл + Мус + Кв ± Граф, Дол + Ка ± Бел. слюды (тальк?).

Карбонатно-зеленосланцевая и карбонатно-метабазито-сланцевая формации. Джебалская серия докембрийского возраста имеет широкое распространение в Западном Саяне нередко вблизи офиолитовых формаций, а также в Джебашском выступе и северо-восточной части Западного Саяна. В ее состав входят метабазиты, судя по полосчатости и большим колебаниям состава (см. табл. б), преимущественно туфогенные породы, карбонатные, карбонатно-хлоритовые, метаграувакковые карбонат-хлорит-альбитовые сланцы, карбонатсоцержащие кварцито-сланцы, кварциты, образующие непрерывный ряд пород. Большая часть сланцев носит отчетливый базальтоидный характер. По усредненному составу они близки метабазальтам с примесью кремнистого и карбонатного материала. По преобладанию метабазитов или карбонатно-терригенных сланцев выделяются карбонатно-зеленосланцевая (нижняя часть джебашской серии) и карбонатно-метабазито-сланцевая (верхняя часть и стантаскыльская свита Боруса) формации.

Породы джебашской серии — это в целом продукты разрушения и частичной дифференциации базальтоидов, близких к акольским и чингинским в условиях сильной карбонатизации кальциевых силикатов. Породы джебашской серии регионально метаморфизованы, в них не сохранены признаки первичных структур и реликты первичных минералов, минеральные ассоциации не опускаются ниже среднетемпературной субфации зеленосланцевой фации, в частности, отсутствуют пумпеллиит, стильпномелан, пренит. очень редки ассоциации повышенных давлений, отмечаются относительно высокотемпературные ассоциации с сине-зеленым амфиболом, порфиробластами альбит-олигоклаза («эпидот-хлоритолигоклазовые гнейсы») и др.

Зеленосланцевая филлитовая (метаграувакково-сланцевая) формация в наиболее типичном виде представлена теректинской серией (исключая уймонскую свиту) Горного Алтая. Согласно ее обобщенной характеристике (Родыгин, 1968), имеет докембрийско-верхнепротерозойский возраст, представлена преимущественно метапелитами. Наиболее широко развита ассоциация Кв + Хл + Аб + Му ± Ка ± Эп, реже — Кв + Аб + + Хл + Акт + Ка. Белая слюда, по данным Б. Я. Хоревой (Хорева и др., 1970), относится к нормальным мусковитам. Породы сильно окварцованы, рассланцованы, плойчаты. По условиям метаморфизма относятся к хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРССТРАНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В этом разделе рассмотрим закономерности распространения метаморфических формаций в Алтае-Саянской области в сопоставлении с геофизическими и тектоническими данными и некоторые корреляции с металлогенией. За основу геофизических данных взята работа В. С. Суркова и др. (1973).

Состав и строение фундамента

Формации групп А и В, как уже отмечалось, слагают фундамент Алтае-Саянской области, т. е., по-видимому, большую часть объема земной коры под покровом слабометаморфизованных осадочных формаций. и должны находить свое отражение в геофизических полях. Как видно из приведенного выше обзора и рис. 1, в составе фундамента разных зон Алтае-Саянской области преобладают либо гнейсовые (глиноземисто-гранитоидные) формации 2 и 4, либо амфиболит-илагиогнейсовая (1), к которой присоединяются гнейсово-карбонатные (переходные) и офиолитовые формации. Офиолитовые формации, как мы видели, могут также рассматриваться как чешуи и блоки древнего «окезнического» фундамента, вывеленные благодаря тектопическим (в частности, горизонтальным) движениям в верхние структурные этажи. В местах концентрации их на поверхности можно ожидать и наличие их на глубине. В ряде мест, например в Кузнецком Алатау, они ассоциируют с амфиболит-плагиогнейсовой формацией, но чаще надвинуты на карбонатно-метабазит-зеленосланцевую и глаукофан-сланцевую. Зеленосланцевые формации широко распространены в районах Западного Саяна и Салаира и многими рассматриваются как специфический сланцевый (переходного типа) фундамент геосинклиналей. Поэтому имеет смысл рассмотреть соотношение офиолитовой, зеленосланцевой и амфиболит-плагиогнейсовой формаций. Соотношения офиолитовой и амфиболит-илагиогнейсовой формаций видны в Кузнецком Алатау. Офиолиты массива горы Чемодан, по данным Ю. В. Марчука, О. Г. Коноваловой (уст. сообщ.), надвинуты на амфиболит-плагио-гнейсовую формацию. В Ташелгинском районе (см. рис. 2) они считаются интрузивными образованиями рифейского возраста (Тебинский и Ташелгинский комплексы). Метаморфизованы вместе с вмещающими отложениями — в конжинской свите в амфиболитовой фации, в ташелгинской — в фации зеленых сланцев. В таком случае возраст «размещения» и метаморфизма офиолитов одинаков — «послеташелгинский» (рифейский), хотя не исключены более сложные надвиговые соотношения.

Ташелгинская свита относится к той же формации и того же возраста (рифей), что и джебашская в Западном Саяне. Офиолиты в Западном Саяне, включая перекрывающие метабазальты чингинской свиты, имеют тектопические контакты с джебашской свитой, местами надвинуты на нее. В то же время офиолитовые габбро и габбро-диабазы метаморфизованы вплоть до амфиболитов и в этом отношении сходны с амфиболитовым фундаментом. Вероятные соотношения этих трех формаций показаны на рис. 5.



Рис. 5. Типы разрезов базитового фундамента.

І— Западный Саян; ІІ — северный склон Западного Саяна: ІІІ — Кузнецкий Алатау.
л — гипербазиты; 2 — габбро; 3 — дайковый комплекс; 4 — пироксениты переходной зоны; 5 — амфиболиты; 6 — плагиогнейсы; 7 — мраморы; 8 — кремнистые и графитисто-кремнистые сланцы; 9 — метабазальты; 10 — филлиты; 11 — глаукофановые сланцы; 12 — граниты.

Разрез I характеризует центральную часть Западного Саяна (Куртушибинский пояс). Положение глаукофан-сланцевой формации показано несколько условно между чингинской свитой и офиолитовой формацией и как вероятный аналог верхней части джебашской серии. Разрез II относится к джебашскому горсту и ташелгинской полосе (см. рис. 2), где, по крайней мере, часть амфиболитового «фундамента» фациально переходит (в зональных комплексах типа Когдарского) в метабазитзеленосланцевую формацию (джебашскую серию, терсинскую и ташелгинскую свиты). Разрез Ш относится к остальной части Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа. гле амфиболит-плагиогнейсовая формация фациально замещается карбонатными формациями; в «фундаменте» появляются обособления гранито-гнейсовой формации.

Таким образом, в Алтае-Саянской области выделяются два типа «фундамента», сложенного преимущественно метаморфическими

формациями: І — базитовый или амфиболитовый и ІІ — гнейсовый. В типе І можно выделить подтипы Іа — офиолит-зеленосланцевый, соответствующий разрезу І на рис. 5, и Іб — карбонатно-зеленосланцево-амфиболитовый, соответствующий разрезу ІІІ; разрез ІІ — переходный случай. С типом ІІ ассоциируют либо филлит-зеленосланцевая формация (Горный Алтай), либо карбонатные зеленосланцевые. Карбонатные формации присутствуют и в нижней части разреза фундамента (Сангилен). Соответственно и здесь можно выделить два подтипа, но они плохо коррелируются с геофизическими полями и на рис. 1 не показаны.

Базитовый тип фундамента распространен в центральной и северовосточной частях области, включая большую часть Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Салаира, а также, вероятно, в Восточном Саяне (исключая Бирюсинскую глыбу) и в фундаменте Кузнецкого и Минусинского прогибов. Базитовый фундамент в этих прогибах подтверждается отдельными скважинами и геофизическими полями. Области с таким фундаментом находят четкое отражение и в геофизических полях. Они характеризуются в целом повышенным гравитационным полем (Сурков и др., 1973; прилож. 1) с локальными минимумами, обусловленными мощными осадочными толщами в прогибах или мощными карбонатными формациями. Магнитное поле здесь также в целом положипричем подтипу Іа (включая Кузнецкий и бо́льшую часть тельное, Минусинского прогибов) свойственны наиболее высокие значения ΔT_a (как правило, более 2 и до 8) на высоте 2 км (там же; прилож. 2). Подтип Іб характеризуется знакопеременным магнитным полем: отрицательные аномалии приурочены к полям максимального развития карбонатных формаций в фундаменте.

Гранито-гнейсовый с ассоциирующими филлито-зеленосланцевыми и карбонатными формациями тип фундамента распространен в юго-западной части области, включая Сангилен, Горный Алтай (Чулышманский, Тонгулакский, Прителецкий, Белокурихинский комплексы), Барнаульский массив, Рудный Алтай. В Рудном Алтае и пограничной области Горного Алтая выделяются полосы повышенного гравитационного поля и более узкие полосы положительных магнитных аномалий, с которыми совпадают поля глаукофан-зеленосланцевой (уймонская свита) и зеленосланцевой (теректинская серия) формаций, Белоубинская зона зеленосланцевого метаморфизма и северо-восточный фланг Иртышской «зоны смятия», включающей, несомненно, блоки фундамента. Судя по составу этих блоков (в Курчум-Кальджирском антиклинории), наличию глаукофан-зеленосланцевой формации и аналогии с полями над фундаментом I типа, это могут быть локальные зоны относительно более базитового фундамента переходного типа.

Если представить Алтае-Саянскую область в виде полосы между Сибирской платформой и Джунгарским массивом (и Зайсанской геосинклиналью), то базитовый фундамент слагает центральную часть полосы, а гранито-гнейсовый — периферическую. Далее к юго-западу в Зайсанской и северной части Джунгаро-Балхашской геосинклиналях фундамент вновь мог быть базитовым. К юго-востоку зоны «базитового» фундамента сужаются или выклиниваются, так что они могли представлять «заливы» более общирной области, слагающей ныне фундамент Западно-Сибирской плиты и Урала с корой океанического или переходного типа в протерозое. Был ли это повсеместно настоящий древний океан — в этом обзоре мы не обсуждаем, а подчеркиваем лишь существенно базитовый характер этой области. Следует отметить, что такое представление о базитовом или океаническом типе древней коры развивается и в других работах (Поляков, 1969; и др.), но границы этой области намечаются по разным признакам и лишь частично совпадают с нашим районированием.

Граница двух типов фундамента на рис. 1 приблизительно коррелируется с изолинией 53—54 км мощности коры. В областях с гранитогнейсовым фундаментом мощность коры больше этой величины (исключая Барнаульский массив), достигает 58 км; в областях с базитовым фундаментом — менее 53 км, опускается до 35 км (см. северо-западный угол карты на рис. 1). Полной корреляции нет, так как геофизическая мощность — суммарный результат древних метаморфических и тектоно-магматических процессов (включая возможное скучивание «океанической» коры), а также современных тепловых потоков.

Граница этих двух областей достаточно извилистая, проведена в соответствии с крупнейшими разломами и характером геофизических полей. Вероятно, первоначально она была более правильной, но нарушилась поздними сдвигами. Два описанных типа фундамента сформировались в основном в докембрии, хотя не исключено, что гранито-гнейсовый фундамент формировался несколько позже, в нижнем палеозое. Это зависит от трактовки возраста и генезиса Южно-Чуйского, Чулышманского, Прителецкого и других комплексов. По геологическим данным, подтверждаемым в ряде случаев геохронологическими определениями, устанавливается по крайней мере три крупных этапа метаморфизма и соответственно три этапа формирования фундамента: 1) дорифейский — ему соответствуют, вероятно, цифры 1800-1880 млн. лет и (или) 1450-1500 млн. лет; 2) доверхнерифейский с датами абсолютного возраста 1100-1250 и (или) 800-930 млн. лет; 3) вендский (или доленский) - с абсолютными датами 600-660 и (или) 540-560 млн. лет. Имеются также промежуточные цифры, которые, как и интервалы 800—930 или 510—560 млн. лет, представляют, возможно, частично омоложенные даты. Обращает внимание то, что эти этапы и их абсолютная датировка отвечают главным этапам байкальского метаморфизма в Северном Казахстане и Урале, с которыми связано формирование фундамента (также двухтипного) в этих областях (Добрецов, 1974а). Третий этап определяется по К — Ar датам во всех выступах фундамента, кроме участков, примыкающих к крупным разломам и поэтому наиболее «омоложенных» (Тонгулакский массив, Бельско-Китойская глыба). Второй этап также устанавливается в большинстве выступов, и только самый древний фиксируется лишь в Томском массиве и блоках, примыкающих к Сибирской платформе (Лепезин, 1976; Лепезин и др., 1975). Все же вероятно, что основной структурный план фундамента Алтае-Саянской области был заложен около 1800—1900 млн. лет тому назад.

Формации верхних структурных этажей и природа «гранитного» слоя

Распространение и характер более молодых метаморфических и осадочно-метаморфических формаций, а также гранитоилов, связанных с палеозойскими этапами метаморфизма и магматизма, с характером фундамента в целом, не коррелируются, что хорошо видно из сравнения рис. 1 и 4. На схеме рис. 4 мы специально выделили поля метаморфизованных формаций кембрия и ордовика с существенной долей кислых эффузивов и андезитов, а также наиболее крупные ареалы гранитоидов и провели границы типов и подтипов фундамента, выделенных на рис. 1. Сопоставление показывает, что эти поля и ареалы распространены примерно одинаково в обоих типах фундамента. Более того, по данным А. Ф. Белоусова и др. (1976), проведена субмеридиональная граница (№ 14, 15 на рис. 4), восточнее которой преимущественно в районах с базитовым фундаментом в нижнем палеезое широко распространены кислые эффузивы и андезиты (иногда со щелочным уклоном), а западнее (в пределах каледонид) такие породы почти полностью отсутствуют. Сама граница пересекает границу различных типов и подтипов фундамента. В герцинидах Рудного Алтая максимальные объемы кислых эффузивов Белоубинской зоны располагаются как раз над предполагаемым выступом «базытового» фундамента.

Приведенные данные поназывают, что, во-первых, на рубеже докембрия и палеозоя произошла существенная перестройка структурного плана и эндогенных режимов, во-вторых, кислый и андезитовый магматизм мало зависит от состава фундамента и определяется в основном подкоровыми причинами. В связи с этим возникает вопрос о природе так называемого «гранитного» слоя, выделяемого по геофизическим данным.

На рис. 4 изображены участки с повышенной (более 23—24 км) и пониженной (менее 18 км) мощностями «гранитного» слоя. В табл. 7 эти аномальные участки сопоставлены с областями распространения гранитов, формаций верхних структурных этажей и фундаментов, а на рис. 6 — глу-

Табляца 7

			Тиц фундамента				
Аномалия	Колич. аномалий (см. рис. 4)	граниты	филлиты	кислые	осадки неме- таморфизо- ванные	I	II
Макспмумы (H ₂ >23	7	+ (10—40%	+ (до 60%)	x-	_	×-	-×-
Км) Минимумы (H₂<18 км)	7	×— (0—30%)	-	×-	+	+	-

Характеристика аномалий гранитного слоя

Примечание. Формации (признаки) присутствуют (×), отсутствуют (—), могут присутствовать или отсутствовать (×—), главный признак (+). бина нижней кромки гранитных массивов — с мощностью коры и «гранитного» слоя.

Из табл. 7 видно, что граниты и кислые эффузивы в целом не коррелируют с мошностью гранитного слоя. Наоборот, намечается отрицательная корреляция мощности «гранитного» слоя и нижней кромки гранитного слоя (см. рис. 6), т. е. чем мощнее этот слой, тем выше (в среднем) находятся тела гранитов, и поэтому не они слагают основную массу этого слоя. Минимумы гранитного слоя имеют более ясные корреляции — это в основ-HOM участки «базитового» фундамента, прикрытые мощными осадочными толщами прогибов инверсионного типа.

Максимумы гранитного поля имеют разное вещественное содержание. В районах с фундаментом гранито-гней-



Рис. 6. Сопоставление глубины нижней кромки гранитных массивов (h_1) с мощностью коры (H_i) и «гранитного слоя» (H_2) (по данным Суркова и др., 1973).

1 — из базитового фундамента, 2 — из гранито-гнейсового.

сового типа эти максимумы (Чулышманский, Южно-Чуйский, Горноалтайский и др.) соответствуют приподнятому положению гнейсового фундамента и наличию филлитовых толщ (формации 8, 21 в табл. 2), т. е. это — «филлитово-гнейсовый» слой, а граниты могут даже почти отсутствовать (Горноалтайский максимум).

В районах с «базитовым» фундаментом максимумы (Батеневский, Дербинский) соответствуют мощным карбонатным формациям и скоплению гранитов, т. е. это — «гранито-карбонатный» слой. Именно здесь намечается положительная корреляция мощности коры и глубины залегания нижней кромки гранитных массивов (см. рис. 6).

Некоторые металлогенические сопоставления

Одна из целей выделения метаморфических формаций, как мы подчеркивали во введении, представляет корреляцию их с металлогенией. Это большая самостоятельная тема, и мы здесь коснемся только некоторых ее аспектов.

Алтае-Саянская область — одна из важных железорудных провинций страны, поэтому обсудим прежде всего связь железорудных месторождений с формациями фундамента. На рис. 1 нанесены железорудные месторождения по данным Г. В. Полякова (1969) независимо от их генезиса. Почти все месторождения располагаются в областях с базитовым типом фундамента либо (в двух случаях — восточная часть Западного Саяна, Южная Тува) вблизи границы этого фундамента. Но здесь граница проведена по геофизическим данным и, возможно, должна быть несколько смещена. Наконец, Холзунская группа железорудных месторождений в Рудном Алтае приурочена к выступу «базитового» фундамента среди преобладающей гранито-гнейсовой формации в фундаменте.

Часть из железорудных месторождений локализована непосредственно в амфиболит-плагиогнейсовой формации или на контакте ее с гнейсово-карбонатной формацией и трактуется как метаморфогенные месторождения, например Ташелгинская группа месторождений в Кузнецком Алатау (Шепель, 1972). Другие месторождения связаны с более молодыми магматическими формациями преимущественно контрастного типа либо с габбро-гранитными сериями, или формацией «пестрых батолитов» (Поляков, 1969), либо с метаморфизованными липарит-базальтовыми вулканическими сериями (Холзунская группа и др.). Возможно, в этих случаях концентрация железа была подготовлена сопутствующим или предшествующим метаморфизмом в фундаменте, а затем железо переотложилось в ходе развития магматизма или «палингенно-метаморфической гранитизации средних глубин» (Пономарев, Добрецов, 1976; Пономарев, 1974). Наконец, часть месторождений осадочно-вулканогенного генезиса была, в свою очередь, метаморфизована и переотложена в ходе наложенного метаморфизма (Холзунская группа месторождений — Калугин, 1976).

Таким образом, связь железорудных месторождений с метаморфическими формациями многообразна и только в некоторых случаях прямая. Но независимо от трактовки генезиса можно считать установленным факт, что железорудные месторождения Алтае-Саянской области приурочены к областям с «базитовым» фундаментом, в которых широко распространены амфиболит-плагиогнейсовые формации обычно вместе с гнейсово-карбонатными и офиолитовыми. Благоприятно также и наложение на эти формации последующего контрастного (габбро-гранитного или липарит-базальтового) магматизма с сопутствующими «палингенно-метасоматическими» процессами.

Другой вопрос, который следует здесь затронуть, — возможная связь золота с углисто-кремнисто-спилитовой формацией офиолитовых зон или черносланцевой подформацией филлито-зеленосланцевой формации. В последние годы установлено важное значение метаморфических (или полигенных) месторождений золота в черносланцевых толщах (Буряк, 1973; Добрецов, 1975б). Автор уже подчеркивал (Добрецов, 1975б), что определенные перспективы в этом отношении имеются для чингипской свиты Западного Саяна и аналогичных толщ северо-западного склона Кузнецкого Алатау и Салаира. Эти прогнозы согласуются с предварительными геохимическими исследованиями (Добрецова, Мельникова, 1977; Щербаков, 1974; и др.). Благоприятны здесь и участки контакта или перекрытия черносланцевых толщ контрастными спилит-кератофировыми формациями. В таких зонах концентрируется большая часть россыпей золота в Западном Саяне, Кузнецком Алатау и Салаире, для которых, как правило, не выявлены коренные источники (Щербаков, 1974).

Не вызывает сомнения связь с метаморфическими формациями многих видов глиноземистого и перудного сырья. Выше мы упоминали Чаустинское месторождение дистена в глиноземисто-метакарбонатной формации и перспективы обнаружения подобных проявлений в других районах. Важно подчеркнуть, что даже первично бедные, непромышленные глиноземистые породы при превращении их в дистеновые (или андалузитовые) сланцы могут стать промышленными благодаря обогащенности дистеном и андалузитом. Можно назвать и уникальное Кибик-Кордонское (в джебашской серии Западного Саяна) и другие месторождения мрамора преимущественно в зеленосланцевых толщах, асбеста (не связанного с гранитами), нефрита и жадеита в офиолитовой формации Западного Саяна, а также мусковитовые пегматиты в сланцево-гнейсовых формациях Сангилена и Бирюсинской глыбы, подвергшейся метаморфизму дистенсиллиманитового типа.

Приведенными примерами, конечно, не исчерпываются формы связи метаморфических формаций и месторождений полезных ископаемых в Алтае-Саянской области, но и они показывают перспективность и важность этого направления исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А., Филатова Л. И., Штейн-берг Д. С., Антонюк Р. М., Захаров И. Л., Иванов К. П. Вулканические ассоциацив докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск, «Наука», 1976. 90 с.

Берзпн Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна М., «Наука», 1967. 147 с. Буряк В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байка-

ло-Патомского нагорья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 37 с. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Петрохимия гранитондов пестрого состава (корреляционно-петрохимическая модель). — В кн.: Статистические методы в геологии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 79—112.

Васильева В. И. Петрология Иртышско-Маркакульского метаморфического пояса. Автореф. канд. дис. Л., 1966. 23 с.

Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — В кн.: Труды Геологического института. Вып. 172. М., «Наука», 1967, с. 56-72.

Дибров В. Е. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1974. 199 с.

Добрецов Г. Л., Попов Н. В. Расчленение и картирование полихронных интрузивных массивов (на примере Мынчукурско-Арасанского плутона в Джунгарском Алатау).— «Геол. и геофизика», 1975, №, 9, с. 52-61.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеититов и альбититов хр. Борус (Западный Саян). В кн: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1963, с. 242-317. (Тр. ИГиГ

СО АН СССР, вып. 15). Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974а. 429 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплек-- «Докл. АН СССР», 1974б, т. 216, № 6, с. 1383—1385. COB.-

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— «Геол. и геофизика», 1975а, № 2, с. 11—25.

Добрецов Н. Л. О связи золотого оруденения с метаморфическими формациями. -В кн. Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975б, с. 101-103.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки. – «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 1, с. 196—199.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма.кн: Труды 1 Международного геохимического конгресса. М., «Наука», 1972, B c. 300-315.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян).— «Геол. и геофизика», 1976, № 2, 40 - 53.с.

Добрецов Н. Л., Попов Н. В. О длительности формирования гранитоидных плу-тонов. — «Геол. и геофизика», 1974, № 1, с. 50—60. Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Пукинская О. С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 1, с. 200—203. Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Карты метаморфизма, метаморфи-

ческие провинции и метаморфические формации. — В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 190-205.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фации регионального метаморфиз-высоких давлений. М., «Наука», 1974. 328 с. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классифи-

кация типов регионального метаморфизма и метаморфических формаций.— «Геол. и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.

Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е., Казак А. П., Пономарева Л. Г., Савельева Г. Н., Савельев А. А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере

Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, «Наука», 1977. Добрецова И. Л., Мельникова Р. Д. Золото в офиолитах и глаукофансланцевых толщах.— «Геол. и геофизика», 1977, № 1, с. 143—150.

Долгушин С. С. Взаимоотношение метаморфических и гранитоидных комплексов Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 23 c.

Григайтис Р. К. Метаморфические породы фундамента Иртышской зоны смятия.----В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. М., 1963, т. 74, с. 25-37.

Елистратов Ю. М. О глаукофановых сланцах Теректинского горста (Горный Алтай). — В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 53-67.

Еремеев В. П., Спбилев А. К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 8, с. 14—24. Саян).

Еремеев В. П., Спбилев А. К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения. В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М., «Наука», 1974, с. 340-343.
Ивонин И. П. Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 23 с.

Казаков И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Вып. 58. М., 1961, с. 37-51.

Калугин И. А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск, «Наука», 1976. 102 с.

Кепежинскас К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск. «Наука», 1976. 190 с.

Кепежинскас К. Б., Мельгунов С. В. Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай).— «Геол. и геофизика», 1971, № 2, с. 122—127.

Колбанцев В. В. Региональная зональность гипербазитовых поясов и ее минералогическое значение, — «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 5, с. 1167—1170. Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна.

Автореф. канд. дис, Томск, 1971. 23 с. Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металло-

генические особенности. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973. 51 с.

Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Саяно-Алтайской горной области. — В кн.: Труды Горно-геологического института Зап. Сиб. фил. АН СССР. Вып. 12. Новосибирск, 1952, с. 9-41.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. -- В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 13-48. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13).

Кузнецов П. П. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области от особенностей их тектонической переработки.-«Геол. и геофизика», 1976, № 8, с. 26—34. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принцип построения системати-

ки магматических формаций на основе их вещественного состава. В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 36-45.

Лепезпн Г. Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов. Новосибирск, «Наука», 1972. 152 с.

Лепезин Г. Г. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1976.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н. Минералогия и генезис Чаустинского месторожде-

ния дистена. — «Геол. и геофизика», 1974, № 6, с. 89—97. Лепезнн Г. Г., Ушакова Е. Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилен (Тува). — «Докл. АН СССР», 1975, т. 219, № 5, с. 1212—1215.

Лепезин Г. Г., Летувнинкас А. И., Шепель А. Б., Ивонин И. П. Особенности регионального метаморфизма Кузнецкого Алатау и Горной Шории. — «Геол. и геофизика», 1975, № 8, с. 45-54.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н., Шибанов В. И., Дергачев В. Б. Особенности метаморфизма нагорья Сангилен.— «Геол. и геофизика», 1974, № 8, с. 140—145.

Лепезин Г. Г., Белоусов А. Ф., Мельгунов С. В., Лапин Б. Н., Митропольский А. С., Абрамов А. Б. Особенности низкотемпературного метаморфизма рифейсконижнепалеозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области. (См. наст. сб.).

Летувнинкас А. И. Метаморфизм Ташелгино-Майзасской зоны смятия (Горная Шория). Автореф. канд. дис. Томск, 1967. 23 с.

Михалева Л. А., Скуридин В. А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. Новосибирск, «Наука», 1972. 190 c.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 144 с. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В.,

Самыгин С. Г. Структурные положения гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, c. 9-24.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 57 с.

Поиомарев В. Г. Метаморфогенные месторождения скарново-магнетитовых руд и некоторые закономерности их размещения. В кн.: Проблемы метаморфогенного

рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 154—155. Поиомарев В. Г., Добрецов Н. Л. Метаморфические железорудные формации (опыт классификации).— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогения. М., «Наука», 1976, с. 138—156. Родыгни А. И. О взаимоотношениях артлашской свиты и метаморфического комп-

лекса северного склона Курайского хребта (Горный Алтай). — В кн.: Некоторые вопросы геологии Западной Сибири. Томск, 1967, с. 24-38.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, 1968. 327 с.

Родыгин А. И. О стратиграфическом и структурном положении уймонской свиты в Теректинском горсте Горного Алтая. Томск, 1969, с. 42-68. (Тр. Томского гос. унта, вып. 23).

Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — В кн.: Труды ВСЕГЕЙ. Т. 175. М., 1971, с. 68-73.

Скуридин В. А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай). «Геол. и геофизика», 1964, № 2, с. 24—36. Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф., Зайцев Г. М., Крамник В. Н., Мор-

син П. И., Смирнов Л. В., Шарловская Л. А. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Труды СНИИГГиМСа. Вып. 152. М., «Недра», 1973. 144 c.

Хильтова В. Я. Метаморфизм бирюсинской и дербинской серий и его абсолютный возраст. В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия. Вып. 12. М., 1961, c. 15- 28.

Хильтова В. Я. Метаморфизм. - В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М. - Л., «Наука», 1964, с. 83—114. (Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 18). Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Стратиграфия.— В кн.: Докембрий Восточного

Саяна. М. — Л., «Наука», 1964, с. 10—30. (Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 18). Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна. — «Изв. АН СССР. Серия теол.», 1957, № 7, с. 17—25.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификация метаморфических и плутонометаморфических формаций.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 5, с. 1138—1141.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические комплексы

Юго-Западного Памира и Иртышской зоны смятия. Автореф. докт. дис. Л., 1969. 52 с. Хорева Б. Я., Блюман Б. А., Розинова Е. Л., Касатков Б. К. Минералогические и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма.— ЗВМО. Серия геол., 1970, № 2, ч. 99, вып. 1, с. 28—43.

Шепель А. Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 21 с.

Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974. 278 с.

Ярошевич В. М. О верхнем докембрии Западного Саяна. – «Геол. и геофизика», 1971, № 7, c. 122-124.

Г. Г. Лепезин, А. Ф. Белоусов, С. В. Мельгунов, Б. Н. Лапин, А. С. Митропольский, В. П. Коробейников, А. В. Абрамов

ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Метаморфические породы пренит-пумпеллиитовой и зеленослапцевой фаций в Алтае-Саянской складчатой области занимают около 40% ее площади (см. рисунок). Известно, что метаморфизму придается большое значение при разного рода геологических, в том числе стратиграфических, построениях. Учитывая это, авторы, используя большой фактический материал многолетних исследований в данном регионе, впервые дают обобщенное описание низкотемпературных минеральных ассоциаций в рифейских, кембрийских, ордовикских, в меньшей мере силурийских отложениях. В работе сделана попытка сопоставить изученные толщи между собой по минеральным парагенезисам и определить P - T условия их образования. Кроме того, те же метаморфические породы, там, где это возможно, охарактеризованы по степени измененности с указанием таких объективных ее оценок, как рассланцевание, окварцевание, процент сохранности реликтов магматического пироксена и основного плагиоклаза в метаэффузивах и т. д.

Понятие «степень метаморфизма» и «степень измененности», определяемые соответственно из набора метаморфогенных парагенезисов и структурно-текстурных признаков отдельных пород, в геологической литературе (в том числе и по Алтае-Саянской складчатой области) нередко смешиваются, и очень часто такие свойства пород, как интенсивность рассланцевания, окварцевания, плойчатость и т. д., подменяется понятием фации метаморфизма. Подобный подход, по мнению авторов, не всегда верен, так как ставит знак равенства между термодинамическими параметрами метаморфизма, с одной стороны, кинетикой и динамикой тех же процессов — с другой. Совершенно очевидно, например, что пироксен присутствует в реликтах не в силу низких значений давления и температуры (отдельные его зерна полностью замещаются хлоритом, актинолитом, эпидотом и т. д.), а либо из-за малой скорости его разложения и ввиду кратковременности нагрева, либо в связи с дефицитом воды. Какой из этих факторов имеет решающее значение, заранее сказать трудно. Вместе с тем ясно, если не будет воды, то, независимо от длительности метаморфизма, пироксен останется пироксеном, поскольку ему нет аналогов в низкотемпературной области. Ниже мы в первую очередь опишем низкотемпературные метаморфические толщи восточных, центральных, затем западных районов Алтае-Саянской складчатой области, принадлежащих соответственно к зонам байкальской, каледонской и герцинской складчатостей.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ВОСТОЧНОГО САЯНА, ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В пределах Восточного Саяна рифейско-кембрийские отложения пользуются широким распространением. Здесь нами изучена только кувайская серия: метаморфические песчаники, алевролиты, основные эффу-



Схематическая карта распространения рифейско-нижнепалеозойских⁷низкотемпературных парагенезисов Алтае-Саянской складчатой области. 1 — пренит-пумисллиитовая фация; 2 — то же, предполагаемая под пеметаморфизованными осадками; 3 — нарасчлененные пренит-пумиеллиитовая и зеленосланцевая фации; 4 — то же, предполагаемые под неметаморфизованными осадками; 5 — зеленосланцевая фация; 6 — гранигы; 7 — то же, предполагаемые под неметаморфизованными осадками; 6 — границы; 7 — то же, предполагаемые под неметаморфизованными осадками; 6 — границы; 9 — разловы.

Парагенезис	Колич. шлифов
Кв+Аб+Хл+Сер	28
Кв+Аб+Хл+Сер+Ка	19
Кв+Аб+Сер	13
Кв+Аб+Хл+Сер+Стил	6
Кв+Аб+Би	5
Кв+Аб+Хл+Акт+Ка.	3
Кв+Аб+Хл+Сер+Ка+Бп	3
Кв+Аб+Хл+Сер+Би	2
Кв+Аб+Сер+Стил	1
Кв+Пл+Ка	1
Кв+Пл+Ро+Ка+Кц+Мп(Пл и Мп релпктовые)	1
Кв+Пл+Ро+Кц+Мп(Пл и Мп реликтовые)	1
Кв+Пл+Ро+Ка+Би+Мп(Пл и Мп реликтовые,	
Пл зональный)	1
Кв+Пл+Ка+Ро+Би+Кц (Пл реликтовый)	1
Кв+Ка+Хл+Би+Пл(Пл реликтовый)	1
Кв+Пл+Ка+Бп+Ро(Пл и Ро реликтовые)	1
Кв+Пл+Ка+Кпш+Ро+Мп(ПлиМп реликтовые,	
Пл зональный)	1
Кв+Аб+Хл+Сер+Мп(Мп реликтовый)	1
Кв+Пл+Ка+Ро+Кц	1
Кв+Аб+Ка+Кц	1
Кв+Пл+Хл(Пл реликтовый)	1

Минеральные ассоциации кувайской серии (шлифы А. В. Абрамова, определения Г. Г. Лепезина)

зивы, их туфы, прослои известняков и т. д. Нижний возрастной предел серии определяется по находкам в базальных слоях микрофилитотов, характерных для раннего — среднего рифея, верхний — песогласным налеганием палеонтологически охарактеризованных раннекембрийских отложений. Мощность серии порядка 10 000 м.

Породы кувайской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (преобладает) и эпидот-амфиболитовой фаций (табл. 1). Пренит, пумпеллиит для нее не характерны, стильпномелан встречен в семи шлифах. Особенностью отложений является практически повсеместное (за исключением дизъюнктивных нарушений и зон рассланцевания) сохранение исходных структур и текстур в вулканогенно-осадочных породах. В шлифах наряду с типичными вторичными метаморфическими ассоциациями часто встречаются реликты магматических пироксенов и основного плагиоклаза, а в последнем наблюдается даже первичная неоднородность состава.

Материалов по низкотемпературному метаморфизму других районов Восточного Саяна сравнительно мало. На востоке региона в условиях зеленосланцевой фации метаморфизованы верхнепротерозойские отложения урикской, сублукской, ингашинской, долдарминской и частично большереченской свит Онотского и Урикско-Ийского грабенов: песчаники, алевролиты, известняки, порфириты, туфопесчаники с резко подчияенным количеством эффузивов основного и кислого состава, их туфов, прослоев железистых кварцитов и т. д.

Сопоставимые термодинамические условия обнаруживает и метаморфизм пород Тункинских гольцов (Кв + Дол, Кв + Хл + Сер + Ка,

Минеральные ассоциации низкотемпературных толц Сангилена (данные Г. Г. Лепезпна)

Нарынская Свита +Кв	Колич. шлифов	Пучукская и ходалякская свиты +Кв+Аб	Колич. шлифов
$\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + My \pm Ka$ $A6 + A\kappa T$ $A6 + My + Crun \pm Ka$ $A6 + My \pm Ka$ $\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Knm + Po \pm Ka$. $\Pi_{\pi} + Po + \exists \Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Po + \exists \Pi_{\pi}$ $A6 + X\pi + My \pm Ka$ $\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Po \pm Ka$ $A6 + X\pi + My + \mathbb{B}_{\mu} + Ka + \exists \Pi$. $\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Po + KyM$. $\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Ra$ $\Pi_{\pi} + \mathbb{B}_{\mu} + Ka + \exists \Pi$.	41 11 10 8 5 3 3 3 3 2 2 1 1 1	$\begin{array}{c} X\pi + My + \partial \pi + C\tau u\pi & \\ My + C\tau u\pi \pm Ka & \\ X\pi + C\tau u\pi + Ka + A\kappa\tau & \\ My + C\tau u\pi (Eu?) + \Gamma p\phi & \\ A\kappa\tau + Ka + C\tau u\pi (Eu?) & \\ X\pi + My + Ka & \\ My + Ka & \\ My + Ka & \\ X\pi + C\tau u\pi + My & \\ X\pi + My + Eu & \\ X\pi + My + Ka + My & \\ My & \\ My & \\ My & \\ My + C\tau u\pi + Hym + Ka & \\ A\kappa\tau + Eu + \partial\pi & \\ Tpem + Ka & \\ My + C\tau u\pi + Hym + Ka & \\ X\pi + A\kappa\tau + \partial\pi + Ka & \\ X\pi + My + Ka & \\ X\pi + My + Ka & \\ X\pi + My + Ka & \\ X\pi + A\kappa\tau + \partial\pi + Ka & \\ X\pi + My & \\ \end{array}$	170 111 25 24 18 18 13 9 7 6 6 6 6 6 6 6 6 4 4 2 2 2 2 2 1 1 1

 $K_B + A6 + X\pi + Cep, K_B + A6 + X\pi, K_B + A6 + My + Би, K_B + A6 + X\pi + Эп, K_B + A6 + Cep + Эп), Окинской и Китойской структурно-формационных зон (монгошинская, частично окинская, ямангольская и отойская свиты: <math>K_B + A6 + X\pi + Эп + Акт, K_B + A6 + X\pi + Эп, A6 + X\pi + Cep + Эп, K_B + A6 + X\pi + Эп + Сер, K_B + Ka + Cep, K_B + A6 + X\pi + Cep + Ka + Би + Эп, K_B + A6 + X\pi + Cep + Эп + Би + Пр и др.).$

На Сангилене (Юго-Западная Тува) в зеленосланцевой и частично в пренит-пумпеллиитовой фациях метаморфизованы отложения нарынской, пучукской и ходалякской свит (табл. 2). Первая имеет рифейский возраст и существенно карбонатный состав отложений, в отложениях двух следующих свит, относимых к кембрию, преобладают соответственно терригенные и терригенно-вулканогенные образования.

В пределах Тувы нами также детально изучены позднедокембрийские (рифейские) демиржинская (метаалевролиты, метапесчаники, прослои туфов и графитсодержащих сланцев), харальская (метаморфизованные базальты, риолиты, терригенные осадки) и охемская (известняки, метапесчаники, метаалевролиты и метаконгломераты) свиты суммарной мощностью 7000—8000 м (Зайков, и др., 1977). Минеральные ассоциации толщ представлены в табл. 3. Среди них парагенезисы с пумпеллиитом и пренитом не встречаются, со стильпномеланом составляют около 3%, с биотитом и гранатом — более 15%. Метаморфизм здесь в целом меняется от хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации до низкотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации.

Минеральные ассоциации низкотемпературных метаморфитов Харальского поднятия (по шлифам В. В. Зайкова, В. М. Исакова, В. П. Коробейникова, А. А. Меляховецкого)

Парагенезис	Колич. шлифов	Парагенезис	Колич. илифов	Парагенезис	Колич. шлифов
+Кв+Аб+Хл		+Кв+Аб+Хл	i.	+Аб	
Му+Эп+Ка	116	Акт+Эп+Стил+Му	5	Акт+Хл+Эп	1
Акт+Эп+Му	91	Му+Би	4	Акт+Эп+Стил	1
Акт+Эп+Му+Ка	56	Ka	4	Акт+Эп+Хл+Ка	1
Му+Эп	47	Му+Ка	3		
Му+Бп+Эп	33	Би(Стил?)+Эп+Ка	3		
Му+Би+Гр	22	Му+Эп+СтилКа	2		
Му+Би+Гр+Ка	18_	Му+Эп+Гр	2		
$\exists \Pi + A \kappa T$	16	My	2		
$\exists \mathbf{n} + \mathbf{h} \mathbf{a} \dots$	16	Би+Эл	2		
эп+ьи+кпш	10	Би+Ка	2		
Акт+Эп+Би	9	AKT	2		
$\mathbf{b}\mathbf{u} + \mathbf{\partial}\mathbf{n} + \mathbf{K}\mathbf{a} \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot$	6	Гр	2		
AKT+JII+ha.	6	Му+Би+Эп+Ка	1		
Му+Бп+Эп+Гр	0	Му+Акт	1		
Му+Би+Гр+Эп+Ка	6	Эп	1		
Му+Стпл+Эп	5	Би	1		
		Акт+Стил	1		
<u>+</u> ћв+Аб		Акт+Ка	1		
Му+Би	13	Му+Би+Эп+Кпш	1		
My+	5	Му+Би+Ка	1		
Ка	2	My+Γp	1		
Му+Ка	2	Би	1		
Му+Би+Гр+Эп	2	Хл	1		

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ГОРНОЙ ШОРИИ И КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В пределах рассматриваемых регионов из низкотемпературных метаморфических толщ наибольшим развитием пользуются рифейская енисейская серия (известняки с прослоями метапорфиритов, туфов, хлоритовых, тремолитовых и других сланцев) и нижне-, среднекембрийские мунжинская, кульбюрстюгская свиты (метапесчаники, алевролиты, порфириты, туфы, кварциты и т. д.), усинская (известняки, песчаники, алевролиты, кварциты, порфириты, хлоритовые сланцы и т. д.), мундыбашская (диабазы, порфириты, туфы, песчаники, алевролиты, хлорит-серицитовые, хлорит-актинолитовые сланцы и известняки), большекитатская (диабазы, туфы, алевролиты, мергели, прослои известняков, хлоритовые и актинолитовые сланцы и т. д.) свиты и другие сопоставимые с ними по возрасту и литологическому составу отложения, слагающие Уйбатский, Пезасский и Мрасский выступы, Батеневский антиклинорий, Мартайгинскую зону и другие структуры.

Минеральные ассоциации некоторых из изученных нами толщ представлены в табл. 4, 5, а в табл. 6 дается их сопоставление. Из низкотемпературных минералов в рифейских и кембрийских метабазитах Кузнецкого Алатау установлены пренит и пумпеллиит, выборочная частота встречаемости которых составляет 2 и 6% соответственно. Рифейские и кемб-

Табляца 4

Минеральные ассоциации рифейских метабазитов Кузнецкого Алатау (данные А. Ф. Белоусова) ±Кв+Аб+Хл+Гем+Лейк

-		the second s		
Солгонскай кряж, Ип- чул, Сыиныг, Кийский, Шалтырь, Каным и др.	Вост. склон Кузнец- кого Алатау (Бог- рад, гора Романов- ская, Бол. Ерба, Сух. Ерба, Усть- Бюрь, Макарак и др.)	Зап. склон Кузнец- кого Алатау (Золо- той Китат, Кельбес, Тамалык, р. Веселая и др.)	В целом по Кузнецкому Алатау	Колич. шлифов
Cep+Ka	Сер+Ка	Ка+Сер	Сер+Ка	177
Сер+Стел	Сер+Стил	Сер+Эп+Акт	Ка	34
Сер+Ка+Акт	Ка	Сер+Эп+Ка+	Сер+Эп+Акт	16
Ка	Сер	Сер+Эп+Пумп	Сер+Ка+Акт	12
Сер+Ка+Прен	Сер+Эн	Сер+Эп+Акт+ +Прен	Сер+Эп+Акт+Ка	12
Ка+Эп	Акт	Сер+Ка+Прен	Сер	9
Сер+Прен	Сер+Стил+Ка.	Сер+Акт	Сер+Акт	9
Эп+Акт	Сер+Пумп	Сер+Стил+Эп+ +Акт	Сер+Стил+Ка	8
Сер+Эп+Акт	Сер+Ка+Пумп		Сер+Стил	7
Сер+Акт	Сер+Ка+Прен		Ка+Эп	7
Сер	Акт+Ка+Сер+ +Стил			
Сер+Эп+Ка	Сер+Акт			7
Сер+Стил+Ка	Сер+Эп+Акт+ +Ка		Ка+Эп+Стил <u>+</u> Акт Сер+Пумп	7
Сер+Эп+Акт+Ка	Эп+Ка		Con Life L Haar	0
Сер+Стил+Эп	Акт+Ка		Сер+ка+прен	6
Эп				5
Ка+Стил+Акт+Эп			Cep+311	4
Сер+Эп				3 0
Акт				2
Эп+Акт+Ка			Серткатиуми	2
Стил+Акт+Эп			Cen+IIne	4
		_	Cen + CTUT + 3T +	1
			+Акт+Ка	1
			Эп+Акт+Ка	1
			Стил+Акт+Эп	1
			Акт+Ка+Сер+Стил	1
			Сер+Эп+Пумп	1
			Сер+Эп+Акт+ +Прен	1
			Сер+Стил+Эп+ +Акт	1

Минеральные ассоциации нижне-среднекембрийских метабазитов Кузнецкого Алатау (данные А. Ф. Белоусова) ±Кв+Аб+Хл+Гем+Лейк

Золотокитатская зо- на (р. Золотой Ки- тат)	Кийско-Батеневская зона (районы Мака- рак, Ала-Таг, гора Белая, Богоюл, Кошкулак)	Кожуховская зона (районы Чумай, р. Кия, Катюшкино и др.)	В целом по Кузнецкому Алатау	Колич. шлифов
Сер+Ка Сер+Ка+Эп Сер+Ка+Акт Сер+Эп+Акт Эп+Ка+Пумп Сер+Эп Сер+Акт	Сер+Ка Сер+Эп Сер Акт+Ка Стпл+Ка Ка Сер+Акт+Ка	Сер+Эп+Ка Сер+Ка Сер+Эп Сер+Прен Сер+Эп+Акт Сер+Акт Акт+Сер+Эп+	Сер+Ка Сер+Ка+Эп Сер+Эп Стил+Ка Акт+Ка Сер+Эп+Акт Сер+Эп+Ка+Акт	80 43 26 11 10 9 9
Сер+Ка+Эп+Акт Сер+Эп+Ка+	Акт+Сер Акт	+Ка Сер+Ка+Пумп Акт+Сер+Прен	Сер+Прен Сер+Ка+Акт	9 8
Сер+Эп+Пумп	Сер+Эп+Ка+	Сер+Прен+Ка	Cep	8
	Сер+Эп+Ка	Сер+Пумп+Ка+	Ка	7
	Сер+Эп+Ка+	101	Сер+Акт	6
	Эп Стил+Ка+Акт Акт+Эп+Ка		Сер+Ка+Пумп Акт Сер+Прен+Ка Эп+Ка+Пумп Сер+Эп+Ка+Стил Сер+Эп+Ка+Прен Сер+Эп+Пумп Эп Стил+Ка+Акт Сер+Прен+Акт Сер+Пумп+Ка+Эп	5 3 2 2 1 1 1 1

Таблпца 6

Сопоставление по парагенезисам метабазитов рифея и кембрия Кузнецкого Алатау $+ {\rm K} {\rm B} + {\rm A} {\rm 5} + {\rm X} {\rm J}$

Парагенезисы рифся	Парагенезисы кембрия	Общие парагенезисы
Сер \pm Пумп Ка $+$ Эп Сер $+$ Стил $+$ Ка Сер $+$ Стил $+$ Ка \pm Эп $+$ Акт Сер $+$ Стил $+$ Эп Эп $+$ Акт \pm Ка \pm Стил Сер $+$ Эп $+$ Прен $+$ Акт Сер $+$ Эп $+$ Прен $+$ Акт	Стил+Ка±Акт Сер+Пумп+Ка+Эп Сер+Эп+Ка+Стил Сер+Эп+Ка+Прен Сер+Прен+Ка	Сер±Ка±Эп Ка±Акт Сер+Акт±Ка±Эп Сер+Прен±Ка Сер+Ка+Пумп Сер+Пумп+Эп

Таблица 7

Минеральные ассоциации рифейских метабазитов Горной Шории (Мрасский выступ) (данные А. Ф. Белоусова) $\pm K в + A \delta + X \pi \pm \Gamma е m + Лейк$

Парагенезис	Колич. шлифов	Парагенезис	Колич. шлифов
Ка	13	Сер	
Эп+Акт	9	Акт+Ка+Стил	
Эп+Ка	7	Ка+Эп+Акт	
Эп	6	Ка+Акт	
Акт+Стил	5	Акт	
Стил	5	Ка+Прен	
Эп+Стил	4	Эп+Стил+Ка	
Сер+Ка	3	Сер+Стил+Акт	
Сер+Ка	3	Кв+Аб+Хл	

Минеральные ассоциации нижне-, среднекембрийских метабазитов Горной Шорип (материалы А. Ф. Белоусова) ±Кв+Аб+Хл±Лейк±Гем

Мрасский выступ (районы Мрассу, Бол. Курлан)	Кондомская зона (районы бас. р. Куяла, р. Джелсай)	Амзасская и Тельбесская зоны	Шорско-Азыртальская зона (районы Кабырза, Таш-Тып, Томь-Таштып, Бюря-Тунтугес)	В целом по Горной Шорни
Сер- - Ка Ка Эп Ка- -Прен Ка- -Эп Прен Ка- -Эп Ка- -Эп + Прен Сер	Сер- -Эп Сер- -Эп- -Акт Сер- -Ка Эп+Ка Эп+Ка Эп+-Акт Сер+Эп+Акт- -Стил Акт Сер+Акт Прен- -Эп Акт+Ка- -Эп Эп+Стил Эп+Прен+Акт	Сер- -Ка Ка Сер- -Эп- -Акт Сер- -Эп- -Стил Сер Сер- -Эп- -Ка Сер- -Эп- -Ка Сер Сер- -Стил Стил Акт Сер- -Акт Ка- -Акт Эп- -Ка- -Акт Эп- -Ка- -Акт Эп Прен	Сер- -Ка Сер Эп+Акт+Ка- -Стил Сер-+Ка+Пуми Эп- -Ка+Акт Сер- -Стил Сер- -Ка+Эп- -Пуми Сер- -Ка- -Стил- -Акт Стил- -Ка	Cep+Ka 52 Ka 20 Cep+ $\exists n$ +Akt 20 Cep+ $\exists n$

Сопоставление по парагенезисам рифейских и кембрийских метабазитов Горной Шории +Кв+Аб+Хл

Парагенезисы рифея	Парагенезисы кембрия	Общие парагенезисы
Эп+Ка+Стил Сер+Стил+Акт	Сер+Эш±Акт±Ка Сер+Ка±Пумп±Эп Прен+Эп±Ка Эп+Ка+Стил+Акт Сер+Эп±Акт+Стил Сер+Стил Эп+Прен+Акт Прен	Ка+Эп Стил±Эп Акт±Ка±Эп Сер±Ка±Стил Акт+Стил±Сер Ка+Прен

рийские образования имеют общие парагенезисы, в том числе многоминеральные, что говорит о полном или почти полном перекрытип P - Tусловий их метаморфизма.

Примерно та же картина намечается и при сопоставлении отложений рифея и кембрия Горной Шории (табл. 7—9). Из других особенностей следует обратить внимание на большое распространение актинолита и эпидота в Кондомской зоне, а карбоната — в Мрасской. В целом отложения рифея и кембрия Кузнецкого Алатау и Горной Шории метаморфизованы в зеленосланцевой (преобладает) и пренит-пумпеллиитовой фациях. Исключение составляет енисейская серия Мрасского и Пезасского выступов: отмечаются единичные находки андалузита, свидетельствующие, возможно, хотя бы о частичном проявлении и эпидот-амфиболитовой фации.

Что же касается степени измененности, то намечаются некоторые различия между породами Тельбесской, Амзасской и Мрасской зон. В первых двух реликтовый пироксен составляет 38—66%, в последней — 6—38% (Белоусов и др., 1969). Во всех без исключения зонах основной плагиоклаз встречается в единичных случаях.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ АЛТАД

Метаморфизм зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций на Алтае проявился по возрасту от верхнего протерозоя до ордовика и силура включительно. По припятой стратиграфической схеме (Нехорошев, 1958, 1966) к ним относятся теректинская, баратальская, манжерокская, каянчинская, еландинская, каимская свиты, горноалтайская серия, а также отложения ордовика и силура (чойская, бугрышихинская, савельевская и другие свиты). В условиях зеленосланцевой фации формировались породы и выделяемых некоторыми исследователями башкаусской, урзарсайской, кокузекской, а возможно, и аспатинской, чернореченской и куюмской свит (Родыгин, 1968).

Теректинская свита (мощность до 5000 м) имеет докембрийский (верхнепротерозойский) возраст *. По литологическому составу относительно однообразна. Представлена преимущественно метапелитами повышенной карбонатности. Хотя породы этой свиты являются терригенными образованиями, типичные признаки их осадочного генезиса (ритмичность, слоистость, об ломочные структуры и т. д.) почти не сохранились. Для ме-

^{*} Рассматривается только собственно Гтеректинская свита, уймонская же первично вулканогенно-терригенная — метаморфизована в условиях фации глаукофановых сланцев.

Минеральные ассоциации верхнепротерозойских толщ Горного Алтая (теректинская свита и ес аналоги) +Кв+Аб+Хл+Рудн

Теректинская свита (дан- пые Г. Г. Лепезина, А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова)	Тонгулакский комп- лекс, башкаусская сви- та (данные Г. Г. Лепе- зина)	Прителсцкий район (дапные Г. Г. Лепе- зина)	Р. Кара-Кудюр (данные Г. Г. Лепезина)	Хр. Сайлюгем (кокузек- ская свита) (данные Г. Г. Лепезина, А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова)	В целом по Горному Алтаю	Нолич. шла- фов
Сер(Му) Акт-¦-Эп-¦-Стил Сер(Му)+Ка Ка-¦-Сер-¦-Стил Грф-¦-Ка Акт-¦-Ка Ка-¦-Эп Ка-¦-Эп Ка-¦-Эп Ка-¦-Эп-¦-Стил Кв+Аб-¦-Эп I'в-;-Аб-¦-Эп-;-Би?(Стил)	Му- -Эп- -Би Акт+Эп+ Ка Му- -Эп Му- -Эп Му- Эп- -Ка Эп- -Ка	Му+Би Би-¦-Эл Эп Ка+Эп-¦-Би Би Му-¦-Би-¦-Эи Му-¦-Бп-¦-Эи Му-¦-Бп-¦-Эп-¦-Грф	Эп Му+Ка Му+Ка-Стил? Му+Эп+Ка Му+Стил Му-Ка-Эп+Бп Би -{-Кв+Аб Му+Эп-Юи Кц-Трем-Ка+Би	My(Cep)+Ка My(Cep) My(Cep)+Эп My(Cep)+Эп+Ка	Му+Эп+Ка	33 26 23 15 9 5 4 4 2 2 2 2 1 1 1 1 1 1 1 2 1

the second se				
Артлашская свита Ниж. Ильдугем— Башкаус (данные Г. Г. Лепезина)	Горноалтайская се- рия вдоль Чуйского трактаКурай—Чибит (данные А. С. Мит- ропольского, С. В. Мельгунова)	Шлифы В. В. Вол- кова (определения Г. Г. Лепезина)	В целом по Горному Алтаю	Колич. шлли- фов
Эп+Ка	Сер+Эп+Ка	Сер+Стил	Сер+Стил	40
Сер+Эп	Сер	Стил+Ка	Сер+Эп+Ка	30
Сер+Эп+Стил	Сер+Ка	Сер+Ка+Стил	Cep	21
Эп	Эп+Акт	Сер	Стил+Ка	13
Сер+Ка+Эп	Ка+Эп+Стил	Эп+Ка	Сер+Ка	11
Сер+Ка+Эп+ +Стил?(Би)		Стил+Эп	Эп+Ка	7
Сер+Стил?		Ка+Стил+Пумп	Стил+Сер+Ка	6
Стил+Ка			Сер+Эп	5
			Эп+Акт	4
		Сер+Стил*	Сер+Эп+Стил	3
		Стил*	Ка+Эп+Стил	3
		Cep *	Сер+Эп+Ка+Стил	1
		Ка+Стил*	Стил+Эп	1
			Ка+Стил+Пумп	1
			Стил*	2
			Cep*	1
			Ка+Стил *	1
				4 C

Минеральные ассоциации метапелитов кембро-ордовика Горного Алтая (горноалтайская серия) +Кв+Аб+Хл+Рудн

* Парагенезисы без Хл.

тапелитов характерны сильное окварцевание, плойчатость, рассланцевание, т. е. относительно высокая «степень измененности». Широко развиты минеральные ассоциации Kв + Xл + Aб + Cep + Ka + Эп и исключительно редко (в единичных шлифах) — Kв + Aб + Xл + Акт + Ka (табл. 10). По преобладающим условиям метаморфизма породы теректинской свиты могут быть отнесены к хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев.

С рассмотренными выше отложениями литологически, по степени метаморфизма и «степени измененности» сопоставимы метаморфические образования хр. Сайлюгем (кокузекская свита), правобережья р. Башкаус ниже р. Ниж. Ильдугем (башкаусская свита), Прителецкого района, р. Кара-Кудюр, нагорья Чулышман, Южно-Чуйского и Катунского хребтов. Общей особенностью метаморфических пород отмеченных районов является относительно простой набор минеральных ассоциаций (см. табл. 10), сопоставимых с парагенезисами теректинской свиты и соответствующих в основном хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. Присутствие же парагенезисов с биотитом и гранатом объясняется тем, что, за исключением пород хр. Сайлюгем, в описываемых толщах определенно фиксируется неоднородный метаморфизм, достигающий иногда термодинамических условий эпидот-амфиболитовой фации.

Отступая от принятого стратиграфического порядка изложения материала, следующей мы охарактеризуем горноалтайскую серию, относимую большинством исследователей к кембро-ордовикскому возрасту. Она сопоставима с собственно теректинской свитой прежде всего своим литологическим и преимущественно метапелитовым составом.

Минеральные ассоциации метаморфических пород горноалтайской серии представлены в табл. 11. В отличие от теректинской свиты в породах

Минеральные	ассоциация	теректинской +Кв+Аб	И	горноалтайской	серий

Парагенезисы теректинской свиты	Парагенезисы горноалтайской серии	Общие парагенезисы
 Хл+Акт+Эп+Стил ±Сер Хл+Акт+Ка	Хл+Сер+Эп Хл+Эп+Акт Хл+Сер+Эп+Стил Хл+Сер±Эп+Ка+Стил Хл±Сер+Ка+Пумп+Стил Стил Сер	Хл+Сер±Ка Хл+Сер+Стил+Ка Хл+Сер+Эп+Ка Хл+Ка+Эп+Стил

горноалтайской серии чаще встречается стильпномелан, а в одном шлифе наблюдался и пумпеллиит. Качественное сопоставление ассоциаций этих толщ приведено в табл. 12. За исключением парагенезисов Кв + Аб ++ Хл + Акт + Эп + Стил \pm Сер и Кв + Аб + Хл + Акт + Ка, отмеченных в теректинской свите, все остальные повторяются в горноалтайской. Отсюда можно заключить, что обе они по P - T условиям относятся к зеленосланцевой, а последняя частично и к пренит-пумпеллиитовой фациям. Некоторые различия в метаморфизме рассматриваемых толщ намечаются по структурным особенностям встречающихся в них минералов. Например, белая слюда в породах горноалтайской серии представлена гидромусковитом, в теректинской — нормальным мусковитом (Хорева и др., 1970). Однако подобные наблюдения пока что единичны и не могут быть распространены на отложения названных выше толщ всей территории Горного Алтая.

Имея сопоставимый набор минеральных ассоциаций и сходную литологию, метаморфические породы горноалтайской серии и теректинской свиты существенно отличаются «степенями измененности». В первой хорошо сохранены слоистость и ритмичность, а также реликты кластических минералов. Напротив, почти лишены всех этих признаков породы теректинской свиты — в них сильно проявлены окварцевание, рассланцовка, плойчатость и другие вторичные особенности, в целом не типичные для горноалтайской серии. Однако имеются исключения. В зонах разломов породы кембро-ордовика при рассланцовке и окварцевании преобладает облик «теректинских сланцев». В этом случае различия в «степени их измененности», так же как и в «степени метаморфизма», полностью стираются.

Преимущественно терригенный состав в Горном Алтае имеют ордовикские и силурийские отложения (чойская, савельевская, бугрышихинская и другие свиты): песчаники, алевролиты, мергели, кремнистые сланцы и подчиненные известняки. По тем немногочисленным данным, которые нам удалось собрать (табл. 13), можно предположить, что метаморфизм этих толщ не превышал хлорит-мусковитовой субфации. Нами они условно относятся к пренит-пумпеллиитовой фации, т. е. к дозеленосланцевому метаморфизму. Степень изменения рассматриваемых толщ низкая: хорошо сохранены ритмичность, обломочные структуры и другие особенности осадочных пород.

В Рудном Алтае с описанными выше образованиями ордовика и силура по «степени метаморфизма» можно сопоставить, очевидно, пугачевскую, кыстав-курчумскую и другие свиты девонского возраста. К сожалению, изучены они еще менее детально.

Иной литологический состав имеют баратальская серия, манжерокская (обе рифейские), каянчинская (рифей—нижний кембрий), каимская,

Минеральные ассоциации метапелитов ордовика и силура Горного Алтая +Кв+Аб

Нижний ордовик (ма- териалы А. С. Митро- польского, С. В. Мель- гунова)	Колич. шлифов	Средний—верхний ордо- вик (материалы А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова)	Колич. шлифов	Силур (материалы А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова)	Колич. шлифов
Хл+Сер+Эп+Ка Хл+Сер+Стил+Эп	22 3	Хл+Сер+Акт+Ка Хл+Ка+Эп	3 14	Хл+Сер Ка Хл+Сер+Эп+Ка	6 6 4

еландинская (нижний — средний кембрий) свиты, слагающие Бийский и Кадринско-Баратальский выступы, а также вендско (?)-нижнекембрийские толщи Северо-Восточной зоны Алтая. Баратальская серия представлена преимущественно карбонатными породами. Степень ее метаморфизма устанавливается в основном по «вторичным» минеральным ассоциациям метаэффузивов, туфов и т. д.

Залегающие на баратальской манжерокская (порфириты, туфы, туффиты, песчаники, хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы) и далее каянчинская (известняки, порфириты, туфы, туффиты, метапесчаники, метаалевролиты и т. д.), каимская (порфириты, диабазы, туфы, туффиты, метапесчаники, алевролиты, известняки, кварциты и т. д.) и еландинская (гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки и т. д.) свиты имеют повторяющиеся наборы минеральных ассоциаций. Обобщенные данные по парагенезисам рифея и кембрия (преимущественно нижнего) представлены в табл. 14 и 15, а в табл. 16 дается их сопоставление. Различия не принципиальные, касаются главным образом стильпномелана, который встречается в рифее

Таблица 14

Катунский выступ (данные А.Ф.Белоусова с допол- нениями А.С.Митрополь- ского и С.В.Мельгунова)	Бийский выступ (материа- лы А. Ф. Белоусова)	В целом по Горному Алтаю	Колич. шлифов
Ба	Акт	Ка	58
Ka+Cen	Ба	Ка+Сер	24
Эп+Акт+Cen	Акт+Стил	Акт	16
$Cep+Ba+2\pi+CTun?(Eu?)$	Стил	Ка+Эπ	. 14
Ка+Акт	Акт+Эп	Стил.	. 11
Cen	Акт+Ка	Сер+Ка+Эп+Стил?(Би)	7
Прен-Ка	Ka+Cen	Прен-Ка	. 6
Стил	Акт+Прен	Ка+Акт.	7
Сер+Эп+Ка+Акт	Ка+Прен	Акт+Стил	5
Сер+Стил?(Би?)+Акт	Эп	Сер	. 3
Эп+Акт+Сер	Эп+Стил	Прен+Акт	. 3
Ка+Эп+Стил		Акт+Эп	. 3
Прен+Эп		Эп	2
Эп		Сер+Эп+Акт+Ка	2
Сер+Ка+Стил?(Би?)		Сер+Стил+Акт	2
oop + +(2)		Эп+Акт+Сер	1
		Ка+Эп+Стил	1
		Сер+Ка+Стил	. 1
		Эп+Стил	. 1
		Кв+Аб+Хл	16

Минеральные ассоциации рифейских метабазитов Горного Алтая +Кв+Аб+Хл±Гем±Лейк

минеральные	ассоциации	нижнекеморииских лы А. Ф. Бе. ±Кв+Аб+Хл±Го	метаоазптов лоусова) ем+Лейк	1 орного	Алтая (материа
						1

Северо-Восточная зона (районы Айрык, Куба, Ко- ной, Аксаазкан)	Горноалтайск, Чепош, Черга, Толдушка, Чарыш- ский район, Сугаш и др.	В целом по Горному Алтаю	Колич. ш л ифов
Ка	Ка		
Ка+Акт	Сер+Эп+Акт	Ка	35
Акт	Акт+Эп	Эп+Акт	18
Эп+Акт	Эп	Эп+Ка	15
Эп+Ка	Сер+Эп+Ка	Акт	13
Эп+Сер+Акт+Ка	Ка+Эп	Ка+Акт	14
Сер+Ка	Эп+Ка+Акт	Эп+Сер+Акт	13
Эп+Ка+Акт	Эп+Прен	Сер+Эп+Ка	11
Акт+Ка+Сер	Акт	Эп	. 9
Эп+Сер+Акт	Сер+Ка+Акт	Эп+Ка+Акт	8
Эп+Сер	Ка+Сер	Сер+Ка	6
Акт+Прен	Сер	Эп+Сер+Акт+Ка	5
Эп+Прен+Сер+Акт	Ка+Эп+Прен+Акт	Сер+Ка+Акт	5
Эп+Стил	Ка+Прен+Эп	Эп+Прен	3
	Прен+Акт	Эп+Сер	2
	Ка+Прен	Акт+Прен	. 2
	Прен	Cep	2
	Ка+Акт	Эп+Прен+Сер+Акт	. 1
		Эп+Стил	. 1
		Ка+Эп+Прен+Акт	. 1
		Ка+Прен+Эп	. 1
		Ка+Прен	. 1
		Прен	. 1

чаще, чем в кембрии. Однако этот вывод будет неверным, если не упомянуть некоторые среднетемпературные проявления на фоне карбонатных отложений. В этом отношении особый интерес представляет Чаустинское месторождение дистена, приуроченное к каянчинской (Винкман, 1970), а по мнению А. Ф. Белоусова, к баратальской свите. Залегает оно среди мраморизованных известняков с водорослями рифея. Метаморфические образования представлены гранатовыми амфиболитами, ставролит- и дистенсодержащими сланцами и другими породами с типичными для эпи-

Таблица 16

```
Сопоставление по парагенезисам рифейских и кембрийских метабазитов Горного Алтая
```

Парагенезисы рифея	Парагенезисы кембрия	Общие парагенезисы
	Эп+Ка+Акт	Эп+Акт
Сер+Ка+Эп+Стил(Би?)	Сер+Ка+Акт	Ка+Акт
Акт+Стил	Эп+Прен	Эп+Ка
Сер+Стил+Акт	Эп+Сер	Сер+Эп+Акт
Ка+Эп+Стил	Прен+Эп+Сер+Акт	Сер+Ка
Ка+Сер+Стил	Ка+Эп+Прен+Акт	Сер+Эп+Акт+Ка
Стил	Ка+Прен+Эп	Акт+Прен
	-	Сер
		Эп+Стил
		Прен

дот-амфиболитовой фации парагенезисами (Лепезин, 1972а; Лепезин, Ушакова, 1974).

Среднетемпературные образования в рассматриваемых толщах не являются слишком редким исключением. Они развиты в районе Чаган-Узуна (гранатовые амфиболиты). Отдельные находки дистена по шлиховым пробам выявлены также к северу от Чаустинского месторождения.

Таким образом, можно достаточно обоснованно предполагать, что, не отличаясь существенно основными уровнями метаморфизма, рифейские и кембрийские толщи отличаются его максимумами. В первых P - Tусловия достигают эпидот-амфиболитовой фации, но по площади трудно фиксируются из-за преимущественно карбонатного состава толщ, во вторых максимальные условия метаморфизма не выходят из фации зеленых сланцев.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Западный Саян и пограничные с ним районы Тувы сложены метаморфическими породами докембрия, кембрия, ордовика и силура. Среди них наиболее полный материал получен по джебашской и устуишкинской сериям, чингинской, нижнемопокской и верхнемонокской свитам. Джебашская серия слагает одноименный выступ, разделенный Борус-

ским грабен-синклинорием на две части, из которых западная изучалась

Таблица 17

Разрез по р. Она (материалы Г. Г. Ле- пезина, А. С. Мит- ропольского, С. В. Мельгунова)	Разрез по р. Уртень (материалы Г. Г. Лепезина)	Разрез по р. Енисей (материалы Г. Г. Лепезина)	В целом по джебашской серии с учетом матери- алов В. П. Коробейни- кова)	Колич. шлифов
+Кв+Аб+Хл	+Кв+Аб+Хл	+Кв+Аб+Хл	+Кв+Аб+Хл	
Сер+Эп	Сер+Эп	Сер+Ка+Эп	Сер+Эп	22
Сер+Ка+Эп	Сер+Ка+Эп	Сер+Ка+Гр∳	Сер+Ка+Эп	18
Сер	Сер+Ка	Сер	Сер+Ка	16
Сер+Ка	Сер	Эп+Акт	Сер' <u>+</u> Грф	9
Эп	Эп+Ка	Би	Сер+Эп+Акт	5
Му+Би+Эп+Акт	Эп	Би+Эп	Эп	3
+Кв+Пл+Хл	Эп+Ка+Акт	+Кв+Пл	Му+Би	3
Му+Би+Эп	Сер+Эп+Акт Сер+Эп+Стил?	Ро+Би+Эп+Ск	Би+Эп Эп+Акт+Сер+Би	3 2
Му+Би Би+Эл	(Би?) +Кв+Аб	Хл+Би+Корд	Сер+Эп+Акт	2
Ка+Би Му+Би+Корд +Кв+Пл	Сер Му+Би+Гр Му+Гр+Грф +Кв+Пл		Эп+Акт	1
Би+Ро+Эп			Cen	1
Ро+Эп	Хл+Ро+Эп		Ка	1
Му+Би+Корд+			Сер+Эп+Стил?(Би?)	1
+Авд+Грф			Сер+Би+Гр Сер+Гр+Грф	1 1

Минеральные ассоциации метаморфических пород западной части Джебашского выступа

Примечание. Ассоциации с кордиеритом и андалузитом, возможно, контактово-метаморфические. Минеральные ассоциации метаморфических пород восточной части Джебашского выступа (амыльская свита) и устуишкинской серии

Джебашская серия (вдоль Усинского тракта) (материалы Г. Г. Лепезина, А. С. Митропольского, С. В. Мель- гунова)		Устуишкинская серия по Усинскому тракту (данные А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова)	Колич. шлифов
Гунова) Сер	All 11 7 6 6 6 5 4 4 2 2 1 1 1 1 1 1 1 1 2	Сер+Ка. Сер Сер+Эп Ка Сер+Ка+Стил Кв+Аб+Хл	26 20 12 5 3 1
лв+ло+ла+сер Аб+Хл+Акт+Эп+Стил	2 2		

нами по Енисею, Оне, Уртеню, Юнь-Джебашу, Бирик-Джебашу и в других местах (материалы В. И. Исакова, В. П. Коробейникова, Г. Г. Лепезина, С. В. Мельгунова, А. С. Митропольского). Стратиграфически серия подразделяется на две свиты: нижнюю — тебинскую, преимущественно метапелитового состава, и верхнюю — уртеньскую, сложенную чередующимися горизонтами метапелитов, мраморов и железистых кварцитов (иногда с гранатом и пьемонтитом). Видимая мощность серии 10 000—11 000 м.

Сходный состав джебашская серия имеет и в восточной части рассматриваемого выступа, где основание разреза представлено в основном метапелитами (тебинская свита), а метабазиты с прослоями известняков, железистых и пьемонтитсодержащих кварцитов (уртеньская свита) тяготеют к его верхам. Мощность отложений здесь до 8000 м.

Возраст метаморфических пород Джебашского выступа, по мнению большинства исследователей, докембрийский.

Минеральные ассоциации джебашской серии отдельно для западной и восточной частей выступа приведены в табл. 17 и 18, здесь же указаны парагенезисы устуишкинской серии, изученной по Усинскому тракту. Анализ полученных данных показывает, что максимальные уровни метаморфизма джебашской и устуишкинской серий на востоке выступа практически не различаются и сопоставимы с минимумом метаморфизма западной его части. Различия намечаются в проявлении эпидот-амфиболитовой фации, которая выделена в районе р. Когдар (Коробейников, 1971) и по Сабинскому хребту (Лепезин, 1972б). Однако среднетемпературные парагенезисы пока что не известны на востоке Джебашского выступа, за исключением, возможно, р. Оя и ее правого притока р. Анбук. Мичеральные ассоциации уступшкинской серии (шлифы В. М. Исакова и В. П. Коробейникова, определения Г. Г. Лепезина) +Кв+Аб+Хл+Гем+Мт

Хр. Хор-Тайга	Междуречье Шом- Шум—Алды-Ишкин	Разрез по р. Аныяк-Оруг	В целом по району с уче- том других участков	Кочич. шли- фов
Ка+Сер+Эп Акт+Эп Эп+Ка+Стил+ +Сер Эп+Акт+Ка Ка+Стил+Грф Сер+Стил	Эп+Акт Сер+Ка+Эп Эп+Ка+Акт Эп+Ка+Акт+ +Стил Эп+Акт+Ка+ +Сер+Стил (Би?) Сер+Ка	Эп Сер+Ка+Эп+ +Акт+Стил Эп+Акт Кв+Аб+Грф	Эп+Акт	21 14 14 14 11 7 6 5
Эп	Сер+Би+Грф Сер+Стил		Cep+Cтил. Cep+Cтил. Cep. $\exists \pi+Ka+A\kappa\tau$. Cтил. $\exists \pi+Ka+A\kappa\tau+Cтил$. $\exists \pi+Ka+A\kappa\tau+C\tau n.$. $Ka+C\tau n.\pi+\Gamma p\phi$. $\exists \pi+Ka+C\tau n.\pi+Cep$. $Cep+Eu+\Gamma p\phi$. $\exists \pi+Ka+C\tau n.\pi+Ka+Cep+$ $+C\tau n.n$ (+En?) $Cep+Ka+\Gamma p\phi$. $Cep+\exists \pi+Ka$. $\exists n+Ka$. $A\kappa\tau+Ka$. $\exists n+Ka$. $A\kappa\tau+Ka$. Ka+Eu. $Cep+Ka+C\tau n.\pi$. $Ka+K\tau$. K	5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5

О степени измененности джебашской серии можно судить на основании следующих данных. Хотя среди ее отложений часто встречаются метабазиты, реликтовые минералы (например, основной плагиоклаз или пироксен) в них полностью отсутствуют. Для слагающих выступ пород не характерны элементы слоистости, ритмичности и т. д. Но сильно проявились плойчатость, рассланцовка и окварцевание. Рассматриваемые метаморфические образования характеризуются в целом большей степенью измененности, чем аналогичные по литологии отложения кембрия, ордовика и силура.

С породами джебашской серии во многом сопоставимы отложения устуишкинской серии, выделенные в аксугском синклинории и в Чингекатском выступе. Возраст серии, расчлененной на сютхольскую, ишкинскую и аласугскую свиты, дискуссионен. Одними исследователями она относится к среднему или даже верхнему кембрию (Херасков, 1970), другие считают, что сютхольская и ишкинская — докембрийские, а аласугская — кембрийская (Черноморский, 1965). По данным же В. В. Волкова, В. М. Исакова, В. М. Коробейникова и Б. Н. Лапина (Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы, 1970), устуишкинская серия в непрерывном разрезе объединяет разновозрастные, но литологически сходные толщи рифея, кембрия и частично ордовика.

Минеральные	acc	оци	ации	иджирско	й свиты	xp.	Иджир	(шлифы	B. M.	Иса-
кова,	В.	п.	Кор	обейникова	, опред	елен	ия Г. І	. Лепези	на)	
			-	$+K_B + A6$	5+Хл+	Гем-	++Мт			

Парагенезис	Колич. шли- фов	Парагенезис	Колич. шли- фов	Парагенезис	Колич. шли- фов
Сер+Эп+Ка Эп+Ка Эп+Акт Эп Сер+Ка	5 3 3 3 3	Ка	2 1 1 1	Эп+Стил Эп+Акт+Стил Сер+Эп Эп+Ка+Стил	1 1 1 1

В составе рассматриваемой серии преобладают метапелиты. Метабазиты распространены в нижних частях и исчезают вверх по разрезу. В этом же направлении идет постепенное увеличение карбонатности слагающих ее пород (Владимирский, Черноморский, 1961). Суммарная мощность всех перечисленных выше свит 15 000 м.

Метаморфические породы устуишкинской серии детально изучены в пределах хр. Хор-Тайга, в междуречье Шом-Шум — Алды-Ишкин, по рекам Аныяк-Оруг, Ак-Суг, Хемчик и в других местах. Минеральные ассоциации некоторых из этих районов представлены в табл. 19, а в табл. 20 сведены парагенезисы пород иджирской свиты хр. Иджир (шлифы В. М. Исакова, Б. Н. Лапина, определения Г. Г. Лепезина).

Анализ собранных данных показывает, что парагенезисы иджирской свиты полностью повторяются в устуишкинской серии. В свою очередь, последняя по распространению среди ее минералов биотита и граната ближе к джебашской серии, западной части Джебашского выступа, по встречаемости же стильпномелана и низкотемпературных ассоциаций соответствует джебашской серии восточной части того же выступа (табл. 21, 22). Максимальный уровень метаморфизма устуишкинской серии приближается к мусковит-биотитовой субфации фации зеленых

Таблица 21

Парагенезисы джебашской серии	Парагенезисы уступликинской серии	Общие парагенезисы
Сер+Би	Сер+Стил	Эп+Акт
Эп+Би	Сер+Ка+Эп+Акт+Стил	Эп
Эп+Акт+Сер+Би	Стил	Сер+Ка
Би	Эп+Ка+Акт+Стил	Ка
Сер+Би+Гр	Ка+Стил+Грф	Эп+Сер
Cep+Γpφ+Γp	Эп+Ка+Стил+Сер	Сер
Ро+Стил+Эп	Сер+Би+Грф	Эп+Ка+Акт
Стил+Акт+Эп+Прен	Эп+Акт+Ка+Сер+Стил(Би?)	Ка+Эп+Сер
Би+Эп+Акт	Сер+Ка+Грф	Эп+Акт
Сер+Стил+Эп+Акт	Сер+Эп+Би	Эп+Ка
Сер+Стил	Би+Акт	Сер+Ка+Стил
Кв+Аб+Сер+Стил	Акт+Ка	1.
Кв+Аб+Ка+Сер	Ка+Би	
Аб+Хл+Акт+Эп+Стил, а также парагенезисы эпидот-амфиболи- товой фации	Кв+Аб+Акт, а также гранат- и пьемонтитсодержащие по- роды	

Сопоставление по парагенезисам джебашской и устуишкинской серий +Кв+Аб+Хл

Сопоставление по парагенезисам пджирской свиты и устумшкинской серим +Кв+Аб+Хл

Парагенезисы иджирской свиты	Парагенезисы устуишкинской серии	Общие парагенезисы	
Эп+Сер+Акт	Сер+Стил	Эп+Акт	
Ка+Грф	Сер	Эп .	
Эп+Стил	Сер+Эп+Ка+Акт+Стил	Сер+Ка	
Эп+Ка+Стил	Стил	Эп+Сер	
	Эп+Ка+Акт+Стил	Эп+Ка+Акт	
	Ка+Стил+Грф	Ка+Эп+Сер	
	Эп+Ка+Стил+Сер	Эп+Акт+Стил	
	Сер+Би+Грф	Эп+Ка	
	Эп+Акт+Ка+Сер+Стил(Би?)	Ка	
	Сер+Ка+Грф		
	Сер+Эп+Бл		
	Би+Акт		
	Акт+Ка		
	Ка+Би		
	Сер+Ка+Стил		
	Кв+Аб+Акт		

сланцев. Степень измененности рассматриваемых отложений в целом также сопоставима.

Из других толщ Западного Саяна Г. Г. Лепезиным (по шлифам В. В. Велинского и В. М. Исакова) детально изучены чингинская и нижнемонокская свиты верхнего рифея — нижнего кембрия. Первая из них (мощность до 5000 м) сложена основными эффузивами, диабазами, порфиритами, туфами с прослоями песчаников, алевролитов, кварцитов и известняков. В строении нижнемопокской свиты участвуют диабазы, пор-

Таблица 23

	+RB+A0	+лл	
Р. Теплая (Шлифы В. В. Велинского, определения Г. Г. Лепезина)	Р. Мишиха (шлифы В. В. Велинского, определения Г. Г. Ле- пезина)	Р. Чехан (шлифы В. В. Велинского, определения Г. Г. Лепезина)	Р. Хемчик (шлифы Б. Н. Лацина, определения Г. Г. Лепезина)
Эп+Акт+Ка Эп+Ка Сер+Ка+Стил Сер+Стил Акт+Стил+Пумп Сер+Акт Стил+Ка Акт+Ка*	Стил Стил+Ка Эп Акт Стил+Эп Стил+Акт Эп+Стил+Пумп Ка+Эп+Пумп Эп+Стил+Ка	Эп+Акт+Стил Эп+Акт ±Кв±Аб Эп+Акт	Эп+Ка Эп+Ка+Акт+ +Стил Эп+Акт Акт+Ка Эп Акт Сер
Эи+Акт+Стил+Ка*			
Стил*	Стил+Акт* Ка+Стил*		

Минеральные ассоциации рифсёских — нижнекембрейских метабазитов Западного Саяна — Тувы (чингинская свыта) __кв__ Аб__ У п

* Парагенезисы без Хл.

Таблица 24

Минеральные	ассоциации	нижнекембрийских	метабазитов	(нижне- +	верхнемонок-
-		екая свит	ы) Х-		-

Хр. Хан-Сын (шлифы В. В. Велинского, определения Г. Г. Лепезина)	Пос. Субботино (плифы В. В. Велин- ского, определения Г. Г. Лепезина) В целом нижне-+верхнемонокская свиты этих и других участков						
Эп+Акт+Стил	Эп+Акт	Эп+Ка	90				
Ка+Эп+Акт	Эп+Ка	Эп+Акт	54				
Сер+Эп+Пумп+ +Стил+Акт	Ка+Акт	Эп	29				
Ка+ Эп+Пумп	Эп	Эп+Ка+Стил	16				
Эп+Пумп+Стил	Акт	Ка+Эп+Пумп	16				
Эп+Ка+Стил	Ка+Эп+Пумп	Акт	13				
Стил+Сер	Эп+Ка+Стил	Эп+Сер+Ка	8				
Стил+Пумп		Стил+Сер	7				
Эп+Акт		Сер+Ка	5				
Акт		Ка+Акт	5				
Сер		Ка+Эп+Акт	4				
Ка		Сер+Эп+Пумп+Стил+Акт	3				
Пумп		Стил+Пумп	3				
Эп		Ка	3				
		Акт+Сер	3				
		Эп+Пумп+Стил	2				
		Эп+Акт+Стил	1				
		Cep	1				
		Пумп	1				

фириты, кератофиры, различного рода терригенные образования, известняки и другие породы. Возраст чингинской свиты верхний рифей нижний кембрий. Отложениями рассматриваемых свит сложены Куртушибинский антиклинорий, Борусский грабен-синклинорий и Северо-Саянская зона структур.

Чингинская свита изучена по рекам Теплая, Мишиха, Чехан, Хемчик, на западном и восточном окончаниях Куртушибинского хребта и в пределах хр. Борус. Минеральные ассоциации пород свиты представлены в табл. 23. Обращает на себя внимание частая встречаемость парагенезисов со стильпномеланом, а также присутствие пумпеллиита. Последний установлен в породах по рекам Мишиха, Теплая, в Куртушибинском хребте и в районе хр. Борус.

Метаморфические породы чингинской свиты отличаются от образований джебашской серии прежде всего полным отсутствием парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации. Однако среди ее минералов часты стилыпномелан, пумпеллиит, иногда встречается и пренит. Максимум метаморфизма чингинской свиты отвечает фации зеленых сланцев и в этом отношении полностью сопоставим с минимумом метаморфизма джебашской серии. Что же касается низкотемпературных условий метаморфизма, то они укладываются в пренит-пумпеллиитовую фацию. Этим чингинская свита отличается от рассмотренной ранее джебашской серии.

Породы чингинской свиты характеризуются слабой рассланцованностью, и в них хорошо сохраняются порфировые и кластические структуры, а также слоистость, ритмичность, следы подводного оползания и другие особенности первичновулканогенных и терригенных образований. Однако процент сохранности пироксена крайне низкий (около 4% на все количество просмотренных шлифов). Основной плагиоклаз встречен в 2— З шлифах.

Сопоставление по парагенезисам чингинской и нижнемонокской свит +Кв+Аб+Хл

Парагенезисы чингинской свиты	Парагенезисы нижнемонокской свиты	Общие парагенезисы		
Ка+Эп+Пумп Сер+Ка Сер+Эп+Пумп+Стил+ +Акт Стил+Пумп Акт+Сер Пумп	Ка+Стил Эп+Стил Сер+Эп+Стил Эп+Акт+Стил+Ка Эп+Стил(Би?) Сер+Эп Ка+Би?(Стил?) Акт+Стил Эп+Стил+Ка+Сер Эп+Пумп+Ка+Акт Сер+Ка+Стил Ка+Эп+Стил Ка+Эп+Стил Кв+Аб+Сер \pm Ка \pm Эп Кв+Аб+Ка	Эп+Ка Эп+Акт Эп Эп+Ка+Стил Акт Эп+Сер+Ка Стил+Сер Ка+Акт Ка+Эп+Акт Ка Эп+Пумп+Стил Эп+Акт+Стил Сер		
	its no och otha			

В зонах региональных разломов, таких как Джебашский, Борусский, Саяно-Тувинский и другие, породы рассланцованы и окварцованы. Здесь они полностью утрачивают свои первичные структурные и текстурные особенности. Различия в степени измененности пород чингипской свиты и джебашской серии местами стираются, создается картина постепенных взаимопереходов. Подобный контакт наблюдался В. М. Исаковым и В. П. Коробейниковым (1965) в бассейне р. Сизой в вершине Бугова лога.

Нижнемонокская свита (нижний кембрий) изучена нами по р. Шаман, у пос. Субботино, в районе хр. Хан-Сын и в других местах. Минеральные ассоциации пород представлены в табл. 24. По парагенезисам она во многом напоминает чингинскую свиту, за исключением, пожалуй, еще более широкого распространения среди минералов пумпеллиита. Их различия наглядно видны в табл. 25.

Степень измененности пород нижнемонокской свиты, как и другие ее особенности, аналогична таковой чингипской свиты.

Другие толщи (верхнемонокская, арбатская свиты, шигнетская серия среднего—верхнего кембрия, ордовика и силура) на предмет метаморфизма не изучались. Они условно отнесены к пренит-пумпеллиитовой фации. Из низкотемпературных новообразований в них отмечаются серицит, хлорит, эпидот.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ТУВЫ

Часть метаморфических образований, в основном рифейских, мы рассмотрели выше. Остановимся на кембрийских отложениях, включающих хамсаринскую, туматтайгинскую, тапсинскую, баянгольскую, актовракалтынбулакскую и другие свиты. В отличие от позднедокембрийских эти толщи имеют более пестрый состав: метаморфизованные основные и кислые эффузивы, песчаники, алевролиты, известняки и т. д. Выделяемые метаморфиты принадлежат разным структурно-формационным зонам, но сопоставимы по возрасту. Минеральные ассоциации некоторых из них

Минеральные	ассоциации	нижнекембрийских	метабазитов	Тувы
		+Кв+Аб+Хл		

Хамсарин- ская свита (шлифы Б. Н. Лапи- на, опреде- ления Г. Г. Лепе- зина)	Туматтайгин- ская свита (шлифы Б. Н. Лапи- на, опреде- ления Г. Г. Лепези- на)	Баянголь- ская свита (тлифы Б. Н. Лапи- на, определе- ния Г. Г. Ле- пезина)	Актовракская свита (шлифы Б. Н. Лапина, определения Г. Г. Лепезина)	В целом по нижнему кембрию Тувы	Колич. шлифов
Акт Эп+Акт Эп+Акт+ +Ка Акт+Ка	Эп+Акт Эп+Ка+ +Акт Эп+Стил Акт+Пумп Эп Прен Акт	Эп+Акт Ка+Эп Эп+Пумп+ +Акт Стил+Акт	Эп+Акт+Ка+ +Стил Эп+Ка+Стил+ +Пумп Эп+Акт+Стил Эп+Акт+Ка Стил Эп+Ка+Стил Эп+Ка+Стил Эп+Ка	Эп+Ка	134 95 56 34 26 12 12 8 5 4 3 2 2 2 2 2 1

представлены в табл. 26. Здесь преобладают парагенезисы Kв + Aб + + Хл + Эп + Ка (33%), Kв + Аб + Хл + Эп + Акт (24%), Kв + + Аб + Хл + Эп (14%), Kв + Аб + Хл + Эп + Ка + Акт (8%), Kв + Аб + Хл + Эп + Стил (7%). При этом частота встречаемости ассоциаций со стильпномеланом составляет 14%, с пумпеллиитом — 2%, с пренитом — 0,5%. P - T условия метаморфизма перечисленных выше толщ укладываются в зеленосланцевую и пренит-пумпеллиитовую фации. От харальской, нарынской и айлыгской свит их отличают прежде всего полное отсутствие в породах гранат- и биотитсодержащих парагенезисов и сравнительно частая встречаемость ассоциаций со стильпномеланом, пренитом и пумпеллиитом. В свою очередь, последние не характерны для рифейских образований.

Степень измененности кембрийских отложений в целом высокая, но обнаруживает некоторую зависимость от их суммарного литологического состава. Так, в существенно вулканогенных хамсаринской и тапсинской свитах реликтовый пироксен встречен в 15—20% просмотренных шлифов, а в вулканогенно-терригенной туматтайгинской—только в первых процентах. Во всех случаях пироксен хорошо сохраняется во вкрапленниках и исключительно редко в основной массе. Основной плагиоклаз наблюдался всего лишь в двух шлифах.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ САЛАИРА

В составе позднедокембрийско-нижнепалеозойских отложений Салаира выделяются рифейские кивдинская и аламбайская (уксунайская) свиты (известняки, метапелиты, микрокварциты, метабазальтоиды), кембрийские

Минеральные ассоциации рифейских метабазитов Салаира (материалы А. Ф. Белоусова, Б. Н. Лапина) ±Кв+Аб+Хл±Гем±Лейк

Парагенезис			Колич. шлифов	Парагенезис	Колич. шлифов			
Ка						11	Ка+Стил	2
Кв+Аб+Хл						9	Эп+Ка+Стил	2
Эп+Ка					•	6	Сер	1
Акт						5	Прен+Акт	1
Сер+Ка						3	Эп+Акт+Ка	1
Акт+Ка				•		2		

гавриловская (известняки с редкими прослоями эффузивов), печеркинская, орлиногорская (метабазальтоиды, кислые эффузивы, конгломераты, известняки), ариничевская, толсточихинская (в основном известня-

Таблица 28

Минеральные ассоциации нижне-, среднекембрийских метабазитов Салаира (данпые А.Ф. Белоусова в Б. Н. Лапина) ±Кв+Аб+Хл±Гем±Лейк

Прикузбасская зона (данные А. Ф. Белоусова)	Северо-восток Салаира (матери- алы А. Ф. Бело- усова)	В целом по Салаиру с учетом других участков и материалов Б. Н. Лапина	Колич. шли- фов
Эп	Эп	Эп	. 89
Эп+Ка	Ка+Эп	Ка+Эп	. 59
Ка	Ка	Эп+Акт	. 47
Сер+Эп+Стил	Эп+Сер	Ка	. 41
Эп+Сер	Сер+Ка	Сер+Ка	. 28
Сер+Ка	Эп+Пумп+Ка	Эп+Акт+Стил	24
Сер+Эп+Ка	Стил+Пумп	Эп+Стил+Пумп	24
Сер+Эп+Ка+Акт	Ка+Прен	Сер+Эп	23
Прен+Ка	Эп+Акт	Ка+Сер+Эп+Акт	20
Эп+Прен		Сер+Эп+Ка	19
Сер+Ка+Акт		Кв+Аб+Хл	19
Сер+Пумп		Сер+Эп+Стил	12
Скп+Пумп		Сер+Эп+Стил+Пумп+Прен+Акт	8
Сер+Эп-НАкт		Стил+Пумп	6
Эп+Акт		Эп+Ка+Акт	4
Эп+Стил+Акт		Стил+Ка	4
		Эп+Пумп	4
		Стил+Пумп+Ка	4
		Эп+Стил+Ка	4
		Сер+Стил	2
		Сер+Акт+Стил	2
		Ка+Прен	2
		Эп+Пумп+Ка	2
		Стил+Пумп+Прен+Акт	2
		Эп+Стил+Пумп+Ка	2
- 13		Сер+Эп+Ка+Стил+Пумп+Акт	2
		Эп+Прея	1
		Ка+Сер+Акт	1
2		Сер-Пумп	1
-		Сер+Эп+Акт	1

Минеральные ассоциации верхнекембрийских-нижнеордовикских метабазитов Салапра (данные А.Ф.Белоусова) ±Кв+Аб+Хл±Гем±Лейк

Парагенезис Колич. шли- фов Параг		Парагенезис	Колич. шли- фов
Сер+Эп+Акт	6	Эп+Акт	. 1
Ка+Сер	8	Сер+Акт.	. 1
Ка	7	Акт	. 1
Эп+Сер	3	Сер+Ка+Прен	. 1
Эп	$\begin{array}{c} 2\\ 2\end{array}$	Пумп+Ка	. 1

ки) и другие свиты. Суммарная мощность рассматриваемых отложений оценивается в 8000—10 000 м.

Среди рифейских метабазитов наиболее распространены ассоциации Кв + Аб + Хл + Сер + Ка, Кв + Аб + Хл + Ка и Кв + Аб + Хл + + Сер + Эп + Акт (табл. 27), гораздо реже — парагенезисы со стильпномеланом (в двух шлифах из 33 просмотренных), пумпеллиитом и пренитом.

В табл. 28 и 29 приведены минеральные ассоциации кембрийских и кембро-ордовикских образований. Анализ полученных данных показывает, что условия метаморфизма рифейских, кембрийских и ордовикских метабазитов Салаира взаимно перекрываются (табл. 30—32) и отвечают зеленосланцевой (преобладает) и пренит-пумпеллиитовой фациям. При этом почти полное отсутствие в рифее пренита и пумпеллиита, несколько более частая их встречаемость в кембрии и ордовике говорят как будто в пользу более высокотемпературного максимума метаморфизма древних толщ.

Степень измененности описанных выше образований в целом характеризуется следующими особенностями. Реликтовый плагиоклаз уста-

Таблица 30

Сопоставление по парагенезисам рифейских и кембрийских отложений Салапра

	+Кв+Аб+Хл	
Парагенезисы рифея	Парагенезисы кембрия	Общие парагенезисы
Акт <u>+</u> Ка	Акт±Эп	Ка±Эп
Акт+Прен	Эп+Акт+Стил	Cep+Ka
Сер	Сер+Эп+Стил	Ка+Стил±Эп
	Сер+Ка+Эп±Акт	Эп+Ка+Акт
	Сер+Эп+Стил+Пумп+Прен+ +Акт	
	Эп+Пумп±Ка	
	Стил+Пумп+Ка	
	Сер+Стил±Акт	
	Прен+Ка	
	Стил+Пумп-,-Преп+Акт	
	Стил+Пумп+Эп+Ка	
	Сер+Эп+Ка+Стил+Пумп+Акт	
	Эп+Прен	
•	Сер+Пумп	
	Сер+Эп+Акт	
	Эп+Стил+Пумп	

Сопоставление по парагенезисам рифейских и	кембро-
ордовикских метабазитов Салаира	-
+Кв+Аб+Хл	

Парагенезисы рифея	Парагенезисы кембро-ордовика	Общие па- рагенези- сы
Эп+Ка±Стил Ка+Акт Ка+Стил Сер Прен+Акт Эп+Ка+Акт	Сер±Эп+Акт Эп±Сер Сер+Эп+Ка+Стил Сер+Ка+Прен Пумп+Ка	Ка±Сер Акт

новлен примерно в 10 шлифах из 350 просмотренных, пироксен — в 100. Последний наблюдался в основном в дайках и близповерхностных интрузиях, т. е. в хорошо раскристаллизованных породах. Как и в рассмотренных ранее примерах Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы, пироксен чаще встречается во вкрапленниках и исключительно репко—в основной массе.

Таким образом, охарактеризованные выше толщи, включающие отложения рифея, кембрия, ордовика и частично силура, по степени метаморфизма укладываются в пренит-пумпеллиитовую и зеленосланцевую фации с некоторым отклонением в сторону как повышенных температур (Чаустинское месторождение дистена), так и повышенных давлений (глаукофановые сланцы акольской и уймонской свит).

Хотя в рассмотренных примерах низкотемпературные минеральные ассопиации и являются преобладающими, тем не менее это не доказательство однородности метаморфизма осадков собственно геосинклинального комплекса. Если ограничиться системой из семи компонентов (SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, NaO, K₂O), то из наблюдаемого разнообразия парагенезисов (табл. 33) два нонвариантные, три моновариантные и десятьдивариантные (табл. 34). В породах за счет TiO₂ и Fe₂O₃ постоянно присутствуют лейкоксен и гематит. Предполагается также, что в исследуемой *P* — *T* области H₂O и CO₂ дают разрыв сместимости, а поэтому выступают в качестве и независимых компонентов, и самостоятельных фаз. Можно, конечно, рассуждать, правильно ли выбраны компоненты, равновесны ли сосуществующие фазы и т. д., но сам факт развития многоминеральных ассоциаций остается бесспорным. При этом они характерны в основном для метабазитов, в то время как переслаивающиеся с ними метапелиты маломинеральны. Последнее, по мнению авторов, и создает видимость однородного метаморфизма тех толщ (например, горноалтайская и шиг-

Таблица 32

Сопоставление по парагенезисам кембрийских п кембро-ордовикских метабазитов Саланра +Кв+Аб+Ал

2.3

Парагенезисы кембрия	Парагенезисы кембро- ордовика	Общие парагенезисы
Сер+Эп+Ка+Стил+Пумп±Акт Сер+Эп+Прен+Стил+Пумп+Акт Эп+Стил±Пумп±Акт Ка+Сер±Эп+Акт Стил+Пумп±Иа Ка+Стил±Эп Сер+Стил±Акт Эп+Пумп±Ка Ка+Прен Эп+Прен Сер+Пумп	Сер+Эп+Ка+Стил Сер+Акт Сер+Ка+Прен Пумп+Ка	Сер+Эп+Акт Ка±Сер Эп±Акт Эп+Сер

Минеральные ассоциации рифейско-нижиепалеозойских толщ Алтае-Саянской складчатой области

$+K_B+A\delta+X_J$	1+Гем+Лейк
--------------------	------------

Парагенезис		
Сер+Ка449 $\exists n+A\kappa r$ 260My+Би+3Ка+ $\exists n$ 376 $\exists n+Cep+A\kappa r$ 153My+Би+1Сер+ $\exists n+Ka$ 288Сер+ $\exists n+Ka+A\kappa r$ 108My+Би+1Сер+ $\exists n+Ka$ 288Сер+ $\exists n+Ka+A\kappa r$ 108My+Би+1 $\exists n$ 204 $\exists n+A\kappa r+Ka$ 63 $\exists n+En+H$ $\exists n$ 204 $\exists n+A\kappa r+Ka$ 63 $\exists n+En+H$ Cep+Crun+ $\exists n$ 196 $A\kappa r+Ka$ 57 $\exists n+En+H$ Cep+ $\exists n$ 120Cep+Ka+A\kappa r29My+Ka+1Cep+ $\exists n$ 120Cep+Ka+Akr27My+En+3Cep+Crun64Стил+Ka+Aкr27My+En+3Kв+A6+Xл52Ka+ $\exists n+Crun+Akr$ 20My+En+3 $\exists n+Ka+Crun$ 52Ka+ $\exists n+Crun+Akr$ 20My+En+3 $\exists n+Ka+Crun$ 35 $A\kappa r+Crun$ 13My+ $\exists n+3$ $\exists n+Ka+Crun$ 33 $\exists n+En+Akr$ 9En+Ka $\exists n+Crun+Ka$ 33 $\exists n+En+Akr$ 8En $\exists n+Crun + Ka$ 31Cep+ $\exists n+Crun+Hymn + Hpen+Akr$ 8En $\exists n+Ka+Hymn$ 19Cep+Crun+Akr5En $\exists n+Ka+Hymn$ 19Cep+Crun+Akr4En	агенезис	Колич. шлифов
Cep+Ka+Прен10Cep+ \Im п+Стил+Пумп + +Aкт3My+Стил- мy+Стил+ 2Cep+Прен10Cep+ \Im п+Ка+Стил+ 	Эп Гр Гр Кал Эп Эп Эп Эп Эп Эп Эп Эп	33 22 26 18 10 8 7 6 6 6 3 2 1 1 121 2 123 20 14 2 1 1 1 1

Примечание. В таблицу не включены парагенезисы метаморфических пород зональных комплексов, Джебашского и Теректинского выступов, устуишкинской и кувайской серий, Чаустинского месторождения дистена, а также акольской и уймонской свит.

* Парагенезисы без Хл.

Нон-, мэнэ- и дивариантные парагенезисы рифейско-нижнепалеозойских геосииклинальных толщ Алтае-Саянской складчатой области+Кв+Аб+Хл

Парагенезисы	Колич. шлифов	Парагенезисы	Колич. шл <u>и</u> фов
Нонвариантные		Дивариантные	
Сер+Стил+Акт+Эп+Прен+Пумп	8		108
Сер+Стил+Эп+Ка+Пумп+Акт	2	Ка+Эп+Стил+Акт	21
Моновариантные		Сер+(лил+Эп+Акт Эп+Стил+Пумп+Ка	
Эп+Ка+Пумп+Акт	4	Сер+Эп+Пумп+Ка	2
Сер+Стил+Эп+Пумп+Акт	3	Сер+Стил+Ка+АКТ	$ \frac{2}{2}$
Сер+Стил+Эп+Ка+Акт	1		
		па+оп+прен+Акт	1

Примечание. В таблицу не включены парагенезисы с гранатом и биотитом из пород Харальского поднятия, появление которых обязано контактовому метаморфизму гранитоидов Таннуольского комплекса. К тому же гранат здесь с высоким содержанием MnO.

Таблица 35

Встречаемость матабазальтлидов с реликтами первичных минералов по различным районам (данные А. Ф. Белоусова, Ю. Н. Кочкина, Б. Ф. Налетова)

	Встречаемость пород с реликтами								
Стратиграфическое подразделение	плагиоклаза клинопироксена								
Горный Алтай									
Баратальская, манжерокская свиты (рифей); Катунский антиклинорий		×	77	18					
тальское поднятие Сугащская свита (мембсий): зона Юго-Зацално-		×	37	22					
го Алтая. Каянчинская, усть-семинская, чергинская свиты (нижний-средний, кембрий): Центрально-Ал-	6	0	13	1					
тайская зона	80	10	79	31					
точно-Алтайская зона	20	0	74	33					
Салаирский кря	ж								
Аламбайская (уксунайская) свита (рифей); Центрально-Салаирский антиклинорий Гарриловская печеркичская суенчикая сви-		×	38	9					
ты (нижний кембрий)	27	0	104	8					
Чумышская зона	17	0	34	2					
басская зона Салапра	52	0	114	37					
Горная Шори	я								
Мунжинская свита (рифей); Бийский антикли-	1								
норий		×	65	14					
ский выступ		×	209	45					
средний кембрий); Кондомская зона Березовская, мундыбашская и другие свиты нижний—специи кембрий): Амзасская и Тель-	19	0	47	16					
бесская зоны	12	0	56	31					
Азыртальская зона, западная (мрасская) подзона	8	0	60	16					

Окончание табл. 35

	Встречаемость пород с реликтами						
Стратиграфическое подразделение	плагио	клаза	клинони	клинопироксена			
Кузнецкий Алатау и его восточные отроги							
Енисейская серия, нижняя часть (рифей) Енисейская серия, верхняя часть (рифей); за-	89	13	159	28			
падный склон Кузнецкого Алатау		×	31	1			
точно-Кузнецкая зона	69	39	183	31			
татская зона Чумайская, карачаровская свиты и др. (кембрий);	32	0	46	17			
Кожуховская зона	31	6	66	36			
карасукская святы и др. (нимини—средний кембрий); Кийско-Батеневская зона Кутеньбулукская, азортальская, тузухсинская	111	44	145	71			
Святы (нижния-средния кемория), порско- Азочртальская зона, восточная подзона Большекитская, черноосновская, китатская,	18 [.]	9	49	31			
ордовик); Золотокитатская зона	260	48	227	94			

Примечание. В рифейских толщах, помеченных звездочкой, встречаемость пород с ре-ликтами плагиоклаза везде мала (встречены в 9 из 157 исследованных пород).

нетская серии), которые сложены преимущественно метатерригенныма осалками.

Установление нон-, моно- и дивариантных ассоциаций среди геосинклинальных отложений Алтае-Саянской складчатой области позволяет надеяться, что и к ним могут быть применены методы картирования с выделением изоград и зон, используемые при изучении комплексов, представленных метаморфическими образованиями эпидот-амфиболитовой и пругих фаний.

Что же касается степени измененности пород, то какие-либо возрастные корреляции в этом отношении не намечаются. Более отчетливы латеральные (межзональные и межрайонные) различия для одновозрастных отложений. Несколько повышена встречаемость реликтов пироксена и плагиоклаза в самом восточном районе Кузнецкого Алатау (табл. 35), а также в кувайской серии Восточного Саяна. Они же наблюдаются чаще в толщах с преимущественно вулканогенным литологическим составом, а также в субвулканических интрузиях.

В заключение авторы приносят благодарность В. В. Велинскому и В. М. Исакову за предоставленную ими возможность познакомиться со шлифами из пород чингинской, нижне- и верхнемонокской свит Западного Саяна и Тувы.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А. М., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969. 283 с.

Винкман М. К. О стратотипах манжерокской, каянчинской и каимской свит в

Бинкман М. К. Осгратогинах манжероксков, каянчинской и камеской свит в Горном Алтае. — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970, с. 60—65. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 110). Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Складчатые структуры верхнекем-брийских (?) отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Т. 58. М., 1961, с. 33—41. Зайков В. В., Королюк В. Н., Лепезин Г. Г., Меляховецкий А. А. Метаморфиче-

ская зональность Харальской структурно-формационной зоны Восточной Тувы.-В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск. «Наука», 1977, c. 58-71.

Кембрийская тектоняка и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970. 158 с.

Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с. Коробейников В. П., Исаков В. М. К тектонике и стратиграфии метаморфиче-

ских комплексов докембрия Западного Саяна. - В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1965, с. 3-14. (Тр. СНИИГГиМ-Ĉa, вып. 34).

Лепезин Г. Г. Особенности зонального метаморфизма Горного Алтая.— «Геол. и геофизика», 1972а, № 5, с. 56—65.

Лепезин Г. Г. Особенности метаморфизма Западного Саяна.— «Геол. и геофизика», 1972б, № 10, с. 34—39. Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н. Минералогия и условия генезиса Чаустинского

месторождения дистена (Горный Алтай).— «Геол. и геофизика», 1974. № 6, с. 89—95. Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 262 с. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Наука», 1966. 306 с.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая. Томск, 1968. 327 с. Херасков Н. Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.— «Бюл. МОИП», 1970, т. 75, вып. 3, с. 34-49.

Хорева Б. Я., Блюман Б. А., Розинова Е. Л., Касатов Б. К. Минералогические и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма.— ЗВМО, 1970, серия 2, ч. 99, вып. 1, с. 16—24. Черноморский М. А. Протерозой области сопряжения Западной Тувы, Запад-

ного Саяна и Горного Алтая. Автореф. канд. дис. Л., 1965, с. 28.

СИСТЕМА SiO $_2$ — Al $_2$ O $_3$ — FeO — MgO — MnO — K $_2$ O — H $_2$ O ПРИМЕНИТЕЛЬНО К СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫМ МЕТАПЕЛИТАМ

В предыдущих наших работах (Кепежинскас, Хлестов, 1971; Кепежинскас, 1977) была сделана попытка построения полной петрогенетической решетки для среднетемпературных метапелитов на основе системы $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O$. Оказалось, что ни для одного из принципиально возможных вариантов P - T-диаграммы такой системы не удается избежать некоторых несоответствий с фактическими минералогическими данными. Тот тип P - T-диаграммы, который был принят нами за реальный, отвечал минимальному количеству таких несовпадений, существование которых мы объяснили влиянием дополнительных компонентов, и в первую очередь MnO. Однако эти оговорки были в достаточной степени декларативными.

В настоящей работе ставится цель более конкретно рассмотреть этот вопрос на основе разбора всех принципиально возможных вариантов *Р* — *Т*-диаграммы для системы, включающей дополнительный марганец. Общий подход к проблеме и методика аналогичны использованным ранее (Кепежинскас, 1977; Kepezhinskas, Khlestov, 1977).

Минералогические данные. Содержание MnO в минералах среднетемпературных метапелитов (включающих мусковит с кварцем), как правило, не слишком велико (за исключением граната), по относительные его вариации весьма существенны. Колебания величины для отношения $M \equiv Mn/Mn + Fe + Mg + Al$ в породах этого типа составляют (в ат. %):

для	граната	0,10-28,3	(290)*
для	хлоритоида	0,05 - 3,5	(60),
для	биотита**	0,01 - 1,82	(270),
для	ставролита	0,01 - 0,82	(160),
для	хлорита	0,02-0,84	(120),
для	кордиерита	0,27-0,90	(36).

Для полиморфов Al_2SiO_5 , судя по немногочисленным анализам (Okrusch, 1971; Усенко и др., 1973; и др.), в среднетемпературных метапелитах это отношение всегда очень мало (на 1—2 порядка меньше, чем у ассоциирующего биотита). Богатые марганцем виридины характерны не для метапелитов, а только для специфических марганцовистых пород типа гондитов и т. п.

Относительная «марганцовистость» в различных парах минералов также варьирует в широких пределах (табл. 1).

Имеющиеся на сегодняшний день химико-апалитические данные позволяют в принципе построить объемный аналог Томпсоповской диаграм-

^{*} В скобках — число учтенных анализов.

^{**} Для биотита величина M рассчитывается после вычета из его состава мусковитового компонента в количестве, эквивалентном K_2O .При этом взят мусковит с 30% фенгитового минала (Fe + Mg + Mn) : Al = 1 : 18.

минера дов

пределы	колеоании д	цим огношен.	an mx my b	puolin napon	
y x	Кд	Хл	Би	Ст	Хд
Гр	6,8—17,0 (22)*	9—94,0 (60)	4,3—43,0 (205)	11,6-66,5 (90)	6,6-16,6 (27)
Хд	?	0, 7 —5, 7 (32)	0,8-2,1 (12)	1,4—2,6 (36)	
Ст	?	0,6—2,8 (28)	0,2 — 1,4 (85)		
Би	0,65—3,8 (35)	0,7—2,2 (42)		÷1	
Хл	3		- 54		

Примечание. Учтены данные из многих работ, ссылки на большую часть которых можно найти в монографии К. Б. Кепежинскаса (1977); дополнительно использованы материалы А.А.Маракушева и др. (1974), Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной (1975), В. В. Федькина (1975) и др.

* В скобках - количество учтенных пар минералов.

мы (Thompson, 1957) в координатах Al₂O₃—FeO—MgO—MnO. При этом величина *M* оказывается одной из координат такого тетраэдра, а остальные аналогичны координатам обычного Томпсоновского треугольника. На рис. 1 дана безмасштабная проекция соответствующего тетраэдра на плоскость Al₂O₃—FeO—MgO из вершины MnO. Там, где проекции коннод пересекаются, «верхняя» коннода (отвечающая бо́льшим концентрациям MnO) показана сплошной линией, а «нижняя» — пунктиром. Для полной определенности формы объемной концентрационной диаграммы укажем также, что точка Хл лежит ниже плоскостей Гр—Кд—Би, Ст—Кд—Би, Би—Кд—Хд, Кд—Би—А, точка Хд — ниже плоскостей Гр—А—Хл, Би—Гр—А, А—Гр—Кд, Ст—Гр—Кд, Ст—Гр—Хл, Ст—Гр—Би, а точка Ст — ниже плоскостей А—Кд—Гр, А—Би—Гр, А—Гр—Хл, но выше плоскостей А—Хд—Кл и А—



Рис. 1. Вид концентрационной диаграммы. (Пояснения в тексте).

Би-Хд.

Взаимное положение коннод во многих случаях совершенно очевидно, если учитывать данные табл. 1. Например, это относится к пересечениям проекций коннод Гр-Кд и А-Би. Гр-Ст и А-Хд. Кд-Хд и А-Би и др. В менее очевидных примерах нами рассчитывались на основе данных по химизму минералов в соответствующих конкретных ассоциациях положения для точек пересечения коннод и, с учетом реальных содержаний MnO, определялось взаимное положение коннод или фигуративных точек минералов (Хл, Хд, Ст) относительно указанных выше плоскостей. Эти ссотношения во всех случаях выступают достаточно определенно, и принципиальная конфигурация объемной концентрационной диаграммы может считаться вполне надежной, не допускающей двузначных толкований, кроме рассмотренного ранее вопроса с Хд и Ст (Кепежинскас, 1977; Kepezhinskas, Khlestov, 1977).

Вывод возможных типов P - T-диаграмм. Рассматриваемая система включает 7 минералов (А, Гр, Хд, Ст, Би, Хл, Кд) при четырех виртуальных компонентах (Al₂O₃—FeO—MgO—MnO), т. е. имеет — 1 степень свободы, по Д. С. Коржинскому (1957). Соответствующая P - T-диаграмма содержит 7 нонвариантных узлов (стабильных и метастабильных) и 21 моновариантную линию, каждая из которых указана в табл. 2. С помощью рис. 1 легко определить вид моновариантных реакций, отвечающих этим линиям. В большинстве случаев очевидно направление реакции при повышении температуры, поскольку ясен баланс H₂O даже без точного расчета коэффициентов реакций. Исключением является лишь реакция 20, где трудно решить, какая из альтернативных ассоциаций отвечает более высоким температурам (в табл. 2 более высокотемпературные парагенезисы даются в правой части записи реакции).

Как показано ранее (Кепежинскас, 1977), число принципиально допустимых вариантов P - T-диаграммы значительно снижается, если мы имеем возможность установить для каждого из нонвариантных узлов хотя бы ориентировку стабильных лучей относительно оси давлений (т. е. в сторону каких давлений, малых или больших, отходит стабильный луч от нонвариантной точки).

При известном виде реакции, пользуясь методикой Ф. А. Скрейнемакерса (1948), можно получить принципиальную конфигурацию каждого из нонвариантных узлов. При этом, если термический эффект всех реакций известен, даже в случае, когда наклопы линий не могут быть рассчитаны, априори возможны только два варианта узла, отличающиеся ориентировкой стабильных лучей относительно оси Р. Для узлов [Хд], [Хл], [Гр] и [Би] удается установить, какая из альтернативных ориентировок реальна. Так, для узла [Хд] получаем, что ассоциация Ст + Кд + Му устойчива лишь по одну сторону от него (относительно оси P). По другую сторону место этого парагенезиса занимает A + Eu ++ Гр (при сравнительно высоких Т) или хлоритсодержащие ассоциации (см. узел [Хд] на рис. 1). Поскольку минералогические данные определенно указывают на то, что $A + Eu + \Gamma p$ в отличие от Ct + Kg + Myвстречается вплоть до высоких давлений, ориентировка узла относительно оси Р определяется однозначно. Положение поля Ст + Кд, как парагенезиса попиженных P, конкретизирует и реальную ориентировку узла [Хл]. Для узла [Гр] эта задача решается сопоставлением наблюдаемой распространенности ассоциаций А + Би + Кд и Би + Ст в комплексах разных давлений. Аналогичным образом, сопоставляя распространенность ассоциации Хд + Кд и Ст, определяем реальную ориентировку узла [Би] (см. рис. 1). Для оставшихся узлов [А], [Ст] и [Кд] нет возможности отдать предпочтение какому-либо из подобных двух случаев ориентировки. Поэтому мы исследовали все варианты P - T-диаграммы, получаемые при переборе названных узлов в любой комбинации. Число вариантов увеличивалось еще и за счет того, что для реакции 20 (см. табл. 2) приходится предполагать оба направления.

Обозначим каждую из возможных комбинаций четырехзначным числом в двоичном коде, причем единица в первых трех разрезах означает, что для узлов [A], [CT] или [Kд] соответственно стабильные лучи (A, Гр), (Cт, Гр) или (Кд, Гр) ориентированы в сторону высоких давлений. Единица в 4-м разряде означает, что в реакции 20 Ст + Му — более высокотемпературная ассоциация. Нули отвечают альтерпативным случаям. Теперь запишем все 16 возможных комбинаций (наборов неопределенных узлов): «а»— (1111), «б»— (0111), «в»— (1001), «г»— (0001), «д»— (1011), «е»— (1101), «к»— (0011), «з»— (0101), «п»— (1110), «к»— (0110), «л»—

Характеристика моновариантных реакций и соответствующих им РТ-линий

N ^e ЛИНИИ	Символ линии	Реакция (±КВ)	ΔH_2O	Принадлеж- ность к узлу*
1	(А, Гр)	Хл+Хд+Му=Ст+Би+Кд	+	[1] ? [6] ↑
2	(А, Би)	Гр+Хл+Ст=Кд+Хд		[1] ? [2] ↑
3	(А, Ст)	Гр+Хл+Му=Бп+Кд+Хд	+	
4	(А, Кд)	Хд+Хл+Му=Ст+Би+Гр	+	
5	(А, Хд)	Гр+Хл+Му=Би+Кд+Ст	+	
6	(А, Хл)	Xд+Кд+Му=Ст+Б н +Гр	20 +	$[1] ? \\ [5] \downarrow$
7	(Би, Кд)	Гр+Хд+Хл+А=Ст	4	$\begin{bmatrix} 2\\7\end{bmatrix}$
8	(Би, Хд)	А+Гр+Хл=Ст+Кд	- 1	[2] ↑ [3] ↓
9	(Би, Гр)	Ст+Хл=А+Хд+Кд	- <u>-</u>	$\begin{bmatrix} 2 \\ 6 \end{bmatrix}$
10	(Бп, Хл)	А+Гр+Хд+Кд=Ст	+	$\begin{bmatrix} 2 \\ 5 \end{bmatrix} \downarrow$
11	(Би, Ст)	А+Гр+Хл=Хд+Кд	- <u>1</u> -	$\begin{bmatrix} 2 \\ 4 \end{bmatrix} \stackrel{\downarrow}{?}$
12	(Хд, Кд)	Ст+Хл+Му=А+Бп+Гр	-1-2-	[3] ↑ [7] ?
1.3	(Хд, Гр)	Ст+Хл+Му=А+Би+Кд	+	[3] [6] ↑
1 4	(Хл, Ст)	Гр+Хл+Му=А+Би+Кд	+	[3] ↑ [4] ?
15	(Хд, Хл)	Ст+Кд+Му=А+Би+Гр	+	[3] ↓ [5] ↓
16	(Ст, Кд)	Хд+Хл+Му=А+Би+Гр		[4] ? [7] ?
17	(Ст, Гр)	Хд+Хл+Му=А+Би+Кд	+	$\begin{bmatrix} 4 \\ 6 \end{bmatrix} \downarrow$
18	(Ст, Хл)	Кд+Хд+Му=А+Би+Гр	+	[4] ? [5] ↑
19	(Хл, Гр)	А+Хд+Кд+Му=Би+Ст	+	$\begin{bmatrix} 5 \\ 6 \end{bmatrix} \downarrow$
20	(Хл, Кд)	А+Хд+Гр+Би=Ст+Му	;	[5] ? [7] ?
21	(Гр, Кд)	А+Хд+Хл+Му=Ст+Би	+	[6] ↑ [7] ?

* Нумерация узлов отвечает табл.3. ↑ — стабильная часть луча со стороны высоких P, ↓ — со стороны низких P.

(1000), «м» — (0000), «н» — (1010), «о» — (1100), «п» — (0010), «р» — (0100). Для каждой из комбинаций определялось, какие узлы могут быть одновременно стабильными и какие исключают друг друга. Для примеров, подобных нашему, как показано Д. С. Коржинским (1957), любая моновариантная линия принадлежит двум узлам, каждый из которых может быть устойчив лишь тогда, когда соответствующие стабильные Априорно возможные комбинации стабильных (+) и матастабильных (--) нонвариантных точек

		Варианты (типы) Р-Т-диаграмм								
№ нонвари- антного узла		I	II	III	IV	v	VI	V11	-000	
	Сим-	Варианты набора неопределенных Узлов							6 30	Литературный
	вол узла	в, л	г	г, м	e, o	ж, п	ж	3, p	цны	источник
		Исходные узлы							иро,	
		5	3	5	5	3	5	5	d LI M	
	[1]			1	1	1		1		_
1	[A]	+	+		<u><u></u></u>	+	-			
2	[Б и]	-	+	-	- 1	+		-		
3	[Хд]	—	+	_	-		-	-	*	Osberg(1971)
4	[Ст]	+	_	+	-	_	+	-		
5	[Хл]	+	_	+	+	-	+	+ 2		
6	[Гр]	-	+	_	_	+	-	-		
7	[Кд]	_	+	_	_	- 1	+	-	*	Bossard(1929)
Число несов- падений		2	0.	2	2	1	1	2		

Примечание. * — ассоциации, встречающиеся сравнительно редно.

лучи от них ориентированы в противоположные стороны. Это необходимое, но еще не достаточное условие. При такой взаимной ориентировке они могут оказаться несовместимыми (одновременно метастабильными). Например, при комбинации «а» названное условие выполняется для пар узлов [А] с [Кд], [А] с [Хл] и [Кд] с [Хл]. Но они не могут быть устойчивы, поскольку ориентировка такова, что стабильный [Хл] должен был бы располагаться при бо́льших давлениях, чем [А], и меньших, чем [Кд], тогда как [Кд] — при давлениях меньших, чем [А]. Очевидно, это не выполнимо, и при соответствующей комбинации «а» все названные узлы метастабильны. Анализируя все случаи подобным образом, уменьшаем число возможных вариантов Р — Т-диаграммы до 12. Как затем выясняется из геометрических построений, еще 5 из этих вариантов оказываются в принципе неосуществимыми. Например, при комбинациях «б» и «к» узлы [Кд] и [Хл] метастабильны, поскольку в случае их стабильности отходящие от них стабильные лучи (Кд, Ст) и (Хл, Ст) неизбежно пересекаются, что невозможно, поскольку при этих комбинациях стабильный узел [Ст] несовместим ни с [Кд], ни с [Хл].

Выбор реального типа *P* — *T*-диаграммы. После полного перебора остается 7 принципиально возможных вариантов *P* — *T*-диаграмм (табл. 3). Сопоставление их с минералогическими наблюдениями дано в табл. 3 и 4. Легко видеть, что варианты I, III, IV и VII должны быть отбракованы из-за слишком большого числа несоответствий с природными ассоциациями. Только вариант II не имеет таких несоответствий и рассматривается нами как наиболее вероятный реальный тип *P* — *T*-диаграммы.

Для вариантов V и VI число несоответствий с минералогическими наблюдениями невелико. Если учесть возможное влияние дополнительных компонентов (например, TiO_2 в биотите), то нельзя полностью исключить возможность реальности какого-нибудь из них (вместо варианта II), но вероятность этого заметно меньше еще и по ряду соображений, изложенных ниже.

Все моновариантные для рассматриваемой системы ассоциации, отмеченные в природе, отвечают лучам, исходящим из узлов [Хд] и [Кд]. При этом для 8 из 11 таких лучей имеются описания природных параге-
Таблица 4

Набор стабильных (---) и метастабильных (---) моповариантных ассоциаций для возмежных типов Р-Тдиаграмм

N2	Символ		1	Tu	ин Р-	Т-днагр	амм			Природные	
линин	линип	Ассоциация (+КВ, Му)	I	11	111	IV	v v	VI	VII	ине новариант инации	Литературный источник
1	(А, Гр)	Хл+-Ст-+Бн-+Кд+-Хд	+	+	_	+		-	-		_
2	(А, Би)	Хл+Ст+Гр-ŀ-Кд-+Хд		-1-	_	+	+				_
3	(А, Ст)	Хл+-ГрБиКдХд	+			-+-		- -	2.2		
4	(А, Кд)	Хл+Хд- -Ст- -Бп- -Гр	+		-	+	+	+	_	*	Halferdahl (1961), Billings (1937), Albee (1972)
5	(А, Хд)	$X_{\pi-} -C_{\tau-} -Б_{\pi}+-I\{\mu-+\Gamma p$		- -	-	+		_	_	*	Osberg (1971), Guittard, (1965)
6	(А, Хл)	Гр+Ст+Бн+Кд+Хд	+	-+-		+	-+	• +-			
7	(Би, Кд)	Гр+Хд+Хл- -А- -Ст	-	-+-	-	- 1	+	- -	-	*	Halferdahl (1961), Albee (1972)
8	(Би, Хд)	АГрКд	-	+	-	-		-	****		
9	(Би, Гр)	Ст- -Хл- -А- -Хд- -Кд	-	- -	-	-	+				
10	(Би, Хл)	А+Гр+Хд-⊦Кд+Ст	+		+			-+-	+		
11	(Би, Ст)	X л+- Γ р+- Λ -+- X д-+ Кд			+	-		+	1. (a)		
12	(Хд, Кд)	СтХлАБиГр	-		-	-	+		-	**	Лепезин (1973), Кепежинскас (1971) Green (1963)
-13	(Хд, Гр)	А- -Хл- -Ст- -Кд- -Би	-	+		- 1		-	-	*	Osberg (1971), Guittard (1965)
14	(Хд, Ст)	Хл+Гр- -Кд- -Бп- -А		+-	+		+	-+-	-	10.	
15	(Хд, Хл)	Ст+Кд+А+Би+Гр	+	+		+	+	-+-	+	**	Лепезин (1973), Guittard] (1965) и др.
16	(Ст, Кд)	Хд- -Хл- -А- -Би- -Гр	- -		-+-		-	+	-		l .
17	(Ст, Гр)	ХлКдБнХд	- -		- -	-	+	+	-		
18	(Ст, Хл)	Кд- -Хд- -А- -Бп- -Гр	- [-	-			-	- -	- -		
19	(Хл, Гр)	А- -Хд- -Кд- -Би- -Ст	+					+	-!		
20	(Хл, Кд)	Л- -Гр- -Хд- -Би- -Ст	- -				-	+	+	*	Albee (1972),
21 Члс.	24 (Гр. Кд) АХдХлСтБи Число несовиадений		4		5	4	+ 1	2	6	*	Halferdani (1901), Albee (1972)

Примечание. ** — широко распространенные парагенезисы,



Рис. 2. Схематический вид Р — Т-диаграммы, отвечающей II типу табл. 3 (помера линий и узлов соответствуют табл. 2, 3).

незисов. Более того, встречены ассоциацин, отвечающие непосредственно названным узлам (Osberg, 1971; Bossard, 1929), причем первый указан среди комплексов высоких давлений (с дистеном), а второй — среди пород андалузит-силлиманитового типа, т. е. реальные соотношения здесь таковы, как это и следует из рисовки P - T-диаграммы II типа (рис. 2).

Как будет показано ниже, отсутствие моновариантных ассоциаций, отвечающих узлам [А], [Гр], [Би], стабильным во II типе, находит сравнительно простое объяснение.

Если же предположить реальными V или VI типы, то гораздо труднее увязать наблюдения и конфигурацию получаемых P-T-диаграмм. Например, для VI типа луч (Хд, Кд) отходит от узла [Кд] в сторону высоких давлений, что противоречит указанным выше данным по нонвариантным ассоциациям.

Обсуждение результатов. Рис. 2 дает общую топологию P-T-диаграммы II типа. Жирными лпниями показаны лучи, соответствующие моновариантным ассоциациям, найденным в природе. Обращает внимание то, что из 11 лучей, принадлежащих узлам [Хд] и [Кд], большая часть (8 линий на рисунке) подтверждена природными парагенезисами, тогда как из 15 лучей, относящихся к узлам [Би], [А] и [Гр], лишь 5 имеют соответствующее подтверждение, и то лишь те, которые одновременно принадлежат узлам [Кд] и [Хд] (т. е. фактически мы имеем в первом случае 8 из 11 узлов, тогда как для линий, не относящихся ни к [Кд], ни к [Хд], — 0 из 10). Простейшая статистическая оценка (по формуле Фишера) двух таких выборочных распределений показывает, что отмеченные их различия не случайны (достоверность различий > 99,9%). Следовательно, они требуют специального объяснения.

Вдоль каждой моновариантной линии на *P* — *T*-диаграмме отношения Fe : Mn : Mg во всех минералах непрерывно меняются, подобно тому, как показано для отношения Fe : Mg в системе без MnO (Кепежинскас, Хлестов, 1974). Если исходить из данных П. Осберга (Osberg, 1971), для узла [Xд] величина М граната равна ~ 11,5%, для биотита ~ 0,5, для кордиерита ~ 0,7%. Для ассоциации, отвечающей точкам луча (A, Xд), в том же районе зафиксированы более низкие значения M для минералов: $\Gamma p < 10,3\%$, Кд < 0,6 и Би < 0,45%. Таким образом, можно заключить, что вдоль этого луча при движении от узла [Xд] в сторону малых P и T величина M постепенно падает.

Для луча (Хд, Кд) также имеются цифры M, более низкие, чем в узле [Хд]: в одном случае $M_{\Gamma p} \approx 7\%$, $M_{Eu} \approx 0.22$ п $M_{CT} \approx 0.26\%$ (по данным Guidotti, 1974), в другом — $M_{\Gamma p} \approx 2\%$, $M_{Eu} < 0.07\%$ (по данным Лебедева и др., 1964). Следовательно, величина M вдоль луча (Хд, Кд) падает с ростом давления, причем изменения, как видно из приведенных цифр, весьма ощутимы.

Если при движении вдоль какого-либо луча величина М упадет до 0, то дальнейшее его продолжение («мнимая» часть луча) со значениями М < 0 не может отвечать каким-либо реальным превращениям, хотя чисто геометрические построения таких «мнимых» частей в принципе возможны (папример, если бы были известны аналитически задапные термодинамические величины Δz для минералов как функции их составов). «Мнимыми» в названном смысле могут оказаться не только части лучей. но и нонвариантные узлы и некоторые лучи целиком. В нашем случае выглядит весьма правдоподобным, что каждый из трех узлов [А], [Би], [Гр] является «мнимым», так же как и стабильные части лучей (А, Би), (Гр, Би), (Хл, Би) и (Би, Ст) (см. рис. 2). Этим легко можно было бы объяснить указанные выше достоверные различия между частотой встречаемости моновариантных ассоциаций, принадлежащих лучам, связанным с разными узлами рис. 2. Дополнительное подтверждение этому — упомянутая уже тенденция изменения величины M вдоль луча (Xд, A), а также находки ассоциаций, отвечающих лучам (А, Кд) и (Гр, Кд), с исключительно низким значением М для всех минералов. Для первой ассоциации она опускается до 0,6% для Гр, до 0,03 для Ст, до 0,05 для Хд, до 0.07 для Би и до 0.03% для Хл, а для второй — до 0.04% для Ст, до 0.01 для Би, до 0,09% для Хд (Albee, 1972).

Точки лучей, для которых M = 0, по существу, отвечают нонвариантным узлам в «вырожденной» системе, не содержащей MnO. При указапном выше допущении «мнимого» характера узлов [A], [Би] и [Гр] легко увязать выбранный здесь тип P - T-диаграммы для Mn-содержащей системы с ранее построенной P - T-диаграммой для такой «вырожденной» системы (Кепежинскас, Хлестов, 1971; Кепежинскас, 1977). На рис. 3 показапы соотношения элементов обеих диаграмм. На его основе легко объясняется отмеченное ранее кажущееся несоответствие между тем, что ассоциация, отвечающая узлу [Хд, Кд] для «вырожденной» системы, широко распространена в природе, тогда как па соответствующей P - T-диаграмме, выбранной в качестве реальной, отвечающий ей узел метастабилен. В системе с MnO оказывается, что стабильная часть луча (Хд, Кд) целиком отвечает значениям M > 0. Соответственно, в безмарганцевой системе такого узла быть не может, тогда как реальная ассоциация вполне объяснима присутствием MnO.

Среди всех кварцсодержащих минеральных ассоциаций системы $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-MnO-K_2O-H_2O$ можно выделить три типа. К первому относятся все парагенезисы, поля которых на рис. З ограничены жирными линиями ($A + Eu + \Gamma p$, Ct + Kd + My, Ct + Xn + My и др). Для них при изобарическом изменении температур (или при изотермическом изменении давлений) реальные пределы устойчивости зависят от содержания MnO в системе, причем в общем случае предельные по величине интервалы устойчивости имеют ассоциации, в которых для всех минералов 100% > M > 0. Ко второму типу относятся «мангано-



Рис. 3. Предположительная P — Т-привязка элементов рис. 2. 1 — реальные моновариантные линии в системе с MnO: 2 — то же для системы без MnO (полностью соответствует рис. 8 в работе: Керегліпskas, Khlestov, 1977); 3 — «мнимые» части моновариантных диний (объяснения в текстс); 4 — граница поля устойчивости кордиерита (в системе без MnO и FeO); направление повышения величины M вдоль моновариантных линий. Номера линийи узлов соответствуют табл. 2 и 3.

фобные» ассоциации, для которых P - T-поля устойчивости наиболее обширны при отсутствии MnO в системе (M = 0). Сюда относятся A + + Кд + Хл(+ Му), A + Кд + Би, A + Хл + Би, A + Хд + Гр(+ +Му), Гр + Хд + Би, A + Би + Хд, A + Хд(+ Му), A + Ст(+Му), Хд + Би, Хд + Гр(+Му), A + Хл(+Му), Кд + Хл(+Му), Би + Хл, A + Би, Хл + Му и Хд + Му. Третий тип включает «манганофильные» ассоциации, P - T-поле устойчивости для которых расширяется с увеличением концентрации MnO в системе: A + Кд + Гр(+Му), A + Би + + Гр, Гр + Кд(+Му).

Как следует из рис. З, ассоциация $X_{\rm A}$ + $K_{\rm A}$ + $K_{\rm B}$, относящаяся к I типу, возможна при малых P, по только в безмусковитовых ассоциациях. Это в целом согласуется с чрезвычайно редкими наблюдениями такого парагенезиса в контактовых ореолах (причем присутствие мусковита там проблематично).

Таким образом, построение P - T-диаграммы для системы SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-MnO-K₂O-H₂O подтверждает ранее высказанное предположение о том, что все нес \bullet ответствия между минералогическими наблюдениями и выводами из P - T-диаграммы для безмарганцевой

системы могут быть объяснены влиянием дополнительных компонентов. Введение даже одного MnO позволило целиком избежать таких противоречий.

Другими словами, все сформулированные ранее заключения (Кепежинскас, Хлестов, 1971; Кепежинскас, 1976) могут считаться дополнительно подтвержденными.

ЛИТЕРАТУРА

Кепежинскас К. Б. Неоднородность давления при метаморфизме зонального комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 1, c. 192-195.

Кепежинскас К. Б. Парагенетический анализ п петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск, «Наука», 1977. 198 с.

Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Построение принципиальной Р — Т-диаграммы для среднетемпературных метапелитов.— ЗВМО, 1971, ч. 100, вып. 2, с. 129—137. Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Влияние P = T-условий на пределы колеба-

ний железистости в минералах среднетемпературных метапелитов. — ЗВМО, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 241—246. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минера-лов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е., Прудников Е. Д., Шапкина Ю.С., Юроба Г. Т. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. — В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 1. Л., 1964, **c**. 131-156.

Лепезин Г. Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов (на примере Тонгулакского комплекса). М., «Ĥаука», 1973. 152 с.

Маракушев А. А., Хохлов В. А., Головин В. Е. Метаморфические пояса Узбекистана.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1974, № 2, с. 16—35.

Петров Б. В., Макрыгина Е. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975. 342 с.

Скрейнемакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равно-весия. М., ИЛ, 1948. 212 с. Усенко И. С., Хмарук Т. Г., Кравченко Г. Л., Довгань Р. Н. Об условиях мета-

морфизма кристаллических сланцев р. Берды (Приазовьс). В кн.: Геохимия п ру-дообразование. Вып. 2. Киев, 1973, с. 21-31.

Федькин В. В. Ставролит. М., «Наука», 1975. 272 с. Albee X. L. Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction Relations of Chloritoid and Staurolite.- «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, p. 3249-3268.

Billings M. P. Regional Metamorphism of the Littleton-Moosilauke Area, New Hampshire. – «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1937, v. 48, p. 467-566.

Bossard L. Petrographie der Mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination.— «Schweiz. Miner. Petr. Mitt.», 1929, Bd 9, H. 1, S. 107-159. Green T. 3. High-Level Metamorphism of Pelitic Rock in Northern New Hampshi-

«Amer. Mineral.», 1963, v. 48, N 9-10, 991-1023. Guidotti C. V. Transition from Staurolite to Sillimanite zone Rangeley Quadrang-

le.- «Main. Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 3, p. 475-490.

Guittard G. Associations, minerals, subfacies et types de metamorphisme dans los micaschistes et les gneiss pelitiques du Massif du Canigou (Pyrenees - Orientales).-

«Bull. Soc. Geol. de France», 1965, v. 7, p. 356-382.
 Halferdahl L. B. Chloritoid. Its composition, X-ray and optical properties, stabi-

Halterdahl L. B. Chloritoid. Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurence. — «J. Petrol.», 1961, v. 2, N 1, p. 49–135.
Kepezhinskas K. B. Khlestov V. V. The petrogenetic grid and subfacies for middle-temperature metapelites.— «J. Petrol.», 1977, v. 18, N, 1, p. 114–143.
Okrusch M. Garnet-Cordierite-Biotite Equilibria in the Steinach Aureole, Bavaria.— «Contr. Mineral. Petrol.», 1971, v. 32, N. 1, p. 1–23.
Osberg P. H. An Equilibrium Model for Buchan — Type Metamorphic Rocks
South-Central Maine.— «Amer. Mineral.», 1971, v. 56, N 3–4, p. 570–586.
Thompson L. B. Graphicall Analysis of Mineral Assemblages in Politic Schirt

Thompson J. B. Graphicall Analysis of Mineral Assemblages in Pelitic Schist .-«Amer. Mineral.», 1957, v. 42, p. 842-858.

Л. Д. Холодова, В. Б. Василенко, Е. В. Скляров

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТОВ ИЗ РУД СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АЛДАН)

Апатитоносность — характерная черта докембрийских отложений Алданского щита. Проявления апатита наиболее изучены в пределах железорудных полей (месторождения Леглиер, Снежное, Таежное, Надежное) и флогопитовых месторождений (Эмельджак, Каталах и др.). Вместе с тем обращалось внимание и на возможность обнаружения здесь самостоятельных крупных месторождений апатита (Арсеньев, 1968). А в 1971 г. геологами Тимптоно-Учурской комплексной экспедиции ЯГГУ в 30 км от г. Алдана было открыто Селигдарское месторождение промышленного масштаба. Находится оно в районе, для которого достаточно полно выработаны геологические представления о возрасте и составе метаморфических серий и свит, о магматизме, тектонических структурах и т. д. Это в некоторой степени облегчает задачу исследования нового объекта.

Апатитовое оруденение Селигдара, как полагают Р. Ф. Журавель и др. (1974), приурочено к продуктивным (по флогопиту) горизонтам федоровской свиты Ar_1 , локализуется на уровне карбонатных пород, представленных мраморами и кальцифирами. На участке месторождения карбонатная пачка видимой мощностью 200—300 м слагает опрокинутую синклинальную складку с падением крыльев на северо-восток под углами 40 и 60°. Апатитопосные породы подсекаются буровыми скважинами до глубины более 1000 м. Залегание пород осложнено многочисленными разрывными нарушениями (зоны дробления, катаклаза, милонитизации и др.) преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. На архейских дислоцированных толщах, вмещающих апатитовую руду, с резким угловым несогласием залегают породы юдомской свиты (, представленной в основном доломитами, реже песчаниками и конгломератами. В базальном слое ее обнаружен обломочный апатит, что подтверждает докембрийский возраст оруденения. Подстилающие месторождение кристаллические сланцы и гнейсы федоровской свиты в различной степени мигматизированы и гранитизированы. Небольшие тела архейских гранитов (аляскиты) встречаются и в карбонатных породах. Пластовые интрузии сиеныт-порфиров и щелочных лампрофиров (Mz) широко распространены в южной части месторождения, перекрывают все имеющиеся образования. Как вмещающие, так и рудные горизонты рвутся дайками (Cr₁) сиенит-порфиров и псевдолейцитовых порфиров.

Вопрос о генезисе месторождения дискуссионен. Существует несколько точек зрения. В пользу метаморфогенно-осадочной гипотезы свидетельствуют следующие факты: слоистое залегание руд, выдержанность их в пространстве, связь с карбонатными породами и др. Большинство геологов считает, что рудные концентрации апатита возникли в результате метаморфизма фосфоритоносных терригенных пород протерозойского возраста (теория опущенного блока). Не исключена возможность, что глубоко метаморфизованные толщи архея могут иметь первичновулканогенное или вулканогенно-осадочное происхождение (Харкевич, 1968). Отсутствие в районе ультраосновных — щелочных интрузий позволяет сомневаться в карбонатитовой природе оруденения (Смирнов, 1976). С решением этого вопроса связаны перспективы поисков подобных месторождений (аналоги Селигдара пока в нашей стране не известны). Необходимы данные о составе и свойствах апатитовых руд и апатитов, их корреляции с известными месторождениями, о вероятных условиях их образования. Проведенное исследование в какой-то мере восполняет знания по этим вопросам.

АПАТИТОВЫЕ РУДЫ

В руде с апатитом в качестве породообразующих минералов ассоциируют доломит, кварц и гематит. По их количественному распределению выделены такие типы руд: 1) апатит-кварц-карбонатные; 2) апатит-карбонатные; 3) апатит-гематитовые; 4) апатитовые и 5) апатит-кварцевые (табл. 1). В плане распространенность руд характеризуется приуроченностью апатит-кварц-карбонатных и апатит-карбонатных типов руд к центральной части рудного тела, а остальных — к его периферии.

Примечательным и, вероятно, типоморфным признаком руды являются ее цвет и текстура. Апатитоносные породы очень напоминают гранито-гнейсы, в изобилии встречающиеся в любой части Алданского щита. Возможно, что именно эти их особенности так долго маскировали месторождение.

Обычно руды окрашены в розовато-коричневый или вишнево-бурый цвет, в некоторых случаях с серо-зеленым оттенком. Интенсивность окраски усиливается с увеличением содержания апатита. Текстура руд массивная или грубополосчатая, реже пятнистая. Особенности текстур обусловлены характером выделения апатита. При обогащении отдельных полос кристаллы апатита имеют преимущественно субпараллельную ориентировку. Структура пород чаще мелко-,средне- до крупнозернистой, на отдельных участках — порфировидная за счет появления крупных кристаллов апатита (величиной до 5—6 см). Апатит-гематитовые и апатитовые руды нередко брекчированы. Кристаллы и обломки апатита цементируются доломитом, гематитом, кварцем с примесью вторичных минералов. Апатит-кварцевые руды внешне похожи на кварцит с мелкой вкрапленностью апатита, образовались, вероятно, в результате окварцевания, широко проявленного по всему месторождению.

Таблица 1

	Поро	одообразуют	цие минера	лы, %				
Тип руды	апатит	доломит	кварц	гематит	Второстепенные минераль			
Апатит-кварц-карбо- натный	5-40	3080	10-50	<30	Хлорит, «белая» слюда, пирит, магнетит			
Апатит-карбонатный	5-20	70—90	<10		Гематит, тальк, хлорит, альбит, эпидот, «бе- лая» слюда			
Апатит-гематитовый	40-80	<10	-	3060	Кварц, тальк, хлорит, «белая» слюда, матне- тит			
Апатитовый	70—95	-	-	<20	Доломит, хлорит, аль- бит, «белая» слюда, маг- нетит			
Апатит-кварцевый	<10	-	90	-	Гематит, тальк, доломит			

Типы руд Селигдарского месторождения (по петрографическому составу)

Примечание. Типы руд выделены нами на основании количественно-минералогических подсчетов в образцах и шлифах.

Апатит. Образует чаще всего правильные призматические кристаллы плиной от 1-2 мм до 3-4 см и от 0,5 до 5 мм в поперечнике. Хорошо развиты грани призмы {0110} и бипирамиды {0111}. Цвет определяется количеством микровключений гематита, рассеянных в минерале. Преобладают вишнево-красные и красно-коричневые (сургучные) разности апатита, хотя на свежем сколе крупных кристаллов иногда можно наблюдать все переходы к зеленовато-серой окраске. В апатит-карбонатных рудах. отобранных нами на правом борту руч. Тигрового, наряду с типичным красно-коричневым встречается серо-зеленый апатит. Он отличается короткопризматическим обликом (до 2 см в длину и до 1,5 см в поперечном сечении). Кристаллы иногда раздроблены и корродированы по краям мелкозернистой основной массой. В брекчированных рудах апатит редко сохраняет огранку, иногда образует скопления в виде сплошных зернистых масс (III генерация). Мелкие изометричные выделения апатита III генерации окрашены обычно в более светлые тона и вместе с другими минералами цементируют более крупные зерна апатита.

В шлифах апатит бесцветный. Оптические константы No = 1.634-1,640 и Ne = 1,630 - 1,636 соответствуют, скорее всего, фторанатиту. По отношению к остальным породообразующим минералам апатиты I и II генерации идиоморфны. Характерна насыщенность их кристаллов многочисленными трубчатыми включениями гематита, ориентированными параллельно длинной оси кристалла. Пойкилитовые включения кварца и доломита по форме ближе к изометричным. Кварц и доломит часто корродируют зерна апатита и пересекают его в виде прожилков. Нередко по трещинкам в апатите, кроме кварца, развиваются гематит, гидроокислы железа, тальк, хлорит и другие вторичные минералы. Почти полное отсутствие трубчатых включений гематита в серо-зеленых апатитах может свидетельствовать, по-видимому, о более раннем по времени их образовании (I генерация?) или большем воздействии на них последующих метасоматических процессов. Таким образом, можно предполагать наличие нескольких генетических разновидностей апатита, условно обозначенных выше как I. II и III генерации.

Доломит. Кристаллографических форм не образует. Обычно формирует более мелкозернистую основную массу породы, на фоне которой выделяются вкрапленники апатита (редко кварца). Цвет доломита — от белого, желтовато-розового до красноватого (в зависимости от степени гематитизации).

В шлифах минерал бесцветный либо слегка желтоватый. Наблюдается одновременно в виде или сравнительно крупных изометричных зерен (величиной от 0.5×0.8 до 5.0×7.0 мм), ксеноморфных по отношению к апатиту, или мелких (0.03×0.05 мм) ромбовидных кристалликов, включенных в апатит; иногда вместе с кварцем слагает мелкие прожилки в апатите. Показатели преломления различных форм выделений доломита не отличаются и имеют следующие значения: No = 1.701-1.709 и Ne == 1.518-1.528, свидетельствующие о повышенной их железистости. Иногда в доломите отмечаются полисинтетические двойники и деформации зерен, обусловливающие их неровпое погасание. Нередко на стыке крупных зерен наблюдается замещение доломита более мелкозернистым кварц-доломитовым агрегатом, что является, скорее всего, следствием динамометаморфизма и рекристаллизации. По трещинкам спайности в доломите зачастую развиваются гематит и гидроокислы железа.

Кварц. Наиболее четко выделяются две разновидности кварца: 1) образует отдельные довольно крупные (до 2 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между зернами доломита и кристаллами апатита. Образовался почти одновременно с этими минералами; 2) значительно чаще, в виде мелкозернистых скоплений (0,03—0,02 мм), слагает мелкие жилки и прожилки (мощностью не более 5 мм), секущие доломит и апатит. Эта более поздняя генерация кварца связана, вероятно, с последующим окварцеванием апатитоносных пород. Некоторые исследователи (Журавель и др., 1974) предполагают, что этот процесс мог происходить в мезозое.

Гематит. Встречается в виде включений во всех минералах руд, выполняет в них трещины, а также образует самостоятельные скопления в виде отдельных полос, линз, гнезд и т. д. В них гематит присутствует в виде двух разновидностей: а) тонкочешуйчатой, пластинчатой; б) псевдоморфоз гематита по магнетиту — мартита. В последнем случае гематит образует обычно крупные ксеноморфные выделения, иногда изометричные зерна, содержащие реликты магнетита или сохраняющие характерную для магнетита отдельность. Зерна мартита часто корродируются по краям доломитом. В некоторых случаях, наоборот, гематит замещает доломит; при этом часто наблюдается четко выраженная зональность: центральная часть зерен доломита остается незамещенной, а краевые части сложены гематитом. Явно обогащены гематитом участки дробления крупных зерен апатита и доломита. Ассоциирует чаще всего с вторичными минералами (альбитом, тальком, хлоритом и др.). В качестве продуктов разложения в ассоциации с гематитом почти всегда присутствуют гидроокислы железа. Так как мартитизация происходит при снижении температуры и (или) повышении парциального давления кислорода, то можно предположить, что первично образовавшиеся апатит-магнетитовые руды в дальнейшем претерпевали регрессивный метаморфизм.

На широкое развитие в пределах месторождения метаморфических и метасоматических процессов указывает присутствие во всех типах руд типичных метаморфогенных минералов: альбита, хлорита, эпидота, талька, «белых» слюд и др. Кратко охарактеризуем их.

Альбит. Образует мелкие зерна неправильной формы, редко со спайностью, двупреломление очень низкое. Ассоциирует в большинстве случаев с кварцем, тальком и другими вторичными минералами.

Хлорит. В шлифах бледно-зеленый, мелкочешуйчатый, с отчетливым плеохроизмом (до светло-желтого цвета). По двупреломлению выделяются две разновидности: высокодвупреломляющая, с коричневой интерференционной окраской (Nm = 1,576), и низкодвупреломляющая, с темнофиолетовыми цветами интерференции (Nm = 1,590). Хлорит развивается около скоплений гематита, и по трещинкам проникает в апатит и доломит.

Эпидот. Мелкие, слегка вытянутые зернышки эпидота — желтоватобурого цвета с высоким рельефом и яркой интерференционной окраской наблюдаются обычно в поле распространения хлорита.

Тальк. В шлифах минерал мелкочешуйчатый (чешуйки часто различимы только при большом увеличении), бесцветный до чуть-зеленоватого, с высоким двупреломлением (до 0,050), Nm = 1,588. В ассоциации с кварцем и гематитом выполняет жилки и включения в апатите и доломите, иногда заполняет промежутки между зернами.

«Белые» слюды. Образуют вытянутые мелкочешуйчатые скопления, часто окрашенные гидроокислами железа в буроватые тона. Отличаются от талька более низким двупреломлением. Развиваются в основном по трещинкам в доломите и апатите, ассоциируя с мелкозернистым кварцем, альбитом и гематитом. Кроме того, отдельные более крупные чешуйки слюды наблюдаются в доломите, апатите и гематите; иногда они слегка деформированы. По показателям преломления и окраске можно выделить флогопит — Nm = 1,582-1,584 (плеохроирует от светло-зеленого по Ng до бесцветного по Np) и фенгит (магнезиальный мусковит) — Nm == 1,607-1,609 (буровато-желтоватой окраски).

Не исключено присутствие и других минералов хлорит-серпентинового ряда, в частности антигорита (Nm = 1,566 - 1,568; почти бесцветный, характерные ассоциации Аб + Та, Аб + Гем + слюда).

И наконец, в шлифах обнаружены единичные мелкие зерна циркона, сфена, рутила (в виде лейст в гематите), ильменита, пирита, халькопирита.

Таблица 2

Относительная интенсивность дифракционных импульсов для образцов апатита Селигдара

					1				1		
172	Cu)	159	(Cu)	138	(Cu)	134	(Cu)	164a	(Fe)	1640	(Fe)
θ	1. %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %
11,45 12,90 13,36	7,4 34,1 6,3	10,96 12,99 14,11	11,4 33,6 5,0	10,91 11,52 12,42	8,14 7,4 3,7	6,54 10,7 11,45	9,7 8,1 8,9	13,73 14,51 16,37	7,6 6,9 33,8	16,36 16,86 18,39	35,7 7,1 15,7
14,05 14,51 15 01	10,2 11,9 100	14,55	17,25	12,93	31,9 15,6	12,9 14,07	36,3 12,1	17,86	8,3 18,6	19,69 20,22 20,64	10,7 100 52.0
16,10 16,51	58,5	15,99 16,14 16.58	85,0 87.5	15,92 16.11	100 77	15,52 15,94	5,6 100	20,26 20,46 20,96	58,6	20,04 20,95 21,66	62,9 25
17,04 17,79	26,1 6,8	17,10 20,05	15,0 15,0	$16,52 \\ 17,10$	$63 \\ 25,9$	$16,13 \\ 16,52$	52,4 58,9	21,20 25,06	$24,1 \\ 6,9$	22,87 25,44	
19,65 20,00	$ \begin{array}{c c} 6,8 \\ 26,7 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6,8 \\ 6$	21,13 21,98	15,0 6,3	17,82 26,0	$\begin{array}{ c c c } 7,4 \\ 14,2 \\ 0.7 \end{array}$	17,05	26,6 5,6	25,50 26,95 28,00	24,1 6,9	26,88 28,08	8,6 5,7
21,11 21,94 23,44	5,7 31.8	23,45 24,20 24.85	$\begin{array}{c c} 20,2\\ 12,0\\ 31.7\end{array}$	23,45 24.13	31,1 14,1	19,66	4,8 25.8	28,00 30,00 30.91	4,1 22,1 11.0	30,92 31,81	27,9 7,1 3,0
24,16 24,80	11,9 39,7	25,41 25,80	15,5 3,9	24,81 25,32	34,2 13,3	21,10 22.08	8,1 4,8	31,85 32,60	28,3 12,4	32,57 33,14	14,3 12,9
25,36 23,76	17,0 13,6	26,17	9,9 17,6	25,74	11,9 15,6	23,41 24,12	27,4 12,1	33,13 33,65	10,3 10,3	33,61 34,26	12,9 14,3
20.14 26.61 28.00	$ \begin{array}{c c} 12,1 \\ 18,2 \\ 7,85 \end{array} $	28,10 30,98 31,72	4,2	20,02 28,02 31,60	14,8 6,7 8,9	24,82 25,36 25,73	30,3 14,5 14.5	34,29	14,5		
30.96	6.30	32,19	8.5	32,13	9,6	26,14	14,5			~	

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ АПАТИТА

Произведена на основании изучения рентгеновских дифрактограмм, снятых на дифрактометрах ДРОН-1 и ДРОН-1,5 в диапазоне углов отражения от 10 до 40° (Си — анод) и от 16 до 30° (Fe — анод). Дифрактограммы исследованных образцов приведены в табл. 2. Степень соответствия дифрактограммы каждого из изученных образцов эталонным дифрактограммам хлорапатита, манганапатита, франколита и фторапатита (Михеев, 1957) оценивалась по коэффициентам корреляции между интен-

сравниваесивностями пиков мых дифрактограмм. Правла. значений из-за несовпадения углов, для которых приведены интенсивности, на всех эталонных дифрактограммах при вычислении коэффициентов корреляции дифрактограммы исследованных образцов пересчитывались в соответствии со сравниваемой лифрактограммой. B табл. З приведены коэффициенты корреляции дифрактограмм исследуемых образцов с эталонными, а в табл. 4 — усредненные по 4 корреляционным матрицам коэффициенты корреляции между дифрактограммаисследованных образцов. МИ Анализ приведенных корреля-

Таблица З

Оценки парных коэффициентов корреляции между интенсивностями дифракционных импульсов эталонов и образцов апатитов Селигдара

a.3-	Эталон								
oQb	хлорапа- тит	манган- апатит	франколит	фторапа- тит					
N≙ II.a	16*	19	19	21					
172	0,80	0,60	0,83	0,91					
159	0,77	0,66	0,94	0,90					
138	0,79	0,70	0,91	0,88					
134	0,79	0,59	0,82	0,91					
164a	0,69	0,64	0,92	0,91					
164б	0,47	0,75	0,93	0,73					

* Количество пиков.

Таблица 4

	ЦОВ	апати	апатитов Селигдара								
№ об- раз- ца	172	159	138	134	164a	1646					
172		0,88	0,93	0,93	0,94	0,87					
159	0,88		0,98	0,93	0,96	0,91					
138	0,93	0,98		0,94	0,96	0,92					
134	0,93	0,93	0,94		0,94	0,88					
164a	0,94	0,96	0,96	0,94		0,95					
164б	0,87	0,91	0,92	0,88	0,95						

Усредненные оценки парных коэффициентов корреляции между дифрактограммами образцов апатитов Селигдара

ций методом корреляционных профилей показал (Миллер, Кан, 1965), что по характеру взаимокорреляции и силе связи с эталонами исследуемые образцы могут быть разделены на 3 типа: 1) №172, 134—ближе всего соответствуют фторапатиту; 2) № 1646—скорее всего, франколит; 3) № 159, 138 и 164а—с одинаковой вероятностью могут быть отнесены и к франколиту, и к фторапатиту.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АПАТИТОВ

Состав апатита характеризуется большой изменчивостью. Это касается прежде всего набора и абсолютных количеств изоморфных примесей. Есть основания полагать, что между микропримесным составом апатита и условиями его образования имеется определенная зависимость. С этих позиций при описании химических особенностей апатита мы уделили внимание изучению основных микропримесей.

Рентгеноспектральные исследования на микроанализаторе MS = 46 (табл. 5), применение метода ЭПР (табл. 6), а также статистическая обра-

Химический состав апатитов разных месторождений

Таблица 5

№ об- разца	Тип руды	MnO	SrO	Fe ₂ O ₃	Na2O	SO3	SiO ₂	F	Cl
			Селигд	ap					
152 153 163 164 173 176 133 134 137 147 149 159 138	Апатит-кварц-карбонат- ный Апатит-карбонатный Апатитовый	$\left \begin{array}{c} 0,11\\ 0,13\\ 0,13\\ 0,12\\ 0,13\\ 0,13\\ 0,13\\ 0,13\\ 0,13\\ 0,12\\ 0,14\\ 0,12\\ 0,17\\ \end{array}\right.$	0,16 0,17 0,15 0,14 0,17- 0,27 0,18 0,17 0,17 0,17 0,13 0,10 0,19	0,06 0,17 	$\begin{array}{c} 0,61\\ 0,26\\ 0,07\\ 0,33\\ 0,16\\ 0,27\\ 0,47\\ 0,36\\ 0,31\\ 0,19\\ 0,17\\ 0,06\\ 0,33\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,98\\ 0,83\\ 0,20\\ 0,60\\ 0,55\\ 0,53\\ 0,55\\ 0,58\\ 0,45\\ 0,53\\ 0,38\\ 0,45\\ 0,38\\ 0,15\\ 1,03\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,41\\ 0,53\\ 0,07\\ 0,73\\ 0,66\\ 0,36\\ 0,27\\ 0,37\\ 0,16\\ 0,58\\ 0,85\\ 0,03\\ 0,72\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,63\\ 2,44\\ 2,74\\ 2,44\\ 3,15\\ 3,05\\ 2,92\\ 2,27\\ 3,03\\ 2,37\\ 3,14\\ 2,44\\ 2,70\\ \end{array}$	$\left \begin{array}{c} 0,19\\ 0,16\\ 0,11\\ 0,23\\ 0,25\\ 0,24\\ 0,18\\ 0,19\\ 0,22\\ 0,31\\ 0,09\\ 0,27\\ \end{array}\right.$
168 170	Эм	0,15 0,16 ельджак	0,16 0,19 (центр	— —	0,33 0,41 часть)	0,80 0,55	0,54 0,25	2,34 2,34	0,25 0,27
	Флогопитовый	0,12 Э.нельдж	0,10 aĸ (py	— 1. Горел	0,04 цый)	0,42	0,10	2,39	0,42
	Флогопитовый	0,13	0,12	I — I	0,07	0,28	0,34	0,22	5,5
	Флотот на	1 0 47	1 аежн	0 <i>e</i> . 1 1	0.00	0.33	0521	9 24 1	170
	Флогоппт-магнетитовый	0,17	0,08	I — I	0,09	0,33	0,52	2,31	1,7

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде под руководством Ю. Г. Лаврентьева, ИГиГ СО АН СССР.

82

Замещения в структуре апатита

			Ca ²⁺				F [—]			РС	0 ³ -
№ п/п	№ образца	$Mn^{2+} \rightarrow Ca_{l}^{2+}$	$Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}_{11}$	$_{\rm Fe}^{3+_{m}}$ Ca $^{2+}$	<u></u>	F-0-0	cı—-ōcı	0-cī	<u>й</u> —о <u>н</u>	PO3-	so ₄ ²
1	130	+	+	_			_	_	+	+	+
2	140	+	+	+	+	+	_	_	<u>+</u>	+	+
3	161	+	+	-	+	+	_	_	+	+	+
4	164	+	+	+	<u> </u>	+	-	_	+	+	+
5	173	+	+		+	+	-	_			-i-
6	179	+	+	-	1	+	-		- [*] -	+	+
7	180	+	+	-	<u>+</u>	<u>+</u>	_	-	-	+	+
8	51	+	+	_	<u>+</u>	1	+	+	-1-3	+	+
9	139	+	+	-	+	+	+	+	_	+	-[-
10	148	+	+	4		+	+	-+	-	+	+
11	249	+	+	-	+	+	+	+	+	+	
12	Эмельджак	+	+	-	+	+	+	_	+	-	-1
13	»	+	+	-	+	+	+	+	- 1	+	+
14	Горелый	+	+	-	+		+	+	-	+	+
15	»	+	+	-	+	<u>+</u>	+	+	-	-	+
16	Таежное	+	+	-	+		+	+	-	-1	

Примечание. Исследования выполнены Л. Г. Гилинской, ИГиГ СО АН СССР. Знаки + и — означают, обнаружены или не обнаружены соответствующие парамагнитные центры в изу-чавшихся образцах.

ботка полученных данных (табл. 7) позволили выявить некоторые особенности распределения элементов-примесей и характера их изоморфных вхождений в апатитах изучаемого месторождения. Для сравнения проводились аналогичные исследования апатитов из флогопит-магнетитовых

Таблица 7

Окисел	MnO	SrO	SO3	SiO2	Na	F	Cl	\overline{X}	S
MnO		0,54*	0,26	0,19	0,03	0,32	0,58*	0,13	0,02
SrO	0,54*		0,33	-0,03	0,35	0,26	0,35	0,17	0,04
SO_3	0.26	0,33		0,50	0,69**	-0.43	0,39	0,58	0,25
SiO ₂	0,19	-0,03	0,50		0,07	0,11	0,74**	0,44	0,25
Na ₂ O	0,03	0,35	0,69**	0.07		-0,49	0,24	0,29	0,15
F	0,32	0,26	-0,43	0,11	-0,49		0,25	2,60	0,42
C1	0,58*	0,35	0,39	0,74**	0,24	0,25		0,21	0,06

Корреляционная матрица и оценка средних содержаний примесси в апатитах Селигдара

Примечание. Эмпирические распределения концентраций примесей в апатите согласуются с нормальной моделью.

Коэффициент корреляции значим в пределах 95%-ного уровня надежности (n=15).
 Коэффициент корреляции значим в пределах 99%-ного уровня надежности.

руд Таежного месторождения и из кальцит-диопсидовых пород флогопитового месторождения Эмельджак. Месторождения расположены на расстоянии 90—120 км от Селигдара. Исследуемые апатиты сопоставлялись с апатитами из пегматитов, связанных с изверженными породами: кислыми, основными, щелочными, ультраосновными — щелочными и карбонатитами, а также с метаморфогенными проявлениями Слюдянки и Алдана (Васильева, 1968). Рассмотрим основные результаты исследования.

Марганец. Постоянно отмечается во всех образцах в количестве от 0,11 до 0,17% MnO. По данным ЭПР, присутствует в апатите в виде катиона Mn^{2+} , изоморфно замещает Ca^{2+} в девятерной и семерной координациях. Интенсивность спектра Mn^{2+} относительно невелика, от образца к образцу изменяется мало. Аналогичные содержания MnO установлены в апатитах Таежного и Эмельджакского месторождений. В то же время апатиты Слюдянки и других метаморфогенных проявлений Алданского щита или совсем не содержат марганца, или обнаруживают примесь не более сотых долей процента, что считается характерным для метаморфогенных апатитов.

Стронций. Так же, как и марганец, определен в небольших количествах (0,10—0,27% SrO) во всех исследованных образцах. Среднее значение SrO по Селигдару (15 наблюдений) составляет 0,16%. В апатитах Слюдянки и других метаморфогенных месторождениях Алданского щита содержания стронция колеблются в тех же пределах (0,02—0,25% SrO). В структуре апатита Sr^{2+} , так же как и Mn^{2+} , замещает Ca^{2+} (изовалентный изоморфизм). Но поскольку Sr^{2+} не парамагнитен, методом ЭПР замещения не фиксируются.

Железо. В структуру апатита трехвалентное железо входит в незначительных количествах (до 0,3% Fe₂O₃) и обнаружено лишь в трех образцах (из 15 анализировавшихся на микрозонде); замещает двухвалентный кальций (гетеровалентный изоморфизм). Общее же количество железа, устанавливаемое в апатитах химическими анализами, значительно больше (до 1,65% Fe₂O₃); встречается оно повсеместно (неструктурная примесь пластинок гематита).

Натрий. Установлен во всех анализировавшихся апатитах. Содержание Na₂O в селигдарских образцах колеблется от 0,06—0,07 (в двух образцах) или чаще от 0,16 до 0,61, в среднем 0,29%. В целом по содержанию натрия апатиты Селигдара близки апатитам Слюдянки, но отличаются от других апатитопроявлений Алданского щита более высокими его значениями.

Сера. Характерно постоянное присутствие и значительные колебания содержания SO_3 (0,15—1,03%). По результатам исследования ЭПР устанавливается изоморфное замещение группы PO_4^{3-} на группу SO_4^{2-} . По экспериментальным (Dihn, Klement, 1942) и минералогическим данным (Васильева и др., 1958)] считается, что замещение фосфора серой в апатите происходит параллельно с заменой кальция натрием. Вероятно, в связи с этим механизмом в апатитах Селигдарского месторождения устанавливается прямая корреляционная зависимость между содержаниями SO_3 и Na_2O (коэффициент корреляции + 0,69). Примесь SO_3 в количествах, превышающих 0,25%, отмечается только в метаморфогенных апатитах, причем на месторождении Надежное (Алдан) обнаружен природный сульфатапатит метасоматического' происхождения (там же).

Кремний. Содержание SiO₂ в апатитах селигдарских руд колеблется от 0,03 до 0,85%, составляя в среднем 0,44%. Изоморфные замещения кремния в структуре апатита методом ЭПР не исследовались. Намечается прямая зависимость между содержаниями в апатитах серы и кремния (r = 0,50), на основании которой можно предполагать возможность их совместного вхождения в структуру апатита по схеме $2P^{5+} \leftarrow S^{6+} + Si^{4+}$. Кроме того, часть SiO₂ может присутствовать в апатитах в виде механической примеси, что подтверждается химическими анализами, обнаруживающими кремний в значительно бо́льших количествах (до 1,68%).

Фтор и хлор. По среднему содержанию фтора (2,60% и хлора (0,21%) апатиты Селигдарского месторождения отвечают типичным фторапатитам. Содержание фтора в них колеблется от 1,63 до 3,15%, а количество хлора не превышает 0,31%. Если по содержанию фтора апатиты Селигдара не отличаются от фторапатитов различного генезиса, то по количеству хлора они больше схожи с апатитами интрузивных пород, особенно связанных с кислой и щелочной магмой. Примечательно, что метаморфогенные апатиты из месторождений Алдана (Леглиер, Снежное, Таежное, Эмельджак, Надежное) содержат хлор в значительно бо́льших количествах (0,81-3,5%). Это подтверждается и нашими данными (см. табл. 5). Очень высокое содержание хлора (5,5%) обнаружено в апатите с участка «ручей Горелый» Эмельджакского месторождения. З. В. Васильева отмечает, что хлорсодержащие апатиты образуются главным образом в условиях метасоматоза, когда присутствуют растворы, существенно обогащенные хлором.

В изученных апатитах наблюдаются парамагнитные комплексы, проявление которых вызвано присутствием кислорода в форме O⁻ на оси 6_3 структуры и замещением OH⁻, Cl⁻ \rightarrow F⁻. По интенсивности характерных парамагнитных центров можно выделить следующие группы апатитов (см. табл. 6):

1. Фтор-гидроксилапатиты Селигдара с характерными связями F--O-F-; F--O--Cl- и О--OH-;

2. Фтор-хлорапатиты Селигдара, где наряду с указанными связями, хотя и слабо, но проявляются связи O--Cl- и Cl--O--Cl-;

3. Хлорапатиты из руд Таежного и Эмельджакского месторождений, для которых характерно преобладание связей О⁻—Cl⁻ и Cl⁻—O⁻—Cl⁻ над связями F⁻—O⁻—F⁻ и F⁻—O⁻—Cl⁻.

Следует отметить, что связи O⁻—OH⁻ появляются в основном в тех образцах, где отсутствуют связи Cl⁻—O⁻ и Cl⁻—O⁻—Cl⁻, т. е. наличие хлора в структуре апатита не связано, как обычно, с вхождением гидроксила. Методом ЭПР в анионной части структуры апатита регистрируются также парамагнитные центры PO_3^{2-} , связанные со структурным нарушением типа $PO_4^{3-} \rightarrow PO_3^{-} \stackrel{e}{\rightarrow} PO_3^{2-}$.

Спектральным анализом, кроме перечисленных элементов, в апатитах Селигдара устанавливаются также Mg(3-4%), Al(0,2), Ti(0,03), Ba(0,02), Li (0,01-0,04), Cu(0,001), Pb (0,002-0,005), V (0,003), U(0,001), Ce(0,1-0,6), La(0,1-0,3), Y(0,006-0,015), Yb(0,001-0,002%). В единичных образцах присутствуют Cr, As и Sn.

По поводу этих данных следует отметить, что высокое содержание Mg в апатитах связано, скорее всего, с механической примесью доломитовой фазы. Заслуживает. особого внимания содержание в апатитах тория и редких земель.

Повышенные примеси Th в апатите приводят к повышенной ториевоносности селигдарских руд. По имеющимся в нашем распоряжении 500 гамма-спектрометрическим определениям содержаний урана, тория и калия в рудах Селигдара и 200 определениям вмещающих пород видно, что в рудах Селигдара тория значительно больше, чем во вмещающих породах. Этот факт может служить важным признаком при поисках и разведке аналогичных Селигдару месторождений апатита. Интересно и то, что корреляция между содержаниями Th и P_2O_5 в рудах линейна, что свидетельствует об апатите как о главном минерале-концентраторе тория. Это подтверждается мономинеральным балансом и исследованием радиографий апатитовых руд. На них после двухнедельной выдержки отчетливо видны пятилучевые звезды треков тория, равномерно распределенные по площадям апатита, что указывает на рассеянную форму вхождения тория в апатит. Удельное количество треков тория над поверхностями апатита во много раз больше, нежели доломита и гематита.

Повышенные содержания в апатитовых рудах лантана и церия также геохимически отличают апатитовые руды Селигдара от пород, окружающих месторождение. Результаты анализа корреляционной связи (Василенко, Холодова, 1977) между P_2O_5 и La, P_2O_5 и Се свидетельствуют об их линейном характере в случае лантана и близком к линейному — в случае церия, т. е. апатит — минерал-концентратор этих элементов. По высоким содержаниям лантана и церия селигдарские апатитовые руды также отличаются от всех окружающих месторождение пород, что может случить важным геохимическим поисковым признаком.

ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ АПАТИТОВ

Люминесценция апатита изучалась на монохроматоре ДМР-4 с фотоувеличителем ФЭУ-72. Она возбуждалась ультрафиолетовым излучением ртутной, водородной и ксеноновой ламп. Перебор источников возбуждения был вызван очень слабой ее интенсивностью. Исследовался зеленый и красный апатиты из образца № 134—75, сургучный апатит (№ 145— 75) и два образца розового доломита. Установлено (см. рисунок), что сургучная и зеленая разности апатитов люминесцируют в одной и той же области спектра широкой полосой с максимумом около 407 нм. Такая люминесценция, по мнению А. Н. Таращана (1974), связана с активаторной ролью Mn²⁺. Люминесценция в этой области и одинаковой интенсивности установлена для всех исследованных образцов апатита. Но сургучный апатит обнаружил люминесценцию в красной области, причем положение трех выделяемых максимумов и их относительная интенсивность совпадают со спектром люминесценции доломита (№ 134-75). Это обстоятельство позволяет связывать красную люминесценцию апатита и доломита с активаторной ролью Fe³⁺.

Второй образец доломита люминесценции не обнаружил. Есть основания считать, что в отличие от кальцита, для которого характерна люминесценция и в сине-зеленой области, люминесценция доломита будет в основном определяться Fe^{3+} и проявляться в красной области для подавляющего большинства образцов из селигдарских руд. Это делает возможным использование для экспрессной оценки апатитоносности проб из разных типов руд люминесцентных методов. Искажающим влиянием



Спектры фотолюминесценции апатитов п доломитов из руд Селигдара.

Апатиты: 1 — обр. № 145-74, 2 — обр. № 134-75 красный; 3 — обр. № 134-75 зеленый; доломиты: 4 — обр. № 134-75, 5 — обр. № 145-75. люминесценции кварца можно иренебречь в силу ее очень незначительной интенсивности.

ТЕРМОМЕТРИЯ АПАТИТОВ

Для предварительной оценки условий образования апатитовых руд месторождения было проведено минералотермометрическое исследование включений в апатитах. В них могут быть выделены следующие типы микровключений: твердые, газовожидкие и трехфазовые (газ жидкость — «соль»).

Твердые включения. Преимущественно трубчатые гематитовые, составляют от 1до 8% общего объема кристалла. Ориенгированы параллельно оси C кристаллов, по величине достигают $4,0 \times 0,05$ мм, хотя преобладают включения длиной 0,1-0,2 мм. Встречаются также ограненные изометричные включения прозрачного анизотропного минерала, иногда в срастаниях с гематитом. Обилие гематитовых включений и обусловливает красно-коричневую окраску апатита. В свою очередь, серо-зеленые разности его почти нацело лишены гематитовой примеси.

Газово-жидкие включения. Первичные газово-жидкие включения, приуроченные к зонам роста кристаллов, в исследуемых апатитах не имеют широкого распространения. По внешнему виду напоминают трубчатые включения гематита, располагаются между ними. Величина их колеблется от 0,01 до 0,10 мм по длинной оси и от 0,001 до 0,02 мм в поперечном сечении. Соотношение газ — жидкость меняется от 1 : 6 до 1 : 3. Вторичные газово-жидкие включения сосредоточены обычно в минерале вдоль трещин. Они особенно характерны для серо-зеленых апатитов. По форме включения почти изометричные, реже слегка вытянутые, варьируют от 0,005 до 0,2 мм в диаметре. Соотношение газ — жидкость колеблется от 1 : 8 до 1 : 4.

Трехфазовые включения. Наблюдаются только в серо-зеленых апатитах из апатит-карбонатных руд среди скоплений вторичных газовожидких включений. Твердая фаза представлена силикатом, так как при нагревании ее кристаллики не растворялись вплоть до температуры плавления апатита.

Гомогенизация газово-жидких включений проводилась в микротермокамере, сконструированной в ИГиГ СО АН СССР (Долгов, Базаров, 1965). Все включения гомогенизировались в жидкую фазу. Герметичность их проверялась повторной гомогенизацией. Полученные температуры (без поправок на давление) приведены в табл. 8.

Большинство первичных газово-жидких включений из апатитов разных типов руд гомогенизировались в интервале температур 190—235°С. Лишь в одном образце получено значение 370°С. В одном случае параллельно с апатитом осуществлена гомогенизация газово-жидких включений в кварце (175—205°С). Температуры гомогенизации вторичных газово-жидких включений в апатитах, за исключением серо-зеленых, оказались более низкими (165—195°С). Как уже отмечалось, апатиты из руд апатит-карбонатного состава (руч. Тигровый) отличаются не только по цвету (светло-серо-зеленые) и форме кристаллов (короткопризматические), но и по содержанию и характеру включений. Для них характерно обилие вторичных газово-жидких включений, температуры гомогенизации которых достаточно высоки (220—420°С). Вероятно, эти апатиты испытали

Таблица 8

.№ 0бразиа	Тип руды	Минерал	Температура гомогенизации включений, °С				
oopusitu			первичных	вторичных			
136	Апатит-карбонатный	Апатит		220-290			
137		>>	210-235				
149		>>		295-420			
159		»	210-220				
153	Апатит-кварц-карбонат- ный	»	190-220				
153		Кварц	175-205				
156		Апатит	220-370	165 - 190			
174		>>	195-220	165 - 185			
176		»	210-230				
168	Апатитовый	>>	195220				
170		»		180 - 195			
171		»		170 - 190			

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах

87

определенное температурное воздействие (со стороны мезозойских интрузий?), в результате которого происходили перекристаллизация апатита и вынос из него гематита.

Для определения концентрации и состава соли в жидкой фазе газовожидких включений были проведены опыты «замораживания» включений на криометрической установке. Концентрация солей в первичных трубчатых включениях оказалась очень малой (1-5%), в силу чего состав их определить не удалось. Концентрация солей во вторичных включениях серо-зеленых апатитов составляет около 20-25%, а состав их определяется как CaMg(CO₃)₂,

Таким образом, можно предположить, что при вторичной гидротермальной обработке апатитового тела основным солевым компонентом минералообразующей среды являлся доломит.

Отсутствие подходящих включений (жидко-газовых) не позволило определить непосредственно поправки температур на давление. Попытаемся это осуществить, анализируя парагенетические ассоциации минералов исходя из метаморфогенной теории образования апатитового оруденения. Для фаций зеленых сланцев (Добрецов и др., 1974) ассоциация Дол 🕂 + Кв устойчива до 400-520°С в зависимости от давления. Переход от магнетита к гематиту (мартитизация) при постоянной активности кислорода ($x_0 = 10^{19}$) наблюдается при температурах 470—520°С, соответствующих верхнему пределу температур фаций зеленых сланцев. При умеренных давлениях (Р ~ 2,5 кбар) полученные нами температурные оценки также подтверждают вероятность образования основной массы апатитовых руд месторождения при 470-520°С. Присутствие талька (с кальцитом и кварцем?) в рудах Селигдара свидетельствует о том, что указанные температуры характеризуют нижний предел возможных температур их формирования.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТА

К числу главных мы относим те особенности минерала, которые могут явиться его поисковыми признаками. Для апатита Селигдара онп таковы:

1) соответствие по составу фторапатиту — франколиту;

2) красный и сургучный цвет;

3) ассоциация с доломитом и гематитом;

4) повышенное относительно высокотемпературных метаморфогенных апатитов содержание марганца;

5) пониженное относительно тех же метаморфогенных апатитов Алданского щита содержание хлора, но

6) равное метаморфогенному и отличное от магматического содержание SO₃.

И наконец, о генетической природе апатитов Селигдара. Приведенный материал не позволяет сделать однозначное заключение по этому вопросу. Однако мы считаем более вероятной гипотезу о плутоническогидротермальной их природе с последующим наложением регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

Арсеньев А. А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сиби-ри. В кн.: Апатиты. М., «Недра», 1968, с. 359—370. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Парная нелинейная регрессия P₂O₅ с малыми элементами в породах карбонатного и хлоритового комплексов Селигдара (Алдан). — «Геол. и геофизика», 1977, № 7, с. 65-74.

Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита.-

В кн.: Апатиты. М., «Недра», 1968, с. 31—59. Васильева З. В., Лицарев М. А., Органова Н. Н. О природном сульфатапатите.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 3, с. 577—580. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Теоретические основы метамор-физма. Новосибирск, 1974. 182 с.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 118-122.

Журавель Р. Ф., Гаврилов В. В., Данилин Е. Л., Егин В. И., Кочигин Л. Н., Косолобов Н. И., Матухин Р. Г., Мусатов Д. И., Петров П. А., Почивалов А. А., Шер-ман М. Л. К проблеме апатитоносности Восточной Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы агроруд Сибири. Новосибирск, 1974, с. 6-26. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 197).

Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965, 482 c.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолиздат. 1957. 868 с.

Смирнов Ф. Л. Геохимия фосфора и новые критерии поисков месторождений апатита. Якутск, 1976. 52 с.

Таращан А. Н. Исследование люминесценции и термолюминесценции минералов. Автореф. докт. дис. М., 1974. 52 с.

Карта магматических формаций СССР. М., 1968. 88 с.

Dihn P., Klement R. Isomorphe Apatitarten.— «Zs. Electr.», 1942, v. 48, S. 21-28.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕТАГИПЕРБАЗИТОВ

(на примере Юго-Западного Памира)

Ранее нами (Буданова, Буданов, 1975) были описаны особенности геологии, минерального состава и петрохимии метагипербазитов Юго-Западного Памира, установлена их принадлежиость к производным магмы типа высокомагнезиальных пикритовых базальтов. Было отмечено широкое развитие в них граната. Однако до последнего времени не были известны его состав и генезис, равно как и составы других минералов, и потому оставалась неясной фациальная принадлежность магматических парагенезисов метагипербазитов.

Применение рентгеноспектрального количественного анализа с электронным микрозондом позволило изучить составы важнейших породообразующих минералов метагипербазитов и сопоставить их с минеральными ассоциациями коровых и мантийных гранатовых гипербазитов, что и является темой настоящей работы.

Метагипербазиты Юго-Западного Памира обладают резко выраженной неравномерно-зернистостью: на фоне мелкозернистой основной ткани. имеющей реакционно-метаморфический генезис, выделяются относительно крупные (до 3—5 мм) реликтовые минералы магматической стадии оливин, бронзит, клинопироксен, шпинель, плагиоклаз или псевдоморфозы граната по нему. Среди минералов основной ткани преобладает амфибол, кроме того, присутствуют гранат, бронзит и клинопироксен второй генерации, клинохлор, флогопит и недиагностируемое оптическими методами бурое вещество по плагиоклазу.

Оливин (0-40%) выделяется в виде изометричных или корродированных удлиненных зерен размером 1-3 мм, многочисленные включения его в пироксенах, особенно в моноклинном, имеют размеры 0,1-0,3 мм. Он либо равномерно распределен в породе, либо образует вместе со шпинелью и ортопироксеном полосовидные скопления, разделенные полосами метаморфических минералов. Мелкие его включения в пироксенах обычно не затронуты вторичными изменениями и содержат лишь шпинель. Более крупные зерна в породе разбиты трещинами, выполненными рудными минералами, и включают зерна пироксенов и амфибола. Составы оливинов приводятся в табл. 1.

Распределение железа и магния между равновесными ортопироксеном и оливином широко обсуждается в литературе, причем существуют разные точки зрения относительно наличия экстремальных соотношений (Маракушев, 1965; Добрецов и др., 1971). Есть мнение (Дир и др., 1965), что в магнезиальной области (до значений железистости 30%) ортопироксены более железисты, чем оливины, а в железистой — наоборот. А. А. Маракушевым подчеркивается, что в высокотемпературных парагенезисах (1200°С) оливины всегда более магнезиальны, чем ортопироксены (Маракушев, 1968). Однако наш фактический материал противоречит этому: из четырех проанализированных пар в трех случаях железистость оливина на 1—4% выше, в одной паре железистости минералов равны

Окисел.	12 - 63		Оливины	ALC: NOT	Sec. 17.00	Ш	Іпинели	
катнош	1056	1058a	1054в	2011H	2107r	2150д	2143 _B	2107r
SiO ₂	39,06	38,86	38,48	39,81	40,51	0,09	0,08	_
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	_	0,03	0,09	_
Al_2O_3	»	»	»	Не опр.	Не опр.	41,50	32,06	62,16
Cr_2O_3	-	-	-	0,10	—	21,05	31,29	0,74
FeO	19,37	23,38	20,18	16,53	16,33	24,88	27,01	16,26
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	_	0,09	0,10	_
MgO	42,67	38,65	42,56	42,09	43,30	10,49	8,04	18,83
Сумма	101,10	100,89	101,23	98,69	100,14	98,15	98,69	97,99
Si	0,99	1.00	0,98	1,02	1,02	_	_	
AlVI	-	-	_			1,46	1,17	1,92
F ²⁺	0,41	0,51	0,43	0,35	0.34	0,59	0,70	0,36
Mg	1,61	1,49	1,61	1,60	1,63	0,47	0,37	0,74
Cr	_	_	_		_	0,49	0,77	0,01
FOл	20	25,6	20	18	17	56	65	33
Fpm	19	21.5	20	18				

Составы оливинов и шпинелей из метагипербазитов

Примечание. Здесьив табл. 2—5 п 7: образец № 820—Ол+Рп+Мп+Пл+Шп+Гр+ +Амф+Флог. № 1010—Мп+Рп+Шп+Пл+Гр+Амф. № 1056, 2143в— Ол+Рп+Мп+Шп+Гр+ *Амф+Пл. № 1054в,1058а, 2036а, 2107г—Ол+Рп+Шп+Амф+Флог. № 2011 и. № 2052а, 2058в, 2150д—Мп+Рп±Ол+Гр+Амф+Флог.

(см. табл. 1). Значения температур кристаллизации не дают оснований сомневаться в высокотемпературности наших пород (см. табл. 3). Следовательно, полученные данные позволяют значительно расширить в магнезиальную область поле парагенезисов с большей, чем у ортопироксенов, железистостью оливинов. По-видимому, это обстоятельство объясняется относительно восстановительными условиями кристаллизации (Добрецов и др., 1971).

Шпинель присутствует в метагипербазитах почти всегда в виде мелких коричневых или зеленых зерен. По краям наиболее крупных зерен окраска всегда более светлая, чем в центре. Как следует из табл. 1, по составу шпинели неоднородны, однако колебания значительны лишь в группе \mathbb{R}^{3+} . Имеется еще три анализа шпинелей, которые здесь не приводятся ввиду их неудовлетворительности, но они также дают представление о широкой вариации хромистости шпинелей от существенно хромитовых разновидностей (53 вес.% $\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$) до собственно шпинелей с ничтожной примесью хрома. В целом во всех изученных шпинелях отношение $\mathbb{R}^{2+}: \mathbb{R}^{3+}$ близко к 1: 2, причем количество ионов алюминия находится в обратной зависимости от содержания хрома, что позволяет предполагать лишь незначительную примесь магнетита.

Кроме двух анализов (хромита и плеонаста), остальные шпинели относятся к серии хромистых пикотитов с отношением Fe^{2+} : $Mg \approx 1:2$. Аналогичные колебания составов хромшпинелидов отмечены в лерцолитовых нодулях базальтов различных регионов (Глубинные ксенолиты..., 1975), в ультраосновных массивах ариежитовой субфации, например, Бени Бушер, провинции Ариеж, Лерц (Kornprobst, 1969; Conquere, 1971) и др. В то же время изученные шпинели в целом заметно отличаются от преимущественно хромитовых шпинелей типичных офиолитовых формаций (Добрецов, Пономарева, 1976). Следует отметить отсутствие реак-

Окисел.	Ортопироксены											
катион	820	1010	1054в	1056	1058a	2036a	201111	2052a	2058в	2150д		
SiO ₂	55,38	56,21	556,28	55,80	55,35	55,69	54,32	52,68	52,67	52,8		
TiO ₂	-	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	0,17	0,50	0,26		
Al_2O_3	3,01	1,65	1,60	0,99	1,93	1,39	2,81	1,98	2,16	2,95		
FeO	13,38	13,18	13,07	12,54	14,34	12,41	11,52	12,95	11,51	14,66		
MnO	0,10	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14	0,17	0,17	0,31		
MgO	28,20	29,31	29,70	30,46	29,13	29,70	28,92	31,39	30,28	27,55		
CaO	0,05	0,21	0,25	0,44	0,24	0,20	1,35	0,27	1,33	0,87		
Na ₂ O	0,18	-	Не опр.	He onp.	Не опр.	Не опр.	0,31	-	0,08	0,10		
Cr ₂ O ₃	0,02	-	-	-	-	_	0,53	0,11	0,32	0,35		
Сумма	100,32	100,56	100,90	100,23	100,10	99,39	100,06	99,72	99,02	99.85		
Si	1,95	1,98	1,98	1,97	1,96	1,98	1,93	1,96	1,90	1,91		
Aliv	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,07	0,08	0,09	0,09		
Al VI	0,07	0,05	0,05	0,01	0,04	0,04	- 1	0,02	0,04	0,03		
Ti	_	-	_		_	-	-	0,01	0,01	0,01		
Fe ²⁺	0,41	0,39	0,39	0,34	0,42	0,37	0,34	0,38	0,35	0,44		
Mn		-	-	_	_	- 1	-	0,01	-	0,01		
Mg	1,49	1,54	1,55	1,60	1,53	1,57	1,53	1,65	1,62	1,48		
Са	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	0,05	0,03	0,02		
Na	_	-	-		-	0,02	_	_	0,01	—		
Cr	_	_	-	-	—	0,01	_	0,01	- 1	_		
F	22	20	20	19	21,5	19	18	19	18	23		
XMg	0,78	0,80	0,80	0,81	0,79	0,81	0,72	0,81	0,82	0,77		

Составы пирокеенов из метагипербазитов

циопных взаимоотношений шпинели и граната в описываемых породах, обычных в ксенолитах гранатовых гипербазитов в базальтах и кимберлитах. По-видимому, это объясняется относительно невысокими давлениями при гранатизации гипербазитов при довольно высокой хромистости шпинелей, так как с ростом отношения Cr_2O_3/R_2O_3 реакции гранатизации смещаются в область более высоких давлений (MacGregor, 1970).

Ортопироксены обладают неравномерной коричневой окраской, под микроскопом они либо бесцветны, либо имеют неодпородную розовую, до красноватой, окраску, не меняющуюся при поворотах зерен. При больших увеличениях видно, что интенсивно окрашенные участки переполнены мельчайшими пузырьковидными включениями, которые по трещинам аккумулируются в диагностируемые зерна шпинели. Следует отметить наличие в ортопироксене тонких пластинчатых вростков клинопироксена. При анализе пироксенов на микрозонде мы постоянно «попадали» при сканировании в пределах зерна то в ортопироксен, то в клинопироксен; то же относится и к клинопироксенам, однако в отличие от последних ортопироксены обладают стабильным составом в пределах зерен и в разных зернах одной пробы, что подтверждается дубликатными анализами. Как следует из табл. 2, ортопироксены относятся к бронзитам со средней железистостью 20% и невысокой глиноземистостью (среднее содержание Al₁O₃ — 2%). По среднему содержанию Al^{1V} (0,05 ф. ед.)

Таблица 2

				Кл	инопиро	ксены				
	820	1010	1056	1065/1	201111	2011и/1	2052a	2058в	2143в	2150д
	54,56	53,52	53,03	54,64	53,20	55,62	54,31	54,06	53,54	52,72
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,08	0,09	0,08	0,17	0,17
	2,33	2,70	2,70	2,35	2.07	2,99	2,39	3,81	2.71	3.83
	4,41	3,93	4,20	5,11	3,77	5,66	4,45	4,90	5,67	5.41
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,15
	15,83	15,29	14,99	19,78	15,33	19,82	16,04	18,01	16,88	17,83
	20,80	21,14	22,09	15,06	20,67	15,74	22,35	19,97	21,20	18,62
	1,06	1,09	0,90	0,84	1,48	0,83	0,76	0,87	0,45	0,58
	0,52	0,89	_	0,60	0,87	1,36	0,67	-	0,53	0,98
	99,52	98,51	97,91	98,38	97,57	102,11	101,14	99,79	101,23	100,29
	1,99	1,98	1,97	1,99	1,98	1,97	1,96	1,95	1,96	1,91
	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,09
	0,10	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,06	0,11	0,05	0,07
			_	-		_		_	_	
l	0,13	0,11	0,13	0,16	0,12	0,17	0,13	0,15	0,17	0,16
l	- 1	_		_	- 1	-	_	-	_	_
	0,86	0,84	1,07	0,85	1,04	0,87	0,97	0,97	0,91	0,96
	0,81	0,84	0,88	0,59	0,83	0,59	0,87	0,70	0,82	0,73
	0,07	0,08	0,06	0,06	0,11	0,05	0,05	0,06	0,03	0,04
	0,01	0,03	_	0,02	0,03	0,04	0,02		0,01	0,03
	13	12,5	13	14	12	14	13	13	16	14
	0,87	0,88	0,87	0,86	0,88	0,86	0,77	0,87	0,84	0,86

Юго-Западного Памира

ортопироксены близки к ортопироксенам гипербазитовой формации, однако по Al^{VI} они ближе всего к пироксенам ультраосновных гнейсов со шпинелью (Добрецов и др., 1971). Явное преобладание Al^{VI} над Al^{IV} в большинстве изученных пироксенов, характерное для эклогитов и эклогитоподобных пород, позволяет наряду с другими признаками (явлением гранитизации гипербазитов) более уверенно относить описываемые породы к фациям высоких давлений. В то же время надо сказать о пониженной в целом глиноземистости пироксенов по сравнению с возможной в таких парагенезисах (со шпинелью). Возможно, одна из причин этого — описанное выше выпадение вторичной шпинели из твердых растворов первично более глиноземистых пироксенов, и потому попытка оценки порядка величин давлений по глиноземистости пироксенов не увенчалась успехом: большинство точек расположилось в поле гранатовых перидотитов, что явно не соответствует наблюдаемым парагенезисам.

Клинопироксены образуют наиболее крупные зерна среди прочих магматических минералов (до 5 мм), в породе имеют неравномерную зеленую окраску, в шлифах окраска желтая, бурая, также разной интенсивности, в краевых частях зерен пироксены обычно бесцветны. В перидотитах и богатых оливином пироксенитах клинопироксены содержат много включений оливина и шпинели, в плагиоклазсодержащих разновидностях — включения плагиоклаза, идиоморфного к пироксену. Установ-

Таблица З

Температура кристаллизации гипербазитов по геотермометру Бойда (Davis, Boyd, 1966)

Параметр	820	1010	1056	1056/1	2011д	2011н	2011/1	20580	2150
Ca/Ca∔Mg	0,48	0,50	0,35	0,51	0,49	0,36	0,49	0,42	0,43
T, °C	910	870	1300	870	900	1300	900	1100	1050

лены резко различные составы пироксенов в одной пробе и даже в одном и том же зерне; различия — в основном по кальцию и магнию. Наиболее высокотемпературные (1200—1300°С, табл. 3) эндиопсиды или субкальциевые диопсиды имеют и более высокое содержание хрома (см. табл. 2).

Клинопироксены наименее железисты ($F_{\rm cp} = 13\%$) среди минералов магматической стадии. По содержанию хрома близки к пироксенам гипербазитовой формации и ультраосновных массивов ариежитовой и пироп-форстеритовой фаций. Содержание натрия в клинопироксенах невысоко, величина жадеитового мипала не превышает 8%, уреитового — 3-4%; наличие последнего предполагается по установленной положительной связи натрия и хрома в пироксенах гипербазитов (Добрецов и др., 1971).

Как показывает сравнение изученных пироксенов с пироксенами глубинных включений в базальтах по железистости и содержанию Al^{IV}, они располагаются ниже поля подулей «зеленой группы» (рис. 1) либо занимают в последнем наиболее низкие уровни. Возможно, объясняется это высказанным выше предположением о том, что часть глинозема пироксенов сконцентрировалась во вторичной шпинели при распаде твердых растворов. С этой точки зрения особенно интересно выяснение состава этой шпинели в дальнейших работах. По содержанию Al^{VI} пироксены наиболее близки к пироксенам оливин-шпинелевых подулей в це-



Рис. 1. Составы клпнопироксенов из метагипербазятов Юго-Западного Памира в координатах AlIV — f

и Са — f. I — III — поля составов клинопироксенов из нодулей в базальтах (Глубинные ксенолиты..., 1975) (I — нодули «зеленой группы», II — черной», III — «фенокристы

высокого давления»).

лом (Глубинные ксенолиты..., 1975) и «зеленым» вебстеритам и клинопироксенитам (Кутолин, Фролова, 1974). В координатах Са — *f* клинопироксены группируются в том же поле, и лишь наиболее высокотемпературные попадают в поле фенокристов высоких давлений.

Плагноклаз часто встречается в метагипербазитах, и плагиоклазсодержащие их разновидности наиболее интересны с точки зрения процессов эклогитизации, так как именно в них проявлены коронитовые структуры с образованием вторичных пироксенов и граната. Сейчас плагиоклаз уверенно диагностируется лишь в габброидах, генетически связанных с гипербазитами. В последних оп почти полностью замещен либо бурым веществом неизвестного состава, либо гранатом. Вследствие неравномерной деанортитизации основность его в пределах одних и тех же образцов или даже зерен варьирует от 28 до 75% An. Широко проявлены грануляции крупных выделений плагиоклаза в мелкозернистых эклогитоподобных породах, габбро-норитах, а также запыление его, часто по двум направлениям мельчайшими выделениями амфибола спайности. и граната.

Гранат обилен в плагиоклазовых перидотитах и пироксенитах (до 25%). Наиболее распространен-

ные формы его выделения каймы вокруг оливина, следующие за пироксеновыми каймами, а также лейстовидные, призматические псевдоморфозы по плагиоклазу, обнаруживавшему ранее идиоморфизм к пироксенам. Реже встречаются изометричные либо с фестончатыми контурами зерна, имеющие келифитовые каймы амфибола. Как видно из табл. 4, состав граната довольно однороден, за исключением единственного случая сонахождения в одном образце существенно разных гранатов.

На рис. 2 нанесены составы гранатов из гипербазитов различных регионов и относящихся к разным фациям глубинности. Гранаты метагипербазитов Юго-Западного Памира близки по составу довольно железистым гранатам нетипичных эклогитов или эклогитоподобных пород, связанных с гипербазитами ме-





Памира (7) по отношению к гранатам. Гранаты из: 1 — ультраосновных пород; 2 кимберлитов (Соболев, 1964); 3, 4 — пироксенитов массива Бени Бучера (Когпргођя, 1969); 5 — перидотитов Богемского массива (Fiala, 1966); 6 — перидотитов Южной Норвегии (Сагяуец), 1968); 8, 11, 13 — ультраосновных пород, пироповых и альмандиновых эклогитов соответственно Полярного Урала (Удовкина, 1971); 9 — гранатовых пироксенитов Внешних Гебрид (Livingstone, 1967); 10 — корон в анортозитах Норвегии; 12 — эклогитоподобных пород Анадырско-Корянской области (Ріпиз е. а., 197)0; 14 — ультраосновных пород юга Алданского щита (Кицул, Копылов, 1973).

таморфических комплексов высоких давлений: часть эклогитов Полярного Урала (Удовкина, 1971), Анадырско-Корякской области (Pinus e. a., 1970), южной части Алданского щита (Кицул, Копылов, 1973), Внешних Гебрид (Livingstone, 1967) и др. Такие гранаты в большинстве случаев ассоциируют со слабощелочными (10—15% жадеита) пироксенами и высокотемпературными амфиболами типа каринтина.

От гранатов гипербазитов форстерит-пироповой фации и связанных с ними типичных эклогитов отличаются более высокой железистостью и кальциевостью; еще более отличны они от гранатовых перидотитов из кимберлитов (Соболев, 1964). Гранаты пироксенитов ультраосновного массива Бени Бучера в Марокко (Kornprobst, 1969) в целом близки изученным нами (F до 50%, Са-компонента — до 18%), однако там встречены и очень магнезиальные гранаты, особенно в парагенезисах с ортопироксеном. Кроме того, в этом массиве, как в гипербазитах провинции Лерц во Франции (Lacroix, 1900), описаны реакционные каймы граната вокруг шпинели, что дает основание относить вмещающие эти ассоциации гипербазиты к ариежитовой субфации шпинелевых перидотитов, а возможно, -- и к пироп-форстеритовой.

Таким образом, форма выделения граната, его состав, отсутствие реакционных отношений со шпинелью дают основание считать гранат в гипербазитах сейландитовой субфации Юго-Западного Памира отчетливо метаморфическим минералом, возникшим при охлаждении гипербазитов в условиях относительно высоких давлений в результате реакций оливина и пироксенов с плагиоклазом. Несомненным доказательством магматического генезиса части граната в изученных породах было бы обнаружение включений граната в оливине или, по крайней мере, обнаружение более магнезиальных или зональных гранатов. Однако пока такие факты не установлены.

Амфиболы в гипербазитах имеют, по всей видимости, метаморфогенный и магматический генезис. Пока единственным критерием отнесения части амфиболов к магматическим минералам является наличие идиоморф-

Таблица

Составы гранатов из метагипербазитов Юго-Западного Памира

Окисел, катион, компонент	820	1010	1056	2011и	2052a	20586	2058ñ/1	2143в	2143в/1	2150д	Средний состав граната
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO K ₂ O	40,56 22,27 16,48 0,59 11,04 8,99 0,01	39,38 0,06 22,35 18,31 0,50 11,55 7,77 0,01	40,25 $$ $21,93$ $15,41$ $0,65$ $13,36$ $6,80$ $0,01$	$\begin{array}{c} 40,92\\ 0,04\\ 22,82\\ 17,83\\ 0,55\\ 12,73\\ 6,33\\ 0,01\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 40,17\\ 0,01\\ 22,99\\ 16,85\\ 0,76\\ 12,09\\ 7,64\\ 0,01\\ \end{array}$	40,03 0,06 21,28 18,99 0,50 10,69 7,72 0,01	37,21 0,03 21,52 25,87 1,55 6,17 5,85 0,02	39,44 22,20 19,32 0,72 10,32 6,41 0,02	$38,54 \\ 0,02 \\ 22,20 \\ 20,10 \\ 0,62 \\ 11,82 \\ 4,65 \\ 0,01$	39,23 0,02 22,49 16,55 0,47 11,17 8,04 0,03	39,57 0,02 22,31 18,57 0,69 10,09 7,02 0,01
Сумма Si Al ^{IV} Al ^{V1} F ²⁺ Mn Mg Ca <i>F</i> ^x _{Mg} IIир Альм Са-компонент Спес	$\begin{array}{c c} 99,94\\ 3,03\\\\ 1,96\\ 1,03\\ 0,04\\ 1,23\\ 0,72\\ 45\\ 0,72\\ 45\\ 0,53\\ 42\\ 33\\ 24\\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} 99,96\\ 2,94\\ 0,06\\ 1,91\\ 1,15\\ 0,03\\ 1,29\\ 0,62\\ 46,5\\ 0,52\\ 43\\ 35\\ 21\\ 1\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c c} 98,41\\ 3,82\\\\ 1,94\\ 0,98\\ 0,04\\ 1,49\\ 0,54\\ 38\\ 0,50\\ 50\\ 31\\ 18\\ 1\\ 1\end{array}$	$ \begin{array}{r} 101,26^{*} \\ 3,01 \\ - \\ 1,97 \\ 1,09 \\ 0,03 \\ 1,39 \\ 0,50 \\ 44 \\ 0,55 \\ 47 \\ 35 \\ 17 \\ 1 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c c} 100,52\\ 2,98\\ 0,02\\ 1,98\\ 1,04\\ 0,05\\ 1,34\\ 0,61\\ 43\\ 0,55\\ 34\\ 34\\ 20\\ \end{array}$	99,29 3,03 1,90 1,20 0,03 1,21 0,63 51,5 0,50 41 37 21	98,43** 2,95 0,05 1,96 1,72 0,10 0,73 0,50 67 0,23 24 56 17 3	$\begin{array}{c} 98,40\\ 3,01\\ -\\ 2,00\\ 1,23\\ 0,05\\ 1,17\\ 0,52\\ 50\\ 0,48\\ 39\\ 41\\ 18\\ 2\\ \end{array}$	97,98 2,96 0,04 1,97 1,29 0,04 1,35 0,38 46 0,50 45 42 13 1	$\begin{array}{c} 98,00\\ 3,00\\\\ 1,99\\ 1,06\\ 0,03\\ 1,27\\ 0,66\\ 45\\ 0,54\\ 42\\ 35\\ 22\\ 1\end{array}$	$ \begin{array}{c}\\\\\\ 1,18\\ 0,04\\ 1,25\\ 0,57\\ 48\\ 0,50\\ 42\\ 38\\ 19\\ 1\\ \end{array} $

* В анализе 0,03 вес. % Na₂O. ** В анализе 0,21 вес. % Cr₂O₃.

Окисел, катион	820	1010	1056	1054в	1058a	2036a	2143в
SiO ₂	42,28	48,90	44,65	46,98	46,01	45,31	41,86
TiO ₂	1,02	0,33	_	0,72	0,43	0,51	0,83
Al_2O_3	14,27	9,20	10,78	12,40	12,15	12,64	16,67
FeO	8,34	9,10	9,49	12,15	7,08	7,62	6,78
Mg	14,35	15,25	17,02	13,22	17,02	16,27	15,84
CaO	11,67	11,42	11,67	11,61	12,48	11,95	12,00
Na ₂ O	3,07	1,08	3,34	1,29	1,48	1,83	2,74
K ₂ O	1,04	0,45	1,06	0,48	0,47	0,59	0,71
H ₂ O _{rcop}	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Сумма	98,04	97,74	100,00*	100,85	99,13	98,73	99,65**
Si	6,24	7,04	6,41	6,72	6,59	6,59	5,96
Alıv	1,76	0,96	1,59	1,28	1,41	1,46	2,04
Alvi	0,72	0,70	0,23	0,81	0,64	0,69	0,75
Ti	0,11	0,01	_	0,08	0,05	0,06	0,09
Fe ²⁺	1,03	1,10	1,14	1,45	0,85	0,92	0,80
Mg	3,16	3,27	3,64	2,82	3,63	3,50	3,36
Ca	1,85	1,76	1,76	1,78	1,91	1,85	1,83
Na	0,88	0,30	0,93	0,36	0,41	0,51	0,76
К	0,19	0,08	0,20	0,09	0,09	0,11	0,12
F	24,5	25	24	34	19	21	19
XMg	0,76	0,75	0,76	0,66	0,81	0,79	0,81
		the second se	A CONTRACT OF				

Составы амфиболов из метагинербазитов

* SiO₂ в анализе определена по разности суммы со 100%. ** В анализе 0,06 вес. % MnO и 0,13 вес. % Cr₂O₃.

ных включений его в оливине, а также соизмеримость с прочими минералами магматической стадии, тогда как метаморфогенные амфиболы слагают мелкозернистую основную ткань. Составы крупнозернистых амфиболов не отличаются от составов метаморфогенных амфиболов (табл. 5). Возможно, что они отличны по элементам-примесям. Безусловно, интересным было бы сравнение составов амфиболов, относимых к магматическим минералам, с амфиболами основной ткани.

В породе амфиболы черные, в шлифах — бледно-зеленые, желтоватые, реже коричневые. Из табл. 5 видно, что амфиболы имеют низкую железистость; по содержанию магния, кальция и глинозема их можно отнести к обыкновенным роговым обманкам, переходным к паргаситам. В отдельных случаях установлена повышенная щелочность амфиболов (сумма №а и К ≥ 1 ф. ед.).

Минералогия метагабброидов, чередующихся с метагипербазитами в одних и тех же телах, изучена слабо. В табл. 6 приведены анализы минералов одного образца, а также гранатов и амфиболов из магнезиальных сланцев по гипербазитам. Составы минералов метагабброидов существенно не отличаются от таковых в гипербазитах, однако гранаты магнезиальных сланцев более железистые и приближаются к железистым гра-

Составы минералов метагабброидов и магнезиальных сланцев

	-	-				0110110-0111	onanges	
Окисел.	Ам	фиболы	Гр	Гранаты		Рп	Гр	Амф
катион	2090a	1885	2690a	1885		2	2011д	
SiO ₂	51,52	51,05	40,03	36,23	53,12	53,83	40,42	46,40
TiO ₂	0,34	0,38	0,09	0,22	Не опр.	Не опр.	He oup.	0,95
Al ₂ O ₃	8,03	7,66	21,63	18,86	2,69	1,50	22,54	11,61
Fe ₂ O ₃	2,89	1,05	4,32	7,59	Не опр.	Не опр.	He oup.	He oup.
FeO	6,46	7,74	20,56	22,52	4,92	16,71	20,69	7,32
MnO	0,11	0,16	1,14	0,70	Не опр.	Не опр.	0,78	
MgO	18,69	17,16	6,10	7,40	16,05	28,99	11,25	16,96
CaO	9,25	9,02	5,31	5,11	21,20	0,31	5,71	11,82
Na ₂ O	1,06	0,88	0,20	-	0,68	He oup.	Не опр.	1,27
K ₂ O	0,20	0,10	0,20	-	-	»	»	0,79
$P_{2}O_{5}$	0,09	-	0,08	0,16	Не опр.	»	»	Не опр.
П. п. п.	0,57	4,84	-	1,02	»	»	»	»
Сумма	99,21	100,04	99,66	999,81	98,66	101,35	101,39	99,12
Si	6,93	7,30	3,13	2,89	1,96	1,95	3,00	6,55
Ti	0,03	0,04		0,02	_	_	_	0,10
Al ^{IV}	1,07	0,70	_	0,09	0,04	0,05	— ,	1,45
Al ^{VI}	0,18	0,60	2,00	1,67	0,08	0,01	1,97	0,48
Fe ³⁺	0,29	0,11	0,25	0,37	_	-	_	_
Fe ²⁺	0,73	0,93	1,34	1,50	0,15	0,49	1,28	0,86
M n	0,01	0,02	0,08	0,05	_	_	0,05	
Mg	3,75	3,66	0,71	0,88	0,88	1,51	1,24	3,57
Ca	1,33	1,39	0,45	0,44	0,84	0,01	0,45	1,78
Na	0,28	0,25	0,03	_	0,05	_	_	0,34
X	0,03	0,02	0,02	_	-	_	_	0,15
бобш	21	22	67	69	14,6	24	50	19,5
x _{Mg}	0,78	0,78	0,30	0,31	0,85	0,76	0,48	0,81

Примечани≨е.¥.2090а и 1885 — Амф_{мон}+Амф_{ром}+Гр±Би; № 2011д—Рп+ Мп+Гр+ +Пл+Амф, анализирован на микрозонде.

натам II (?) генерации в метагипербазитах (обр. № 2058 б/1). Гранаты в этих сланцах довольно крупных размеров, и не исключено их зональное строение, как это установлено в крупных зернах гранатов в метапелитовых гнейсах района.

Для приближенной оценки температур метаморфизма гипербазитов использованы пары гранат — ортопироксен и гранат — амфибол. Предполагалось, что первая пара более высокотемпературная и что состав ортопироксена в каймах, судя по оптическим данным, существенно не отличается от состава ортопироксена магматической стадии (имеется в виду железистость). Однако амфибол обнаруживает в ряде случаев реакционные отношения с гранатом, да и в целом все минералы корон не являются строго равновесными. Кроме того, на равновесие гранат — ортопироксен

№ образ- ца	^x Mg		T, °C		а а	T, °C	
	Гр	Рп	(Hep498, 1970)	№ образца	Гр	Ам	1970)
820	0,53	0,78	700	820	0,53	0,75	720
1010	0,52	0,80	750	1010	0,52	0,75	720
1056	0,59	0,82	800	2011д	0,48	0,81	620
2011д	0,48	0,75	725	2143в	0,50	0,81	650
2011и	0,55	0,82	800	2090 a	0,30	0,78	520
2052a	0,55	0,81	800	1885	0,31	0,78	520
20586	0,50	0,82	850				

Оценка температур кристаллизации

значительно влияет и давление (Перчук, 1970), так что в результате всех этих обстоятельств соотношения температур гранулитового (гранат ортопироксен) и амфиболитового (гранат — амфибол) метаморфизма в некоторых образцах получились обратными предполагаемым (табл. 7). Однако в целом значения температур по паре гранат — амфибол ниже.

Приближенная оценка температур кристаллизации граната, по всей вероятности, заниженных в условиях, переходных от сейландитовой к ариежитовой субфации глубинности, предполагает давления в интервале 8—12 кбар. Подобная термодинамическая обстановка в современной структуре отвечает наиболее глубоким уровням континентальной коры, что позволяет считать весь комплекс пород с гранатизированными гипербазитами образованным в низах коры. Этому не противоречат данные по другим классам пород — гранатовым чарнокитам, высокотемпературным эклогитоподобным породам, двупироксен-гранат-амфиболовым сланцам с магнезиальным гранатом (до 54—57% пиропа). В последнее время появились данные и о наличии ассоциации гиперстен — силлимапит на Юго-Западном Памире (уст. сообщ. Н. И. Московченко), что дает основание считать реликтовые парагенезисы гранулитовой фации наиболее высокотемпературными и глубинными образованиями коры.

Таким образом, изучение составов породообразующих оливинов и пироксенов показало довольно высокую железистость минералов по сравнению с минералами гипербазитов типичных офиолитовых формаций, отличие от которых было показано нами ранее по особенностям петрохимии, характеру контактов, размерам массивов.

Хромпикотиты и собственно магнезиальные шпинели гипербазитов также отличаются от преимущественно хромитовых разновидностей офиолитовых гипербазитов. Требуют дальнейшего исследования вторичные шпинели, образованные при распаде твердых растворов, равно как и вторичные пироксены в каймах вокруг оливинов.

Форма выделения, состав граната, а также приуроченность его к плагиоклазсодержащим разновидностям гипербазитов свидетельствуют о его метаморфогенном генезисе. Образование граната происходило в регрессивную стадию охлаждения гипербазитов, в результате реакции оливина и пироксенов с плагиоклазом, причем вокруг хромдиопсида гранатовые каймы редки и прерывисты.

Приближенная оценка температур кристаллизации граната предполагает давления порядка 8—12 кбар, что соответствует условиям равновесия в области, переходной от сейландитовой к ариежитовой субфации шпинелевых перидотитов. Подобная термодинамическая обстановка в современной структуре отвечает наиболее глубинным уровням в коре континентов.

ЛИТЕРАТУРА

Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гра-

натсодержащих гипербазитов.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 5, с. 1182—1184. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975. 272 с. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965. 406 c.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые

Добрецов П. Л., Пономарска Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта.— «Геол. и геофизика», 1976, № 2, с. 40—53. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразую-щие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с. Кицул В. И., Копылов П. А. Находка гранатсодержащих ультраосновных по-род на Алданском щите и условия их образования.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6, c. 1173-1175.

Кутолин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— «Геол. и гео-физика», 1974, № 2, с. 56—68.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.,

«Наука», 1968. 200 с.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 c.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964. 218 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971. 191 с. Davis B. T. C., Boyd F. R. The join Mg₂Si₂O₆ — CaMgSi₂O₆ at 30 kbars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, p. 3567-3576.

Carswell D. A. Picrit magma - residual dunite relationships in garnet peridotite at Kalskaret near Tafjord, South Norway. - «Contr. Miner., Petrol.», 1968, N 19, p. 97-124.

Conguere F. La lherzolite a amphibole du gisement de Caussou(Ariege, France).— «Contr. Mineral., Petrol.», 1971, N 30, v. 4, p. 296-316.

Fiala I. The distribution of elements in mineral phases of some garnet peridotites from the Bohemian massiv.— «Kristallinicum», 1966, N 4, p. 31—53. Kornprobst I. Le massiv ultrabasique des Beni Bouchera (Rifienterne Maroc).— «Contr. Miner., Petrol.,» 1969, v. 23, N 4, p. 283—292.

Lacroix A. Les roches basiques accompagnant les lerzolites et les ophites des Pyrenees.- In: 8-th Inter. Geol. Congr. Rep. Paris, 1900, p. 297.

Livingstone A. A garnet peridotite and garnet — amphibole pyroxenite from South Harris, Outer Hebrides, and their bearing on the South Harris eclogite facies status.—

Miner, Mag.», 1967, N 36, p. 380-387.
 MacGregor I. D. The effect of CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃, Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970, p. 372-377.
 Pinus G. V., Agafonof L. V., Velinsky V. V. Eclogite-like rocks of the Anadyr-Korjak folded system. – «Pacific Geol.», 1970, N 2, p. 81-91.

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НА ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

(на примере жайминской свиты Восточного Саяна)

В осевой части антиклинория Восточного Саяна среди протерозойских отложений дербинской серии залегает жайминская свита, в составе которой существенную роль играют темноокрашенные углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с рассеянным пиритом (последние могут быть отнесены к формации черных металлоносных сланцев). В бассейнах рек Конжул, Тубиль, Дербина, Крол и по Еписею вблизи г. Красноярска имеются разрезы свиты, позволяющие изучить ее внутреннее строение.

Аналогичные образования широко развиты в южной части Кузнецкого Алатау и в Горной Шории, но там они залегают преимущественно в пределах региональных зон смятия, где первичные осадочные текстуры пород нацело затушеваны рассланцовкой, со значительным перераспределением первичных компонентов осадков (метаморфическая полосчатость, гнейсовидность).

Отложения жайминской свиты Восточного Саяна, особенно в его северо-западной части, собраны в нормальные линейные складки, лишь местами осложненные плойчатостью и кливажом, а отмечающиеся дизъюнктивные нарушения носят локальный характер. Благодаря этому в разрезах по рекам Конжул, Тубиль, Дербина в породах удается наблюдать типы напластования и ряд первичных текстурных особенностей, а низкая степень метаморфизма, соответствующая фации зеленых сланцев, позволяет расшифровать первичный состав отложений. Указанные особенности жайминской свиты Восточного Саяна дали автору возможность предпринять попытку проследить зависимость геохимических особенностей различных типов пород, слагающих свиту, от условий их первичного осадконакопления (задача не совсем обычная для метаморфических образований протерозойского возраста). При этом было принято за истину предположение, высказанное на основе практических наблюдений рядом авторов (Митропольский и др., 1972; Петров и др., 1970; Макрыгина и др., 1970) о том, что при метаморфизме фации зеленых сланцев не происходит существенного перераспределения первичных содержаний большинства элементов.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В наиболее полно изученном разрезе по рекам Тубиль, Конжул и Дербина отложения жайминской свиты условно подразделяются на три подсвиты. Нижняя, изучавшаяся по р. Конжул, имеет существенно карбонатный состав. В ее разрезе чередуются известняки, карбонатные песчаники и маломощные линзы или прослои углистых сланцев. Карбонатные песчаники — обломочные породы псаммитовой размерности, состоят из зерен пелитоморфных известняков с кальцитовым базальным или регенерационным цементом и постоянной примесью кварцевых или кварцполевошпатовых зерен. Для них характерна четко выраженная грубая лерекрестная слоистость волнового типа.

Псаммитовые косослоистые серии разделяются пелитовыми косыми слойками. Характерно ритмичное чередование пластов массивных известняков или косослоистых карбонатных песчаников (1—3 м) с маломощными прослоями (2—5 см) углистых карбонатных сланцев. Мощность отдельных ритмов 5—6 м. В верхах каждой ритмо-пачки обычно уменьшается мощность карбонатных слоев и резко возрастает количество углистых прослоев. В углисто-карбонатных сланцах наблюдаются трещины усыхания, а в перекрывающих их карбонатных песчаниках — многочисленные плоские галечки (автокластические) черных углистых сланцев. Отмечаются маломощные пласты и линзы песчаников существенно кварцевого состава.

По появлению в разрезе мощных выдержанных пластов песчаников и алевролитов полимиктового (существенно грауваккового) состава С базальным карбонатным цементом выделяется среднежайминская подсвита, изученная в долине р. Тубиль, близ устья р. Конжул. Состав обломочного материала (в порядке убывания): кварц, альбит, мусковит, биотит, кремни. Нередко, особенно в основании подсвиты, отмечаются песчаники, на 80% состоящие из обломочных зерен карбоната, но цементом их, в отличие от подобных образований нижнежайминской подсвиты, служит не кальцит, а терригенный алевритовый материал (существенно кварцево-слюдистый). Форма напластования передко линзовидная, пласты не выдержаны по мощности и простиранию. Наблюдаются косая слоистость, трещины усыхания, автокластические обломки. В верхней части подсвиты появляется большое количество довольно мощных (1-3 м) пластов углеродисто-алевритистых и углеродисто-глинисто-слюдистых неизвестковистых сланцев с мелковолнистой слоистостью и знаками ряби на плоскостях напластования. Количество карбонатов в цементе песчаников верхней части подсвиты постепенно убывает.

Верхнежайминская подсвита изучалась на водоразделе рек Конжул — Дербона в карьерах и выемках дороги Тубиль — Тюлюпта, а также по керну скважин колопкового бурения. Для подсвиты характерно чередование в разрезе мощных (5—10 м) пачек массивных или грубопараллельно-слоистых полимиктовых темно-серых песчаников с кремнистым цементом и несколько менее мощных (2—5 м) пачек углеродистых сланцев с различным количеством примеси алевритового и псаммитового материала. Состав терригенной фракции песчаников (в порядке убывания): кварц, альбит, биотит, амфибол, мусковит, кремни. Окатанность зерен весьма слабая, сортировка отсутствует. Цемент песчаников кремнистый или кремнисто-алевритовый базальпого или порового типа, с тонко распыленным углеродистым материалом и вкрапленностью рассеянного пирита.

В углеродистых сланцах наблюдается тонковолнистая слоистость, подчеркиваемая чередованием существенно пелитовых, алевритовых и слюдистых прослоев. Иногда псаммитовый материал концентрируется в самостоятельные прослои или линзочки. На плоскостях напластования отмечаются многочисленные слепки и мелкие отпечатки. Нередко наблюдаются внутриформационные брекчии типа подводных оползней. Характерны черная окраска и обильная вкрапленность пирита.

При микроскопическом изучении подтверждена обломочная природа карбонатных зерен косослоистых карбонатных песчаников — наличие черных углистых оторочек («рубашек»), присутствие в переменных количествах в промежутках между карбонатными обломками собственно терригенного материала (от 2—3% в нижнежайминской подсвите до 30—50% в песчаниках среднежайминской подсвиты). Ритмичность смены отложений, в разной степени обогащенных терригенным материалом, хорошо иллюстрируется количеством перастворимого остатка (рис. 1).

Необходимо подчеркнуть, что при геологическом картировании все породы, слагающие жайминскую свиту, описывались как кварц-полево-



Рис. 1. Фрагмент разреза нижнежайминской подсвиты (р. Конжул при устье кл. Ганкица).

1 — песчанистые известняки; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — углисто-карбонатные сланцы; 5 — углисто-глинистые сланцы; 6 — автокластические обломки сланцев; 7 — трещины усыхания. Типы слоистости: 8 — тонкоперекрестная, 9 — паралледыдая, 10 — тонкодизогнальная, 11 — грубоперекрестная, 12 — тонковолиистая, 3

ниат-амфибол-хлоритовые, кварц-полевошпат-биотитовые и другие сланцы в зависимости от набора породообразующих минералов. С точки зрения описательной петрографии такое определение не вызывает возражений. но оно не отражает генетическую природу изучаемых образований. Дело в том, что существенно полевошпатовые с амфиболом сланцы формируются за счет первичнопелитовых пород при высоких степенях метаморфизма фации амфиболитов и гнейсов (парагнейсы) либо за счет метаморфизма интрузивных пород (ортогнейсы). Первичноосадочная природа отложений жайминской свиты благодаря прекрасно сохранившимся текстурам пород ни у кого не вызывает сомнений. Разногласия возникают лишь в вопросе о присутствии в ее составе первичнопсаммитовых отложений и, следовательно, о степени метаморфизма пород, так как, доказывая обломочную природу полевых шпатов, амфиболов и большей части биотита, мы тем самым утверждаем, что новообразованными являются лишь хлорит, бледноокрашенные тонкочешуйчатые слюды и гидрослюды (иллит), реже альбит, а степень метаморфизма отложений не превышает фации зеленых сланцев. Учитывая принципиальное значение этого вопроса для настоящей работы, считаем необходимым подчеркнуть те признаки, на основании которых были сделаны выводы о паличии песчаников в составе описываемого разреза жайминской свиты.

Текстурные особенности. Уже упоминалось, что в отдельных частях разреза наблюдалась четко выраженная грубая перекрестная слоистость. подчеркиваемая чередованием пород различного состава и различной крупности зерен. Известно, что этот тип слоистости не характерен для первичнопелитовых отложений. В алевро-пелитовых образованиях (углистых сланцах) нередко наблюдается диагональная или микродиагональная слоистость, где тончайшие горизонтальные пелитовые слойки разделяют наклонные существенно алевритовые серии. Состав алевритовой части — кварц и биотит. Если бы весь осадок первично был пелитовым, в нем образовалась бы не диагональная слоистость, а горизонтальная или мелковолнистая. В песчаных слоях отмечаются обломки углистых сланцев (т. е. углистых глин) различного размера, от первых миллиметров до сантиметров, и линзочки этого же состава. Кажется маловероятным, что обломки уплотненного углистого ила попадали в илы другого состава, причем при метаморфизме всей толщи в цементирующих илах образовались амфиболы, биотит, мусковит и даже полевой шпат, а в обломках и линзах углистых илов — лишь криптозернистый кварц и тонкочешуйчатые слюды.

Микроструктуры. В значительной части шлифов наблюдались реликтовые структуры осадочных псаммитовых пород — базальная и поровая структуры цемента.

Окатанность обломков. Большая часть амфиболов и плагиоклазов совершенно не окатана, что не позволяет однозначно диагностировать их терригенное происхождение, однако почти во всех шлифах пород, определяемых нами как первичные пески, наблюдаются хорошо окатанные зерна кварца, микрокварцитов, кварцево-серицитовых пород, в отдельных шлифах отмечались окатанные зерна калишпатов.

В ряде шлифов крупные зерна биотита, определяемые нами как терригенные, корродируются и частично по спайности замещаются хлоритом и гидрослюдами цемента.

Цементом песчаников, особенно верхнежайминской подсвиты, служит алевро-пелитовый материал кварцево-слюдистого состава и новообразованный криптозернистый кремнисто-гидрослюдистый агрегат иногда с хлоритом, реже с мусковитом. Рентгеноструктурным анализом тонкочешуйчатые слюды цемента песчаников и основной ткани углистых сланцев определяются как гидрослюда типа иллита.

Таким образом, на основе изложенного нами делается вывод, что в бассейне рек Конжул, Тубиль и Дербина жайминская свита представлена осадочными отложениями, переходными от типичного морского флиша к прибрежным (предгорным), весьма близким по облику меловым отложениям Большого Кавказа.

Органическое вещество, пигментирующее в тонко распыленном виде пелитовые породы, не образует (вне зон локального динамотермального метаморфизма) сколько-пибудь заметных чешуй. При температуре свыше 600°С органическое вещество полностью выгорает, и порода становится светло-серой. Таким образом, углеродистый материал первичноуглистый, не может быть отнесен к графиту. Содержание органического углерода в разрезе переменное — от 1—2% в карбонатных отложениях и песчаниках до 5—8% в собственно углистых сланцах.

В разрезе по р. Крол в составе жайминской свиты преобладают первичнопелитоморфные кремнистые, известково-доломитовые и углистокремнистые отложения. Значительным развитием пользуются также полосчатые амфиболиты, диагностируемые как вулканогенные образования базитового состава.

Слоистые кварциты или силицилиты, изученные в основании разреза, — тонкопараллельно-слоистые с мощностью отдельных прослоев от 1—2 до 20—40 см, причем тонкослоистые и относительно массивные разности постоянно чередуются между собой. Окраска от светло-серой до черной, в тонкослоистых разностях чередуются темные и светлые полосы. Поверхности напластования слабоволнистые с тончайшими примазками серицита, отмечаются валики типа волноприбойных знаков. Отдельные прослои обогащены криптокристаллической вкрапленностью пирита.

При микроскопическом изучении устанавливается, что слоистость обусловлена чередованием прослоев относительно чистого кварца (размерность зерен 0,2-0,1 мм) с прослоями более мелкозернистого кварца (0,05 мм), окрашенного в темно-серый цвет непрозрачными примесями (органика, частично рудные). Отмечаются кремнисто-слюдистые разности, в которых кремнистые прослои чередуются с кварцево-слюдяными, причем в последних наблюдаются также зерна олигоклаза (величина зерен 0,1-0,05 мм). Первоначально, видимо, накапливались тонкоалевролитовые осадки, которые цементировались аутигенным кремнеземом. Присутствие пирита свидетельствует о восстановительной обстановке в донных илах. Обилие кремнезема связано, возможно, с подводной фумарольной деятельностью (Страхов, 1960).

Выше наблюдаются слоистые амфиболиты, залегающие согласно с подстилающими их кремнистыми породами и перекрывающими карбонатными. Амфиболиты имеют полосчатую параллельную текстуру, обусловленную чередованием более светлых и более темных полос, а иногда присутствием слюдяных прослоев. Основные составляющие амфиболитов плагиоклаз и амфибол, а также карбонат, хлорит, реже серицит. Размер зерен 0,1—0,01 мм, реже наблюдаются зерна плагиоклаза 0,1—0,3 мм. Более крупные зерна плагиоклаза представлены олигоклаз-андезином, мелкие — олигоклаз-альбитом. Порфиробласты амфиболов — крупные (1—2 мм) призматически удлиненные кристаллы ситовидного строения. По оптическим свойствам амфибол приближается к уралитовой роговой обманке, но по содержанию главных окислов ближе всего к обычной роговой обманке (вес. %): SiO₂ — 39,36, Al₂O₃ — 11,29, Fe₂O₃ — 4,76, FeO — 15,33,' TiO₂ — 7,28, CaO — 8,77, MgO — 8,28, P₂O₅ — 0,11, MnO — 0,50, S — 0,14, K₂O — 0,14, Na₂O — 1,62, п. п. п. — 2,01, сумма — 99,57.

На контакте силицилитов и амфиболитов наблюдаются черные тонкослоистые породы, в которых при микроскопическом изучении устанавливаются плагиоклазовые с примесью хлорита амфиболовые и слюдяные прослои, в последних промежутки между бурой слюдой заполнены ксеноморфными зернами кварца и плагиоклаза. Нередко наблюдаются довольно крупные (до 0,1 мм), хорошо окатанные зерна циркона с черной изотропизированной оторочкой, что указывает на их обломочную природу. В приконтактовой части амфиболитов с перекрывающими их карбонатными отложениями также имеются полосчатые переходные породы, где основную массу составляет карбонат, а амфибол, хлорит и кварц образуют лишь вкрапленность и отдельные тонкие прослои. Описанные переходные породы несут следы отложения их в водном бассейне, а вся пачка в целом диагностируется нами как туфогенная либо вулканогенно-туфогенная. Послойное внедрение интрузий при отмеченном выше тонком чередовании амфибол-плагиоклазовых прослоев с типично осадочными (карбонатными или слюдяными) представляется маловероятным.

Углисто-кремнистые сланцы исследованного района — существенно кремнистые породы с переменным количеством слюды и органического материала. При микроскопическом изучении в них обнаруживаются существенно амфибол-полевошпатовые прослои мощностью 0,5—1 мм, которые переслаиваются с существенно кварцевыми слойками. В последних наблюдаются извилистые углистые прослойки мощностью менее 0,01 мм. Пирит в породах образует довольно крупные выделения, ассоциирующие то с бесцветной слюдой, то с углистыми прослойками. Описанные образования, скорее всего, — метаморфизированные туффиты.

Неоднократно повторяются в разрезе карбонатные пачки, для которых характерно ритмичное переслаивание относительно массивных темпосерых доломитовых мраморов и тонкослоистых плитчатых (до листоватых) черных углисто-слюдисто-карбонатных сланцев. При микроскопическом изучении устанавливаются примесь кремнистого и слюдяного материала, тонкий «крап» углистого материала почти на всех зернах кварца и карбоната, наличие в составе карбонатов, кроме кальцита, значительной доли доломита (от 20 до 80% площади шлифа). Распределение зерен доломита в породе равномерное, каких-либо видимых прожилков и других наложенных текстур не отмечалось. Это дает основание предполагать первичное накопление известково-доломитовых илов. Тонкослоистые разности отличаются от массивных большим количеством примеси материала кремнисто-слюдистого и углистого состава, четким послойным его распределением, удлиненпой формой карбонатных зерен. На плоскостях напластования углисто-карбонатных прослоев нередко развиваются крупные порфиробласты бесцветного амфибола и хлорита, местами крупные выделения пирита.

Степень метаморфизма пород жайминской свиты в бассейне р. Крол несколько выше, чем пород бассейна рек Конжул и Дербина. Так, здесь наблюдаются более крупные порфиробласты слюд, отмечается бесцветный цоизит и слабожелезистый амфибол. В то же время паряду со слюдами в едином агрегате присутствуют бесцветный хлорит, реже цеолиты. Оба минерала находятся в тесном срастании с криптозернистым кварцем основной ткани сланцев, а не развиваются по другим минералам, что следовало бы ожидать при явлениях диафтореза. Особенно важно отметить присутствие в карбонатных породах доломита одновременно с кварцем и кальцитом. Известно (Елисеев, 1963), что доломит с кварцем неустойчив даже в эпидот-амфиболитовой фации, где замещается ассоциацией Ка ++ Трем + Эп + Кв. Кроме того, для амфиболитовой фации характерны высокожелезистые эпидоты, которые не встречены в породах описанного разреза. Таким образом, степень метаморфизма пород жайминской свиты исследуемого района следует считать переходной от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой.

Отложения жайминской свиты, вскрываемые долиной Енисея севернее г. Красноярска, изучались М. В. Суховерховой в отношении их возможной фосфатоносности. Нами исследован лишь любезно предоставленный ею каменный материал. Как и в других разрезах, в составе жайминской свиты здесь выделены карбонатные, кремнистые и углисто-кремнистые пачки, отмечены также филитовидные углисто-глинистые разности и зеленовато-серые полимиктовые песчаники (последние, возможно, урманской свиты). Метаморфизм жайминских отложений этого района соответствует фации зеленых сланцев (Парфенов, 1967). Для уточнения первичной природы изучаемых метаморфических пород и выяснения доли участия в их составе терригенной и вулканогенной базитовой составляющей использованы полные силикатные анализы, пересчитанные по методу Н. Ниггли (Четвериков, 1956). При этом автор основывался на точке зрения У. Грубенмана и П. Ниггли (1933) о том, что выяснение химизма метаморфической породы дает важное указание на ее первичную природу и что химический состав породы в его усредненном виде не претерпевает изменений в зависимости от интенсивности метаморфизма.

Полученные в результате пересчетов числовые характеристики нанесены на соответствующие сечения тетраэдров П. Ниггли, где показаны поля развития главных типов пород (рис. 2). На эти же сечения тетраэдров для сравнения нанесены фигуративные точки химических составов типичных пород по Дэли, Ронову, Кларку (Заварицкий, 1961; Войткевич, 1970). Как видно на рис. 2, фигуративные точки химических составов углисто-слюдисто-кремнистых сланцев всех трех разрезов ложатся в поле развития глин, причем сланцы, обогащенные алевритовым материалом (1-3), располагаются ближе к границе с изверженными породами, в то время как существенно углисто-слюдисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы (4, 5, 31) приближаются к полю развития остаточных глин. Все углистые сланцы характеризуются положительными кварцевым числом (qz) и глиноземистым (t), а также заметным преобладанием в составе щелочей калия (K = 1, 1 - 1, 8). Такое высокое значение числа K неизвестно ни для одного типа изверженных горных пород (табл. 1-3). Наиболее высокие значения числа К характерны для сланцев с малой долей алевритовой примеси. Необходимо также отметить, что значение доли калия в составе щелочей (число K) и содержания глинозема в породах (число t) возрастают с юго-востока на северо-запад от Крольского разреза к Енисейскому.

Фигуративные точки химических составов амфиболитов Крольского и полимиктовых песчаников Конжульского разрезов ложатся в разных сечениях тетраэдров в поле развития изверженных пород основного состава. По если химический состав собственно амфиболитов по всем параметрам совпадает со средним составом базальтов земной коры по Дэли (Заварицкий, 1961), то амфиболиты с кварцево-слюдяными прослоями и, тем более, полимиктовые песчаники отличаются от нормальных базитов избытком калия, положительным кварцевым числом (qr до 4), а существенно слюдяные породы характеризуются также перенасыщенностью глиноземом (t = 10) и еще большей ролью калия (K > 1) (см. табл. 1). Таким образом, несомненно, что первично эти породы имели глинистый состав. Кремнистые породы (полосчатые кварциты) Крольского разреза несут в отдельных слоях черты химизма базитов (преобладание роли натрия, отрицательное t), а в других — черты химизма глин (повышенная роль калия и алюминия). Такое чередование составов подчеркивалось и при петрографическом изучении и может объясняться, скорее всего, переслаиванием терригенных и вулканогенных илов (см. табл. 2).

В целом для отложений жайминской свиты бассейна р. Крол характерно присутствие в составе отложений значительного количества вулканомиктового материала базитового состава. Его влияние отмечается в мраморах, кварцитах и углистых сланцах, а наблюдающиеся в разрезе свиты амфиболовые породы полностью соответствуют по числовым характеристикам оливиновым базальтам. В породах жайминской свиты разреза Конжул—Тубиль—Дербина влияние базитового вулканизма заметно слабее. Здесь не отмечалось в разрезе полосчатых амфиболитов и других амфиболовых пород, которые соответствуют базальтам и их пирокластическим производным. Лишь граувакковые (полимиктовые) песчаники с
Таблица 1

Химический состав метаморфизованных осадочных пород верхнежайминской подсвиты Конжульского разреза

Окисел	1	2	3	4	5	Рифейская глина Рус- ской плат- формы	6	7	8	9	10	Спилит, по Заварицкому, 1961
SiO ₂	52,36	70,46	59,24	58,84	64,42	58,21	67,05	64,56	65,49	59,00	64,45	55,75
TiO ₂	0,98	0,86	1,11	1,19	0,73	0,88	1,01	1,0	1,07	1,08	1,01	1,86
Al ₂ O ₃	16,99	11,06	16,06	19,95	10,30	18,34	12, 13	11,41	11,63	15,62	12,86	13,29
Fe ₂ O ₃	4,67	2,31	1,75	5,46	3,88	8,37	1,70	1,54	1,54	4,38	0,56	0,88
FeO	3,88	5,37	6,25	0,29	1,92	_	4,96	4,93	5,03	3,61	6,07	9,46
MnO	_	0.12	0,09	_	_	_	0,09	0,14	0,11	0,08	_	0,23
MgO	3,69	2,12	4.24	1,65	1,35	2,26	2,85	2,50	3,10	3,71	3,88	1,80
Ca	2.66	0,56	2,24	0,36	0,25	0,55	3,13	5,52	4,53	3,28	3,12	6,85
Na _o O	0.25	1.01	1.45	0.35	0.30	0,76	2,55	2,41	2,50	2,50	1,15	4,07
K _a O	3.45	1.81	2.35	5,44	2,76	3,96	2,25	1,96	1,90	3,30	2,05	0,37
P ₂ O ₂	0.11	0.18	0.14	0.13	0,20	_	0,18	0,18	0,20	0,23	0,20	0,19
П. н. п.	10,58	3,58	4,94	5,86	11,56	_	1,69	3,57	2,53	3,21	3,81	3,15
Сумма	99,62	99,45	99,8	99,54	99,84	_	99,60	99,74	99,65	100,25	99,26	-
					Главные ч	шсла по Нигг	лн					
al	36	35	34	52	40	44	29	26	27	31	31	25
alk	9	11	11	17	14	13	16	14	14	16	10	16
С	10	4	9	2	2	3	13,5	23	19	12	13	24
fm	44	50	46	30	44	40	40	35	40	41	46	35
c:fm	0,23	0,07	0,18	0,07	0,05	0,07	0,34	0,69	0,47	0,38	0,28	0,68
t	17	20	14	33	14	28	-0,5	-11	-6	3	8	-15
K	1,8	1,1	1,02	1,8	1,7	. 1,6	0,7	0,7	0,66	0,95	1,1	0,1
Сечение	II	I	II	I	I	I	III	V	IV	III	III	V

Примечание. Номера 1-10 отвечают рыс. 2

Таблица 2

		AIMIP	сескии сос	тав метал	иорфическ	их пород	жайминсі	кой свиты	бассейна	р. Крол,	Восточный	Саян		
	Окисел	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	97	Cpe;	цнее Глинистье
25	- *										20	~	оазальты, по Дэли	породы, по Кларку
	SiO_2	81,72	93,52	48,66	48,55	59,33	68,91	58,95	51,97	22,67	19,42	35,42	49,06	58,1
	TiO_2	0,40	0,15	2,88	1,76	0,87	0,64	1,54	1,88	0,40	0,46	0,64	1,36	0,65
	Al_2O_3	6,30	1,21	14,01	14,67	15,36	8,85	10,88	16,73	4,48	5,25	10,50	15,7	15,4
	Fe ₂ O ₃	1,96	1,09	4,69	2,24	4,42	1,93	3,94	6,45	1,58	1,68	5,23	5,38	4,02
	FeO	0,72	0,86	5,39	9,90	1,46	0,43	1,15	5,63	1,01	1,58	0,22	6,37	2,45
	MnO	0,48	0,14	0,14	0,25	0,12	1,18	0,13	0,16	-	- 1		0,31	
	MgO	1,72	0,11	8,00	6,73	5,72	1,48	9,84	7,18	1,2	1,28	2,53	6,17	2,44
	CaO	1,12	0,43	5,81	9,90	2,19	1,12	5,91	1,88	36,12	37,55	23,17	8,95	3,11
	Na ₂ O	1,80	0,35	2,22	2,85	1,87	1,06	2,41	1,55	1,55	1,85	1,72	3,11	1,30
	K ₂ O	1,00	-	0,91	0,65	3,24	2,16	1,15	0,05	1,00	1,11	1,57	1,52	3,24
	P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,34	0,27	0,42	0,13	0,13	0,20	0,15	0,14	0,20	0,45	0,17
	П. п. п.	2,71	1,94	5,03	2,47	4,54	12,38	4,09	6,77	29,87	29,90	18,78	1,62	-5,0
(Сумма	100,35	100,40	99,50	100,40	100,34	100,43	100,28	99,79	100,71	100,43	100,03	-	_
						Главные	числа по	Нигели						
	. 1						10	D I			T			
0	al alk	30	22	22	20	32	38		29	6	6	15		37
0		10	13	17	25	8	9	18	$\frac{4}{6}$	82	79	59	23	14
f	m l	41	55	54	47	46	36	54	60	8	9	19	45	35
C	c:fm	0,25	0,24	0,32	0,53	0,17	0,25	0,33	0,1	10	9	3,1	0,51	0,40
l	ĸ	0.55		0.44	0.25	1.04	11	$-\frac{\delta}{0.5}$	19	-82	- 18	-50	10 0 49	1.2
(Сечение	III	III	III	IV	II	II	3	I	X	X	VIII	IV	III
		1		1			2.4				1			

Примечание. Номера 17-27 отвечают рис. 2.

109



Таблица З

Химический состав метаморфизованных протерозойских осадочных пород Енисейского разреза

Окисел	28	29	30	31	32	33 (рифейская глина Рус- ской илат- формы)	34	35
SiO	55.46	69,95	62,87	77,45	57,66	57,21	95,84	2,97
TiO ₂	1,08	0,90	1,00	0,50	0,90	0,88	0,10	Сл.
Al ₂ O ₃	16,09	12,53	12,97	7,50	14.63	18,34	1,51	0,39
Fe ₂ O ₃	3,90	0,48	4,50	0,62	7,60	8,37	0,54	0,30
FeO	0,07	0,03	0,08	0,08	0,08	_	0,008	Сл.
MgO	3,20	0,78	3,90	0,58	4,40	2,26	0,20	0,16
CaO	3,22	0,84	1,82	0,42	3,92	0,55	0,49	53,34
Na ₂ O	1,95	1,85	2,50	0,80	1,95	0,76	0,05	Сл.
К ₂ 0	2,50	2,50	2,40	1,85	2,45	3,96	0,90	0,65
			Главные ч	исла по Н	иггли			
al	39	55	34	54	30	44	I ICP	
ak	15	26	17	24	12	13	1 I I I I I I I I I I I I I I I I I I I	
с	14	6	8.5	5	15	3	819	
<i>jm</i>	33	12	41	17	43	40		
c:fm	0,43	0,5	0,21	0,29	0,35	0,07	[50 r	
t	10	23	9	25	3	28	a a	i.
K	0,9	0,9	0,8	1,22	0,9	1,6	He	
Сечепие	111	IV	II	III	111	1		

Примечание. Номера 28-35 отвечают рис. 2.

кремнистым цементом, в которых много зерен амфибола, лишенных признаков окатанности, несут черты химизма базальтов, но в их составе значительно выше (чем у базальтов) роль калия и большое количество свободной кремнекислоты, что свидетельствует в пользу их осадочного генезиса. Песчаники, обогащенные алевропелитовым материалом, кроме того, характеризуются положительным глиноземистым числом t.

Химический состав исследуемых пород Енисейского разреза (см. табл. 3 и рис. 2) соответствует таковому нормальных осадочных пород типа глинистых осадков, чистых кварцитов и известковистых образований. Для пород Енисейского разреза характерны высокие значения калинатрового отношения (> 1, см. табл. 6), а также высокое значение глиноземистого числа (от 3 до 28), в то время как для пород Крольского разреза t обычно отрицательное, а Конжульского — колеблется между отрицательными и положительными значениями. Увеличение содержания глинозема (возрастные числа t), как и увеличение роли калия в осадках, в направлении с юго-востока на северо-запад (от разреза по р. Крол до разреза по р. Енисей) свидетельствует об уменьшении роли вулканогенного материала и увеличении — нормально-осадочного в осадках протерозойского бассейна. Характерно также возрастание содержания Сорг в углеродистых сланцах от 2-3% в бассейне рек Крол и Конжул до 10-12% в разрезе по Енисею.

Рис. 2. Проекции фигуративных точек химических составов метаморфических пород кремнисто-сланцевой формации Восточного Саяна на тетраэдры Ниггли.

кремнисто-сланцевой формации восточного Санна на теграздры питгли. а — фигуративные точки средних составов типичных пород; пробы: Конжульского разреза (б) Крольского (s), Енисейского (s). 1 - 3 - углисто-кремнисто-слюдистые сланцы; 4, 5 - углисто-кремнистые сланцы гр. II; 6 - 10 -песчанисные известняки углистые; 17, 18 - силицилиты; 19, 20 - амфиболиты; 21 - квари-амфибол-слюдистый сланец; 22-24, 28, 29 - углисто-кремнистые сланцы; 25-27 - углисто-карбонатныеслюдистый сланец; 32 - исчаники с кремнистые сланцы; 31 - филличеники с известковистые сланцы; 32 -хлоритовые сланцы; 33 - рифейские глины Русской платформы; 34 - среднее глинистых сланцев;35 - калиевый нордмаркит; 36 - горнблендит; 37 - нормальный гранит; 38 - среднее базальтов;39 - нормальный гранодиорит.

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Фациально-литологические черты трех описанных разрезов и особенности химизма слагающих их пород в сочетании с литературными данными о характере отложений жайминской свиты соседних районов Восточного Саяна (Берзин, Семихатов, 1965; Дибров, 1964; Предтеченский, 1967; Савельев, 1960; Суховерхова, 1968; Хоментовский и др., 1960: Сулоев, 1962) позволили автору пастоящей работы сделать некоторые выводы о палеогеографической обстановке и фациальных условиях формирования осадков.

Формирование отложений жайминской свиты происходило в бассейне, разделепном на мелкие изолированные впадины, соответствующие тектоническим блокам второго порядка. Неустойчивый тектонический режим, выражавшийся в пульсирующих разнонаправленных колебательных движениях, приводил к частой фациальной смене условий осадконакопления и значительной фациальной изменчивости осадков в разрезе и по латерали. Основным источником терригенного материала служили архейские выступы фундамента Сибирской платформы, причем слагающие их породы к этому времени претерпели метаморфизм фации зеленых сланцев. Об этом можно судить по присутствию окатанных обломков кремнистослюдяных сланцев и обилию обломочной слюды в составе терригенной составляющей жайминских отложений бассейна р. Конжул. Вдоль подножия архейских выступов располагалась, видимо, полоса молассоидных осадков (верховья рек Бол. и Мал. Бирюсы, ийско-урикский грабен. отдельные черты отложений по р. Копжул), в глубь бассейна постепенно сменявшихся флишоилными осалками.

В бассейне преобладала восстановительная обстановка с периодическим сероводородным заражением донных вод, о чем свидетельствует формирование горизонтов углистых сланцев с повышенным содержанием органики (до 10—12% С_{орг} в отдельных пластах) и обильной рассеянной вкрапленностью аутигенного пирита. Восстановительная обстановка сохранялась в осадках даже в условиях относительного мелководья и частичного периодического усыхания (трещины усыхания в углистых черных сланцах, разрез по р. Конжул).

В юго-восточной и юго-западной частях Протеросаяна существовал троговый геосинклинальный бассейн с интенсивным подводным вулканизмом базитового состава (район Кара-Бурени, Ии, Урика), где описаны метаморфизованные аналоги лав базальтового состава. В центральной части бассейна в районе р. Крол нами обнаружено обилие базитовых пирокластов и значительное влияние пирокластического материала в составе всех отложений разреза. В районе рек Конжул, Тубиль, Дербина влияние базитового вулканизма заметно лишь в химизме пород, а в крайней северо-западной части бассейна роль вулканогенного материала не обнаруживается и в химизме пород. Лишь значительное распространение кремнистых осадков, обилие аутигенных сульфидов железа и устойчивость сероводородных обстановок могут, по нашему мнению, быть свидетельством подводной фумарольной деятельности, сопровождавшей базитовый вулканизм. В то же время по ряду показателей химического состава пород, таких как калинатровое отношение, глиноземистое число t, количество свободной кремнекислоты, прослеживается возрастание роли нормального терригенного, и в частности глинистого, материала в осадках по направлению от Крольского разреза к Енисейскому, причем в районе рек Копжул, Тубиль, Дербина, и особенно в районе разреза по р. Енисей, в бассейне периодически создавались условия, благоприятные для накопления углисто-глинистых илов с незначительной долей алевритовой примеси, с повышенным содержанием органики (до 10-12%) и аутигенных сульфидов железа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Для выявления характерных особенностей накопления тех или иных рассеянных элементов в различных литолого-фациальных типах пород жайминской свиты и изменения их концентраций в аналогичных условиях от Крольского разреза к Енисейскому все полученные результаты исследования сгруппированы в табл. 4—6, в которых приводятся средние содержания исследованных элементов в каждом литолого-фациальном типе пород и кларки этих же элементов в аналогичных породах по К. Таркяну и В. Ведеполю (Turikian, Wedepohl, 1961). Кроме средних содержаний рассеянных элементов, приведены средние содержания щелочей, а также величины калинатрового и торий-уранового отношений.

Из табл. 4, характеризующей разрез бассейна рек Конжул, Тубиль и Дербина, видно, что карбонатные прибрежные отложения низов разреза жайминской свиты (групповая проба 1) по содержанию большинства рассеянных элементов не отличаются от средних содержаний карбонатных пород, лишь количество титана в 2, циркония в 5 раз и меди почти на порядок выше кларкового. В карбонатно-песчанистых отложениях, залегающих выше по разрезу (проба 2), заметно повышаются содержания тория, титана и циркония. Для них характерно значительное увеличение суммы щелочей и особенно натрия, в этой группе пород резко возрастает торийурановое отношение.

Полимиктовые известковистые песчаники (прибрежные пески), объединенные в пробу 3, отличаются еще более высокими содержаниями тория, щелочей (особенно натрия), повышаются, по сравнению с пробой 1, содержания меди, молибдена, титана, ванадия и цинка. По содержанию титана и циркония эти породы близки средним песчаникам, но концентрации тория, никеля, меди и цинка в них заметно выше значений для типичных песчаников.

Для полимиктовых песчаников с кремнисто-алевритовым цементом (амфибол-слюдисто-кварцевые пески), относящихся к верхам разреза свиты (проба 4), характерны высокие содержания тория, титана и циркония, в несколько раз превышающие средние содержания этих элементов в песчаниках, заметно выше, чем для всех остальных исследованных пород, величина торий-уранового отношения.

Таким образом, по мере увеличения количества обломочного терригенного материала в составе отложений свиты от низов разреза к его верхам возрастают содержания акцессорных минералов (циркона, ильменита и т. п.) и соответственно тория, циркония и титана. Все описываемые отложения являются относительно мелководпыми, прибрежными (установлено на основании фациальных признаков). Повышенные содержания элементов, концентрирующихся в виде акцессорных минералов (Th, Zr, Ti), вполне согласуются с этим выводом. Относительно повышенные содержания ванадия, никеля, меди, свинца и цинка, особенно в сероцветных полимиктовых песчаниках с кремнистым цементом верхов жайминской свиты, объясняются их формированием в восстановительной обстановке и присутствием в их составе обломков, линзочек, прослойков углистых сланцев (первоначальпо углистых илов).

Действительно, собственно углистые сланцы (групповая проба 5), первично представляющие собой в той или иной мере алевритистые углистые илы, характеризуются еще более высокими содержаниями ванадия, меди, ципка, а также молибдена. Возрастает в них содержание урана при содержании тория, аналогичном таковому в песчаниках. Соответственно торий-урановое отношение снижается до 1,5. По сумме щелочей углистые сланцы близки обоим типам песчаников, описанных выше, но при этом в них резко возрастает содержание калия и уменьшается — натрия. Это говорит о снижении доли обломочного материала и накоплении гли-

Средние содержания редких и рассеянных элементов в отложениях жаймии аналогичных

20	KOTUT		Редки мен	ие эле- ты	Щело	чи, %	[
груп- повой пробы	рядо- вых проб	Литолого-фациальный тип пород и их неметаморфизованный аналог	U·10—4 %	Th.10-4 %	K₂0	Na2O	Ti	
1	20	Известняки глинистые, песча- нистые и углистые (прибрежно-		1.0	0.74	0.55	0.00	
	1	Кларки карбонатные илы) Кларки карбонатных пород	$^{1,4}_{2,2}$	$^{1,0}_{1,7}$	0,74	0,57	$0,09 \\ 0,04$	
2	13	Карбонатно-слюдистые сланцы (алевритистые карбонатные илы)	0,8	3,1	1,4	2,0	0,25	
3	14	Карбонатные и полимиктовые известняковистые песчаники (при- брежно-морские пески) Кларки песчаников	1,4 0,5	$4,6 \\ 1,7$	1,8	2,39	0,25 0,15	
4	23	Амфибол-слюдисто-кварцевые сланцы (кварцево-слюдистые и по- лимиктовые пески), цемент крем- нистый . Кларки базальтов .	1,2 1,0	$6,3 \\ 4,0$	1,8	2,19	$0,3 \\ 1,38$	
5	20	Углеродисто-слюдистые крем- нистые сланцы (алевритистые уг- листые глины) Кларки глин	4,0 3,7	6,0 12,0	2,99	0,96	0,33 0,46	
հ	17	Углеродисто-кремнистые слан- цы (углистые глины) Кларки черных сланцев	$^{6,6}_{2,0}$	6,1	2,39	0,23	0,5 Нет св.	
		деления элементов	0,3	0,8	0,16	0,16	0,12	

Примечание. Здесьи в табл. 5,6: уран-люминесцентный метод с таблеточным окончани пламенной фотометрией (прибор—монохроматор), рассеянные элементы — эмиссионным спектраль

нисто-гидрослюдистого материала в осадках. Из сопоставления средних содержаний рассеянных элементов описываемых сланцев с кларками глин видно, что они очень близки, ниже кларковых лишь содержания тория и молибдена и несколько выше — меди и циркония.

Углеродисто-кремнистые сланцы (групповая проба 6), видимо, представлявшие собой первичноуглистые глины, которые, как уже отмечалось, по химизму весьма близки к остаточным глинам, характеризуются набором и содержаниями элементов, типичными для углистых сланцев или так называемых черных сланцев. В частности, для них характерны повышенные содержания урана, молибдена, ванадия, меди и цинка, заметно превышающие кларки этих элементов в обычных глинах. Не совсем понятно резкое увеличение содержания в них циркония, в то время как количество тория не отличается от такового в пробе 5. Необходимо отметить, что в сланцах пробы 6 заметно выше и содержание С_{орг}. Если в алевритистых углистых сланцах (проба 5) оно изменяется от 0,8 до 1,79%, то для углистых сланцев (проба 6) — порядка 8—10%.

Образование углистых сланцев происходило, возможно, в небольших изолированных впадинах с сероводородным заражением, что способствовало накоплению органики и сульфидов железа, которые в основном и концентрировали такие элементы, как уран, ванадий, молибден (органика), медь, никель, цинк (сульфиды железа). Этот вывод подтвержден исследованием мономинеральной фракции пирита, выделенной из сланца, вошедшего в групповую пробу 6, в которой содержание никеля достигает 0,04%, меди — 0,2, цинка — 0,1, т. е. возрастает примерно в 10 раз по

Рассеянные	элементы,	%		·			Отношения менто	пар эле- в
v	Ni	Cu	Pb	Zn	Мо	Zr	K₂O/Na₂O	Th/U
0,002 0,002	0,0015 0,002	0,0036 0,0004	0,01 0,0009	Нет св. 0,002	0,00006 0,00004	0,012 0,002	1,3	0,7
0,003	0,003	0,0043	0,001	0,002	0,00008	0,02	0,7	3,9
0,004 0,002	0,002 0,0002	0,004 0,0005	0,001 0,0007	0,00 5 0,0016	0,00014 0,00002	0,912 0,022	0,7	3,3
0,007 0,025	0,005 0,013	0,008 0,0087	0,002 0,006	0,007 0,01	0,00004 0,00015	0,04 0,014	0,8	5,0
0,0095 0,013	0,005 0,007	0,012 0,005	0,002 0,002	0,01 0,0095	0,00008 0,0003	0,026 0,016	3,1	1,5
0,03 0,1	0,007 J 0,03	0,021 Нет св.	0,003 Нет св.	0,029 Нет св.	0,005 0,005	0,076 Нет св.	10,0	0,3
0,005	0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,00003	0,001		

ской свиты бассейна рек Конжул, Тубиль, Дербинав сравнении с кларками пород

ем (прибор ФАС-2), торий-гамма спектрометричсский метод (прибор ЛАС); щелочи определялись ным анализом (прибор ДФС-8).

сравнению с исходной породой. В то же время содержания молибдена и урана остаются неизменными, а ванадия — на порядок ниже, чем в исходной породе. К сожалению, выделить для исследования тонкодисперсную органику нам не удалось, однако сопоставление двух типов сланцев (5 и 6) показывает, что чем больше накапливалось органики, тем благоприятнее были условия для образования урана, ванадия, никеля, меди, цинка и молибдена. Вероятно, интенсивность накопления самой органики и формирования сульфидов железа находилась в зависимости от одних и тех же факторов: уменьшения привноса кластического материала и увеличения интенсивности восстановительной обстановки в бассейне. Необходимо отметить, однако, что, говоря о «повышенных» концентрациях тех или иных элементов, мы имеем в виду лишь относительные повышения их в одних породах по отношению к другим. Сами же концентрации не выходят из порядка «рассеянных» или «акцессорных».

Отложения жайминской свиты бассейна р. Крол, как отмечалось выше, несут следы вулканической деятельности (наличие примеси вулканического материала, отдельные горизонты туфов или лав основного состава). Эта особенность района осадконакопления наложила отпечаток также на содержания в породах рассеянных элементов и щелочей (см. табл. 5). Почти для всех отложений характерно резкое (2 — 4 раза) преобладание натрия над калием, относительно высокие содержания титана, меди, никеля, цинка (выше кларкового для песчаников и глин). Интересно, что повышение на порядок против кларка известняков характерно для концентраций титана и меди также и в карбонатных породах.

			Редки мен	ие эле- аты	Щело	чи, %	Vodau
№ груп- повой пробы	Колич. рядо- вых проб	Литолого-фациальный тип пород и их неметаморфизованный аналог	$\frac{U.10}{0.00}$	$_{\%}^{\mathrm{Th} \cdot 10^{-4}}$	К₂О	Na2O	Ti
1	9	Кварциты слоистые (кремни- стые илы)	1,0	1,0	0,35	0,44	0,4
2	7	Полосчатые амфиболиты (туфы и лавы базальтов) Кларки базальтов	0,3	1,8 4,0	0,65	2,23	1,4 1,38
3	4	Кварцево-биотитовые сланцы (глинисто-кремнистые илы)	2,7	5,2	2,54	1,91	1,2
7	4	Слюдисто-кремнистые сланцы с амфиболом (алевриты) Кларки глин	1,1 3,7	2,0 12,0	1,27	2,15	0,6 0,46
4	9	Глинисто-слюдисто-кремнистые сланцы (углистые глины)	2,0	2,0	1,08	1,02	0,5
6	5	То же	$^{3,6}_{2,0}$	5,4 Нет св.	1,56	0,44	0,4 Нет св.
5	17	Мраморы, доломитовые и извест- ково-доломитовые углистые слан- цы (известково-доломитовые илы с органикой) Кларки карбонатных пород Пороги чувствительности опре-	0,85	0,84	0,73	1,34	0,7 0,04
		деления элементов	0,3	0,8	0,16	0,12	0,005

Средние содержания редких и рассеянных элементов в отложениях

Наиболее близки типичным базальтам по содержанию всех рассеянных элементов полосчатые амфиболиты (групповая проба 2). Выше кларковых в них количество никеля и цинка, что, видимо, связано с довольно обильной вкрапленностью пирита, и в 2 раза ниже содержания тория. Слюдисто-кремнистые сланцы с амфиболом (групповая проба 7) по содержанию целого ряда элементов также приближаются к базальтам, хотя они несколько ниже (ванадий, титан, никель, медь). Концентрации цинка, молибдена и циркония в них заметно выше, чем в базальтах, почти как в углистых сланцах.

Собственно углистые сланцы (групповые пробы 4 и 6) отличаются повышенными содержаниями цинка и молибдена, концентрации всех остальных элементов весьма близки к кларкам глин. Заметно ниже кларковых лишь содержания тория и урана. Необходимо отметить, что количество $C_{\rm opr}$ в описываемых сланцах находится в том же диапазоне, что и в аналогичных отложениях Конжульского разреза. Однако резкое преобладание в бассейне осадконакопления основных вулканитов, крайне бедных ураном и торием, не способствовало их поступлению в воды бассейна. Отсюда и бедность пород района ураном и торием. Не совсем ясен источник повышенных концентраций молибдена и циркония. Однако, учитывая, что окатанные, явно обломочные зерна циркона отмечались в слоистых породах, вероятно предполагать терригенный источник циркония.

В разрезе по р. Енисей жайминская свита слагается нормальноосадочными породами от известняков и карбонатно-графитистых сланцев до филлитовидных углистых сланцев. Средние содержания рассеянных элементов и щелочей в породах разреза характеризуются табл. 6. Из представленного фактического материала видно, что для обоих типов карбонатных пород (групповые пробы 2 и 3) характерны несколько пожайминской свиты бассейна р. Крол с кларками аналогичных пород

Рассеянные	элементы,	%					Отношения мент	пар элс- ов
v	Ni	Си	Pb	Zn	Мо	Zr	K₂O/NaO	Th/U
0,008	0,002	0,009	0,003	He onp.	0,0007	0,01	0,8	1,0
0,01 0,025	0,024 0,013	0,01 0,0087	0,001 0,006	0,05 0,01	0,0003 0,00015	0,02 0,014	0,3	6,0
0,01	0,007	0,01	0,004	0,017	0,002	0,03	1,3	1,9
0,015 0,013	0,007 0,007	0,009 0,005	0,001 0,002	0,04 0,0095	0,0005 0,0003	0,04 0,016	0,6	1,8
0,01	0,0025	0,006	0,003	0,003	0,0015	0,03	1,0	1,0
0,16 0,1	0,006 0,03	0,011 Нет св.	0,002 Нет св.	0,04 Нет св.	$0,002 \\ 0,005$	0,021 Нет св.	3,5	1,5
0,004 0,002	$0,006 \\ 0,0004$	$0,003 \\ 0,0009$	$0,002 \\ 0,002$	» 0,002	0,0001 0,00004	0,018 0,002	0,6	1,0
0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,002	0,00003	0,001		

вышенные, против кларков и известняков, содержания тория, титана, циркония, меди и молибдена. Первые три элемента свидетельствуют о примеси обломочных акцессориев в известняках и, видимо, о незначительной удаленности области сноса. Вероятно, повышенные содержания тория и циркония в осадках, характерные и для других пород разреза, свидетельствуют о преимущественном распространении в области сноса гранитоидных пород. Содержания ванадия и никеля близки к кларковым, а урана, свинца и цинка — ниже их.

Углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы Енисейского разреза характеризуются повышенными против кларков глин содержаниями урана, ванадия, молибдена и циркония. Особенно резко отличаются от кларковых содержания ванадия (в 3 раза) и молибдена (на порядок); они близки к содержаниям этих элементов в широко известных черных сланцах. Количество тория не превышает кларковое для глин, но в 2 раза выше, чем в аналогичных сланцах конжульского разреза. Средние содержания титана, меди и свинца близки к кларковым, а никеля и цинка — заметно ниже кларков этих элементов (в глинах). Характерно, что в описываемых сланцах велика доля глинистой составляющей, содержание С_{орг} также заметно выше (6—12%), чем в аналогичных породах описанных разрезов. Заметно ниже в них доля терригенной алевритовой составляющей. Эти особенности отложений, видимо, и способствовали накоплению в их составе несколько повышенных концентраций ванадия, молибдена, в меньшей степени урана.

Если проследить изменение фациально-литологических особенностей и химизма пород по латерали с юго-востока на северо-запад от Крольского до Енисейского разреза и зависимость концентраций элементов от этих особенностей, то можно сделать ряд выводов.

Средние содержания р	оедких и	рассеянных	элементов	B	отложениях	жайминской	свиты
----------------------	----------	------------	-----------	---	------------	------------	-------

			Редки мен	е эле- ты	Щело	чи, %	Patti
№ гру п- повой проб ы	Колич. рядо- вых проб	Литолого-фациальный тип Пород и их неметаморфизованный аналог	0.10^{-4} %	$_{ m Th\cdot 10}$ $^{-4}_{\%}$	К2 О	Na2O	TI
2	3	Карбонатно-графитистые слан- цы и мраморы	0,7	4,1	0,65	0,25	0,13
3	5	Известняки серые мраморизо- ванные	2,0 2,2	3,5 1,7	0,90	0,50	0,08 0,04
1	11	Углисто-кремнистые сланцы (углисто-кремнистые илы)	4,3	15,0	2,7	1,16	0,6
4	5	Филлитовидные углистые слан- цы (углистые глины) Кларки глин	5,0 3,7	11,5 12,0	2,1	0,63	0,36 0,46
5	3	Полимиктовые песчаники зеле- новато-серые (граувакковые пес- ки) Кларки песчаников Пороги чувствительности мето- дов	0,9 0,5 0,3	6,9 1,7	0,16	0,12	0,3 0,15 0,005

* Содержание Th определяется расчетным путем.

Наиболее характерной фациально-палеогеографической особенностью бассейна жайминского времени следует считать постепенное уменьшение в северо-западном направлении влияния базитового вулканизма в составе отложений и увеличение роли терригенного, существенно гранитоидного материала, а в собственно углистых сланцах Енисейского разреза по сравнению с Конжульским — также и уменьшение роли кластической и увеличение — глинистой составляющих в осадках. В этом направлении отмечается постепенное увеличение накопления органики в илах.

Пород, аналогичных полосчатым амфиболитам и амфибол-слюдистым образованиям р. Крол, в других изученных разрезах не установлено. С другой стороны, в резрезе по р. Крол неизвестны породы типа известковистых и кремнистых песчаников, описанных в бассейне р. Конжул. Во всех изученных разрезах наблюдаются карбонатные породы с рассеянным углеродистым веществом и углистые сланцы, поэтому целесообразно проследить изменение средних содержаний элементов в этих двух типах пород.

В карбонатных породах (групповые пробы: 5 — Крольского разреза, 1 — Конжульского и 2, 3 — Енисейского) с юго-востока на северозапад отмечаются резкое уменьшение доли натрия в составе щелочей и общее уменьшение его содержания при постоянном содержании калия, соответственно значение калинатрового отношения возрастает в том же направлении от 0,6 в Крольском разрезе до 1,3 в Конжульском, достигая 2,6 в Енисейском. В том же направлении убывают средние содержания титана и никеля. Отмеченная закономерность полностью объяснима с точки зрения ослабления влияния базитового вулканизма в северо-западном направлении. Содержания урана, ванадия, меди, свинца и циркония близки во всех изученных разрезах, а концентрации цинка в карбонатных породах всех трех разрезов ниже порога чувствительности. Последовательно возрастает с юго-востока на северо-запад содержание тория в карбонатных осадках (от $0,8\cdot10^{-4}$ до $4\cdot10^{-4}$ %), не совсем определенно увеличивается количество молибдена.

в разрезе по долине р. Енисей с кларками аналогичных пород *

 янные эле	менты, %		Отношени элемент	ия пар				
v	Ni	Са	Pb	Zn	Мо	Zr	K₂0/Na₂0	Th/V
0,002	0,0006	0,002	0,0003	Не опр.	0,0003	0,006	2,6	5,8
0,003 0,002	0,001 0,002	0,003 0,0004	$0,0003 \\ 0,0009$	» 0,002	$0,0002 \\ 0,00004$	0,012 0,0019	1,7	1,7
0,04	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004	0,0026	2,3	3,5
0,03 0,013	0,001 0,007	0,004 0,0045	$0,002 \\ 0,002$	0,002 0,0095	0,0024 0,0003	0,035 0,016	3,3	2,3
0,007 0,002	0,0015 0,0002	0,006 0,0005	0,002 0,0007	0,004 0,0016	0,0013 0,00002	0,007 0,022	0,6	7,6
 0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,002	0,00003	0,001		

Для сравнения углистых сланцев взяты групповые пробы 4—6 — Крольского разреза, 5 — Конжульского и 1, 4 — Енисейского. В направлении с юго-востока на северо-запад отмечается повышение содержания калия, хотя такого четкого снижения роли натрия, как это устанавливается в карбонатных отложениях, здесь не наблюдается. Менее четко, чем в известняках, прослеживается уменьшение содержания титана, более заметно—никеля и цинка. В направлении от Крольского разреза к Енисейскому последовательно увеличиваются содержания в углистых сланцах тория, ванадия и урана, а также органического углерода, количества циркония, свинца и меди довольно близки между собой. Содержание молибдена заметно повышено в Крольском и Енисейском разрезах и очень низкое — в сланцах Конжульского разреза.

Необходимо отметить, что в карбонатных отложениях более четко прослеживаются основные геохимические особенности распределения рассеянных элементов в отложениях жайминского времени по латерали. Это, видимо, закономерно, так как в сланцах содержания рассеянных элементов заметно меняются в зависимости от количества терригенной примеси, которое в известняках ничтожно. Тем не менее вывод о более благоприятных условиях на севере для накопления органики, ванадия, урана, а также, возможно, и молибдена подтверждается также и выявлением на водоразделе рек Конжул — Дербина горизонта сланцев (групповая проба 6), в которых все перечисленные элементы фиксируются в повышенных, хотя и не переходящих в разряд рудных, концентрациях. Они свидетельствуют о создававшихся периодически обстановках, благоприятных для формирования отложений, близких по своей характеристике типичным черным сланцам.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н. А., Семихатов М. А. О фациальной изменчивости верхнедокембрийских отложений северного крыла Восточно-Саянского антиклинория. — «Геол. п геофизика», 1965., № 1, с. 132—141.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 270 с. Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат,

1933. 173 c.

Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964. 334 с.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963. 405 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 445 с.

Макрыгина В. А., Петров Б. В., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в процессе прогрессивного метаморфизма пород Патомского нагорья.-В кн.: Ежегод-

ник Сибирского института геохимии. Иркутск, 1970, с. 110—114. Митропольский А. С., Осипов Д. К., Журавлев Р. С., Чернов В. Г., Мельгу-нов С. В., Ковалев В. П. Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1972. 216 с.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1976. 136 с.

Петров Б. В. Малые элементы в зонально-метаморфизованных породах Патомского нагорья. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., «Наука», 1974, с. 159-173.

Савельев А. А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна. — В кн.: Геология и петрография докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960, c. 27-41.

Савельев А. А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., «Недра», 1966. с. 33-41. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. І. М., Изд-во АН СССР, 1960. 202 с.

Сулоева А. И. Геологическое строение, магматизм и история развития северовосточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. М., Госгеолтехиздат, 1962. 141 с.

Суховерхова М. В. Перспективы кремнисто-сланцевой формации Восточного Саяна на фосфориты. — В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Ч. II. Новосибирск, 1968, с. 43-67.

Хильтова В. Я., Крылов Н. И. Докембрий центральной части Восточного Саяна. М. — Л., «Наука», 1964. 121 с.

Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. М., Изд-во AH CCCP, 1960, c. 5-170.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956. 181 с.

В. Б. Василенко, Л. Д. Холодова, Т. М. Блинчик

МЕТОД ЧАСТНЫХ СРЕДНИХ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ АЛЃОРИТМЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ДЛЯ ГЕОХИМИКОВ

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ

К числу основных в прикладной геохимии принадлежит тип задач о сравнении геологических объектов (или их групп) по количеству и особенностям распределения содержания в них химических элементов.

Применительно к геохимии метаморфических формаций эти задачи возникают в таких аспектах:

а) предсказание концентраций труднодоступных для обнаружения и определения химических элементов по легкодоступным;

б) выделение типоморфных комплексов химических элементов и их концентраций для основных литологических типов пород, вовлекаемых в метаморфизм;

в) изучение изменений типоморфных геохимических комплексов в связи с изменением параметров метаморфизма.

Сравнение в задачах этого типа — основной гносеологический прием. Когда разница в характеристиках сравниваемых объектов во много раз превышает точность метода получения этих характеристик, достаточно одного испытания, чтобы вынести верное суждение по проблеме сходства различия объектов. Чтобы убедиться в достоверности принимаемых суждений о сходстве — различии, приходится проделывать несколько испытаний. Принято считать, что если суждение воспроизводится в 95% случаев большого числа повторных испытаний, то оно вполне достоверно.

Оценивать достоверность можно эмпирическим путем, многократно повторяя испытание, либо теоретически, предсказывая поведение статистических параметров на основе законов распределения случайных величин. Возможность корректной теоретической оценки достоверности принимаемых суждений зависит как от наличия и разработанности математической модели, описывающей изучаемое явление, так и от степени соответствия выбранной модели объективной реальности.

Моделями распределений частот концентраций (частот, с которыми встречаются концентрации равных или близких значений) при выполнении требований так называемого случайного опробования могут служить известные модели распределений случайных величин. В практической геохимии чаще всего используются нормальная, логнормальная и пуассоновская модели. Наиболее разработана и лучше всего обеспечена математически нормальная модель.

Каждая из моделей является отражением реальных физических процессов определенных типов. В геохимии неоднократно делались попытки придать математическим моделям тот или иной генетический смысл и решать обратные задачи — по соответствию эмпирических выборок определенным моделям выносить суждение о процессах, генерировавших эти выборки. Весьма обстоятельный литературный обзор этой проблемы можно найти в монографии В. А. Кутолина (1969). Здесь же отметим лишь одну особенность дискуссии на эту тему — ее богатство противоречивыми предположениями и столь же противоречивыми, сколь и немногочисленными проверками этих предположений. Это обстоятельство объясняется трудностями, с которыми связаны проверки генетических гипотез. Эти же трудности не позволяют идти по классическому пути теоретической оценки достоверности статистических определений. Последний состоит из следующих этапов:

1) выявление физической сущности процессов, генерирующих данное эмпирическое распределение;

2) построение либо выбор математической модели;

3) подтверждение соответствия выбранной модели эмпирическим данным;

4) вывод степени достоверности принимаемых суждений.

Следующее частое осложнение на пути теоретического предсказания достоверности суждений при анализе геолого-геохимической информации — невозможность априорного выбора моделей из-за наложения в каждой данной точке геологического объекта результатов проявления разнонаправленных геохимических процессов. Наблюдаемые ныне концентрации элементов могут быть лишь алгебраическими суммами некогда возникших концентраций. Но могут и не быть ими. Число таких генераций концентраций элементов в геохимии по другим (минералогическим, например) признакам не всегда может быть установлено. Если бы из каких-либо геологических предположений следовало, что любой объект, в котором ожидается полигенная природа концентраций элементов, всегда характеризуется не двумя или тремя этапами, а их множеством, то к таким объектам, скорее всего, применима нормальная модель. Однако такие посылки оправдываются лишь в частных случаях. В целом же современное развитие геохимии не позволяет ставить вопрос об априорном выборе моделей. Остается лишь испытывать на сходство эмпирические выборки и наиболее распространенные модели. Вернее будет сказать, что эмпирические распределения проверяются на непротиворечивость теоретическим распределениям. В такой формулировке четче очерчивается суть проводимых испытаний, поскольку одно и то же эмпирическое распределение может не противоречить гипотезе о сходстве с разными моделями. Достоверность выводов о несходстве с выбранной моделью находится в прямой связи от числа наблюдений, образующих эмпирическую совокупность. Чем меньше число наблюдений, тем сильнее должны быть различия между моделью и эмпирической выборкой, чтобы признать их несхожесть, и тем большее число моделей будет «похоже» на изучаемое распределение. Все это, естественно, не может не сказаться на теоретических оценках достоверности принимаемых суждений.

При описании эмпирических распределений геохимики чаще всего используют нормальную либо логнормальную модели. О степени применимости таких моделей к описанию геохимических совокупностей, их «распространенности» до сих пор нет достоверных сведений. Изложенные в известной монографии Д. А. Родионова (1964) факты согласованности ряда эмпирических распределений содержаний минералов и концентраций химических элементов в минералах и породах с нормальным, логнормальным (с его разновидностями) законами, к сожалению, не иллюстрировались фактами неприменимости этих законов, в результате чего могло сложиться ложное представление о повсеместном и универсальном значении этих законов для геохимии.

В связи с этим рассмотрим применимость нормального и логнормального законов для прикладной геохимии по различным выборкам редких элементов и породообразующих окислов в магматических и метаморфических породах. Проверка соответствующих гипотез проведена по всем выборкам В. Б. Василенко и Л. Д. Холодовой на основании сравнения вычисленных значений коэффициентов асимметрии и эксцесса с их теоретическими значениями для 95%-ного уровня значимости. Гипотеза отвергалась, когда эмпирические значения превышали теоретические. Ввиду громоздкости материала эмпирические оценки асимметрии и эксцесса распределений концентраций и оценки асимметрии и эксцесса логарифмов концентраций не проводятся.

Пример 1. Элементы-примеси в интрузивных породах Центрального и Восточного Забайкалья. Исследованы распределения концентраций 22 элементов в 88 массивах либо участках их. Аналитический материал в количестве 2100 полуколичественных спектральных анализов предоставлен для исследования В. В. Старченко. Все изученные разновидности интрузивных пород разделены на 4 группы.

Г р у п п а 1. Эффузивные и жильные аналоги гранитоидов. Сюда вошли: фельзиты Домненского поля (15 ан.), Харагунского массива (18 ан.), Орсынского поля (19 ан.), Разломного массива (17 ан.); гранитпорфиры Байук-Джермолтайского массива (22 ан.), Саранкинского поля (14 ан.), Орсукского поля (30 ан.), Кудун-Саганского поля (20 ан.), Верхнекондинского массива (40 ан.); ортофиры Калиновского поля (12 ан.), Улуктуйского поля I (83 ан.), Улуктуйского поля II (52 ан.), Саранкинского поля (37 ан.), Орсукского поля (36 ан.); липариты Улуктуйского поля (43 ан.), Белогривского массива (18 ан.), Улуктуйского поля II (40 ан.); трахиты Харюлгатинского поля I (54 ан.), Харюлгатинского поля II(30 ан.), Загаринского поля (14 ан.). Всего 21 массив, 630 анализов. В среднем 30 анализов на массив.

Группа 2. Граниты. Это мелкозернистые граниты Право-Горначихинского (14 ан.), Глазковского (13 ан.), Ванькинского (26 ан.), Нижнемальтинского (27 ан.), Дербульского (30 ан.), Киркиротского (30 ан.), Шара-Горхонского (41 ан.), Чикаконского (31 ан.), Дешуланского (64 ан.), Трантового (20 ан.), Букукинского (20 ан.), Жергейского, Гладково-Федотовского (24 ан.), Бурухунского (32 ан.) массивов; среднезернистые порфировидные граниты Немыринского (36 ан.) массива; среднезернистые биотитовые граниты пади Глубокой (19 ан.), Понтюшенского массива (20 ан.), Дешуланского (12 ан.), Левого борта р. Чикакон (12 ан.); гнейсо-граниты Осиновского (12 ан.), Харюлгатинского (12 ан.), Яблоновского (15 ан.), Асинского (21 ан.), Таратского (50 ан.) массивов; лейкократовые граниты Усть-Захаровского (13 ан.), Верхнеподгаличного (15 ан.), Асаканского (16 ан.), Шара-Горхонского (32 ан.), Яблоновского II (19 ан.), Южно-Архалейского (18 ан.) массивов; биотитовые граниты Яблоновского I (14 ан.), Нижнемальтинского (14 ан.), Югальского (15 ан.), Барун-Хуртейского (26 ан.), Яблоновского III (20 ан.), Левоасинского (17 ан.) массивов; порфиробластические граниты Большой интрузии (16 ан.); порфировидные гранит-гранодиориты Верхнеулеткинской (28 ан.) и Нижнемальтинской (27 ан.) интрузий. Всего 38 массивов по 873 анализам. В среднем 23 анализа на массив.

Г р у п п а 3. Гранодиориты и диориты. Сюда вошли анализы: гранодиоритов Малетинского (24 ан.), Подгаличного (16 ан.), Нижнемальтинского (19 ан.), Хубинского (18 ан.), Малого II (18 ан.), Яблоновского (17 ан.), Большой интрузии (21 ан.), Южно-Архалейского (20 ан.), Яблоновского II (14 ан.) массивов; граносиенитов Осиновского (13 ан.), Безымянного (12 ан.), Мальтинского (25 ан.), Немчуйского (31 ан.) массивов; диоритов Сергинского (30 ан.), Тангинского (29 ан.), Верхнеулеткинского (35 ан.), Яблоновского (31 ан.) массивов; сиенитов Право-Тукулайского (13 ан.), Тайдутского III (41 ан.), Верхнекондинского (26 ан.) массивов. Всего 20 массивов и 456 анализов. Среднее количество анализов — 23.

Группа 4. Габбро и порфириты. Это трахибазальты Саранкинского поля (30 ан.); порфириты Кудун-Саганского (24 ан.), Верхнеулеткинского (18 ан.), Кадактинского (14 ан.), Харюлгатинского (12 ан.), Ацинского (12 ан.), Холейского (30 ан.) полей; гнейсо-габбро-диориты Осиновского (22 ан.) и габбро Нижнемергальдинского (17 ан.) массивов. Всего 9 массивов, 208 анализов. Среднее число анализов — 20.

Породы	Модель	Pb	Zn	Sn	Мо	Co	Ni	Cu	v
Эффузивные и жильные анало- ги гранитов	Нормальная Логнормальная Нормальная + —логнормальная	28 28 9	28 19 4	23 28 4	4 	4 9 4	$\overline{\begin{array}{c}19\\4\end{array}}$	19 38 14	9 8 9
	Прочие Колич. распреде- лений	35 21	49 21	45 21	96 21	83 21	78 21	29 21	44 21
Граниты	Нормальная Логнормальная Нормальная +	26 28 15	26 18 13	26 13 5	Ξ	10 5 10	2 2 5	7 7 39	23 15 23
	+логнормальная Прочие Колич. распреде- лений	31 38	43 38	56 38	100 35	75 38	91 37	47 38	39 38
Гранодиориты, ди- ориты	Нормальная Логнормальная Нормальная +	30 25 10	35 15 10	20 5 15		30 	$\begin{vmatrix} -\\ 20\\ 20 \end{vmatrix}$	10 35 25	10 40 15
	Прочие Колич. распреде- лений	35 20	40 20	60 20	100 18	70 20	60 20	30 20	35 20
Габбро, базальты	Нормальная Логнормальная Нормальная +	$\frac{11}{44}$	22 55 22			33 — —	33 33 0	44 0 11	22 33 22
	Прочие Колич. распреде- лений	45 9	1 9	78 9	100 8	67 9	34 9	45 9	23 9
По породам всех типов	Нормальная Логнормальная Нормальная +	26 24 15	28 21 9	23 13 7		15 6 5	5 13 8	14 20 29	17 28 18
	+логнормальная Прочие Колич. распреде- лений	35 88	42 88	45 88	99 82	74 88	74 87	37 88	37 88

Частоты эмпарических распределений элементов-примесей в гранитоидах

Вывод, который следует из этого примера (табл. 1), весьма показателен; больше половины из 1781 распределения элементов-примесей в гранитоидах Забайкалья противоречат нормальному и логнормальному законам. Независимо от состава пород и глубины их формирования устойчиво сохраняются близкие величины относительной встречаемости нормального и логнормального законов — первый характеризуется частостью 13-20%, а второй 14-19%. В среднем для всех распределений (1781) с нормальным, логнормальным и одновременно двумя этими законами согласуется по 15% всех исследованных случаев. Таким образом, при изучении геохимии элементов-примесей в интрузивных породах априорный и не сопровождаемый проверкой выбор только нормальной или только логнормальной модели приведет к необоснованным выводам о надежности суждений в 17 случаях из 20; принятие и рассмотрение нормальной и логнормальной моделей одновременно может привести к ошибкам, в среднем, в 13 случаях из 23. Эти цифры показывают усредненную для разных элементов встречаемость эмпирических распределений, согласующихся с нормальной и логнормальной моделями. Но ни для одного химического элемента ни в одной группе пород не установлено, чтобы число распределений

Забайкалья, согласующиеся с нормальным п логнормальным законами

-		and the second data and the	100000000000000000000000000000000000000	And in case of the local division of the loc	and the second se		and the second division of the second divisio	the second second second second	COLUMN 2 IS NOT THE OWNER.	or weather the local data in t	Contraction of the local division of the loc	and the second division of the second divisio	COLUMN TWO IS NOT THE OWNER.	strength in the local division of the	NAME OF TAXABLE PARTY OF TAXABLE PARTY.
	Be	Mn	Ga	Zr	La	Ge	Yb	Y	Nb	Li	ва	Sr	Р	Ti	Сред- нее
	14 23 28	4 42 19	23 _4 	9 19 28	21 10 5	17 5 5	19 38 9	38 19 14	38 19 9	$\frac{11}{11}$	$\frac{16}{27}$	5 5	-	$\frac{-}{30}$ 45	16 19 13
	35 21	35 21	73 21	44 21	64 19	73 17	34 21	29 21	34 21	·78 9	57 18	90 18	Ξ	25 20	52 20
	5 18 23	2 2 23	21 21 5	15 15 23	19 1 10	21 	10 34 13	18 39 23	2 20 8	18 18 —	9 9 16	4 4 4	12 	9 40 18	13 14 13
	57 38	73 38	53 38	47 38	70 30	79 23	43 38	20 38	70 35	$\begin{array}{c} 64\\ 32 \end{array}$	66 31	88 25	12 25	33 32	60 35
	5 10 55	10 40 25	15 5 10	20 20 25	16 5 11	$\frac{6}{6}$	5 15 10	$\frac{6}{6}$	5 17	111	31 31 16	=	15 5 5	15 40 5	14 15 14
	30 20	25 20	70 20	35 20	68 18	88 15	30 20	88 15	68 17	100 21	23 19	100 14	75 19	40 20	57 19
-	44 33 11	33 11 33	— — 33	$\overline{\begin{array}{c} 22\\ 44 \end{array}}$	42 14	14	$\frac{-}{22}$	14	<u>16</u>	25 25	12 25 50	$\left \begin{array}{c} -\\ -\\ 12 \end{array} \right $	33 	22 22 44	20 15 19
	12 9	23 9	67 9	34 9	44 7	86 7	45 9	86 7	74 6	$50 \\ 4$	23 8	88 8	56 9	12 9	46 8
	11 18	7 21	8 12	10 15	21 8	15 1	10 29	15 1	12 15	12 9	16 14	92	17 2	17 28	14 15
	18 53 88	23 49 88	18 62 88	22 53 88	8 63 74	3 81 62	13 48 88	3 81 62	10 63 78	2 77 66	22 48 76	3 92 65	37 44 53	14 41 81	14 57

его концентраций, согласующихся только с нормальной либо логнормальной моделью, перевалило за половину исследованных случаев.

Пример 2. Элементы-примеси в породах зонального метаморфического комплекса Тонгулакского хребта в Горном Алтае (см. ст. Василенко и др. в наст. сб.). Исследованы распределения частот концентраций 16 элемен-Таблица 2

Частоты	эмпирических	распределений	элементов-і	прпмесей в	метап	елитах (Гонгулак-
ского	о хребта, согла	сующиеся с но	ормальным і	и логнорма	льным	законая	III

Модель	Pb	Zn	Sn	Ćo	Ni	Cu	v	Mn	Ga	Ba	Y	Ti	Cr	Sc	Sr	Zr	Сред- нее
Нормальная Логнормальная	3	2	2	1	1	1	-3	4	1	5	1	_	-	1	3	2	1,0
Нормальная + лог- нормальная	-		_	_	_	_	1	_	_	1	_	_	_	1		_	0,1
Прочие	-	1	2	3	3	2	-	-	3	3	3	4	4	2	1	1	2,0

Согласованность эмпирических распределений элементов-примесей

Породы	Модель	Pb	Ti	v	Mn	Co	Ni	
Карбонатные руды (n = 161)	Нормальная Логнормальная Нормальная + логнор- мальная Прочие	+	+	+	+	+	+	
Хлоритовые (n = 77)	Нормальная. Логнормальная Нормальная + логнор- мальная Прочие.	+	+		+	+	++++	

тов в хлоритовой (25 ан.), кордиеритовой (34 ан.), гранатовой (81 ан.) и бесставролитовой (37 ан.) зонах. Частоты встречаемости логнормального и нормального законов, приведенные в табл. 2, подтверждают результаты примера 1. Распределения, согласующиеся либо с нормальным, либо с логнормальным законом, встречаются в среднем в одном случае, а несогласующиеся — в двух случаях из четырех.

Пример 3. Элементы-примеси в карбонатном (рудном) и хлоритовом (безрудном) комплексах пород Селигдарского месторождения апатита (табл. 3). Каждое включаемое в изучение значение концентраций получено путем усреднения данных приближенно количественного спектрального анализа по 2—3 образцам, характеризующим 2-метровый интервал опробованного керна. Аналитический материал в объеме 161 усредненного анализа хлоритовых пород и 77 усредненных анализов карбонатно-апатитовых руд представлен авторам А. Р. Энтиным. Гипотезы о согласованности эмпирических распределений с нормальным законом отвергаются для всех элементов в хлоритовом комплексе и принимаются лишь для марганца и церия в карбонатном. Логнормальная модель принимается для распределений концентраций меди в обоих комплексах, никеля и цинка — в хлоритовых породах, т. е. в среднем логнормальное распределение оправданно можно применять лишь в 13% исследованных случаев, что согласуется с выводами примера 1.80% эмпирических распределений этого примера отличимы от нормальной и логнормальной моделей.

Пример 4. Уран и торий в гранитоидах Восточного Забайкалья и Дальнего Востока. Анализы выполнены люминесцентно-перловым и гамма-спектрометрическим методами по образцам из коллекции В. Б. Василенко. Изучались распределения урана и тория в гранитах из гнейсо-грапитной серии формаций Алданского щита (10, 19, 26 и 64 ан.), Заурулюнгуевской гранито-гнейсо-гранитной серии формаций (21, 30, 27 и 15 ан.), Ундинского комплекса гранитоидов пестрого состава (11, 16, 21, 17, 27, 14, 58, 11, 10, 21 и 125 ан.); Цаган-Олуевского окаймленного гнейсового купола (13, 17, 30, 15 и 28 ан.), Кутомарского батолита (14 ан.), гипабиссальной гранитоидной формации Забайкалья: Сретенского (14 ан.), Соктуевского (13, 14 и 27 ан.), Кондуевского (16, 24 и 11 ан.), Борщовочного (17 и 25 ан.), Куйтунского (19 и 28 ан.) массивов, интрузии р. Аргунь (28, 15 и 43 ан.) и Владимирского массива (35 и 54 ан.) на побережье Японского моря.

Встречаемость распределений урана и тория приведена в табл. 4. Частоты распределений нормального и логнормального типов для тория одинаковы. Характер распределений урана ближе к логнормальному типу. Пользуясь этой моделью, можно описать около 60% изученных распределений.

Cu	Sn	Pb	Ag	В	Zn	Ga	Cr	Y	La	Ce
+										
	+	+	+	+	+	+	+	+		+
	<u> </u>			+						
	+		+	+	+	+	+		+	+ +

в породах рудного и безрудного комплексов Селигдара

Пример 5. Фосфор, уран, торий и калий в породах Селигдарского месторождения апатита. Уран, торий и калий определены гамма-спектрометрическим методом в дубликатах проб Тимптоно-Учурской экспедиции, в которых химическим методом было определено содержание фосфора. Изучены распределения этих элементов в гематит-кварц-апатит-карбонатных (240 ан.), апатит-кварц-карбонатных (180 ан.), гематит-апатит-карбонатных (64 ан.), апатит-кварц-карбонатных рудах (22 ан.), выщелоченных рудах (17 ан.), биотит-хлоритовых сланцах (84 ан.), кварц-полевошпатовых породах (23 ан.) и внутриформационных дайках сиенит-порфиров (16 ан.).

Для описания распределений фосфора, урана и тория нормальная модель не применима (табл. 5). Логнормальная модель в большей мере подходит для распределений тория и урана (около 60% всех случаев), а если учитывать и частоты одновременного соответствия с нормальной и логнормальной моделями, то с помощью последней могут быть описаны 90% случаев распределений тория и 80% — урана. Частоты проверяемых моделей для распределений калия те же, что и для малых элементов в предыдущих примерах.

Пример 6. Породообразующие окислы в гранитоидах Восточного Забайкалья и Дальнего Востока. Концентрации всех породообразующих окислов, кроме щелочей, определены квантометрическим, а щелочей пламенно-фотометрическим методами в тех же образцах, что и радиоэлементы, рассмотренные в примере 4.

Основная особенность этих распределений (табл. 6) состоит в том, что нормальная и логнормальная модели одновременно подходят к более чем половине их числа, количество согласующихся только с одним распределением составляет 10—13%.

Пример 7. Породообразующие окислы в метапелитах четырех степеней метаморфизма по мировым данным. Гипотеза о нормальном распределении оказалась справедливой для распределений в первой зоне (83 ан.) лишь в случае Al₂O₃, во второй зоне (97 ан.) — для распределений Fe₂O₃ и SiO₂, в третьей (136 ан.) — Al₂O₃, Н MgO, CaO и Na₂O и в четвертой (69 ан.) TiO₂, CaO, Na₂O I

Таблица 4

Іасто	гы	распреде	лений	урана	II	тория,	согласу	/-
ощиес	ся с	нормали	ьной п	логнор	ма	льной м	юделям	Π
В	гра	анитоида	ax Boo	точног	0	Забайк	алья	

Модель	U	Th	Среднее
Нормальная	2 30	19 19	10 25
Нормальная + логнор- мальная	30	19	25
Прочие	38	43	40

Таблица 5

Частоты распределений фосфора и радиоэлементов в рудах и вмещающих породах Селигдарского месторождения апатита

Модель	р	Th	U	к	Среднее
Нормальная	_			12	3
Логнормальная	37	62	62	12	43
Нормальная + логнор- мальная	26	26	12	12	19
Прочие	37	12	26	64	35

и K_2O . Всего с нормальной моделью согласуется 11 из 36 распределений, т. е. около 30%.

Рассмотренные примеры показывают, что нормальная и логнормальная модели не исчерпывают всех типов распределений частот концентраций элементов в магматических и метаморфических породах. Частоты распределений с одним из проверяемых типов при исключении конкурирующих гипотез о другом типе весьма невелики и в среднем характерны для ~ 20% исследуемых случаев. Исключение составляют элементы, концентрирующиеся преимущественно в одном минерале. Для них в большинстве (но не во всех) случаев характерны распределения логнормального типа. Это уран и торий, фосфор в породах Селигдара, в некотором отношении уран в гранитах и марганец в метапелитах Тонгулакского хребта. Приуроченность этих элементов в подавляющем их количестве к одному минералу имеет доказательства.

Марганец в метапелитах, по данным рентгеновского микрозондирования, концентрируется в гранате, торий и фосфор селигдарских руд в апатите. Это доказывается химическими анализами апатита, наличием высокой корреляционной связи с четко выраженным линейным характером между P_2O_5 и Th и, наконец, данными радиографии. Пятилучевые треки тория на радиограммах 3-недельной выдержки приурочены в основном к апатиту и равномерно распределены в нем. Уран же, скорее, концентрируется в акцессорных минералах, образующих пойкилитовые включения в апатите.

С этих позиций неожиданное освещение получает проблема форм нахождения в гранитах урана. Уже давно в качестве вероятных отмечаются две возможности распределения урана в породах: молекулярное рассеивание в породообразующих минералах, главным образом в полевых шпатах, и сосредоточение в минералах-концентраторах, которыми являются обычно акцессорные минералы. Судя по характеру эмпирических распределений урана в гранитоидах (см. табл. 4), для него акцессорную форму в среднем можно считать преобладающей.

Таблица б

Частоты эмпирических распределений породообразующих окислов в гранитоидах Восточного Забайкалья и Дальнего Востока

Модель	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K20	Сред- нее
Нормальная Логнормальная .	7	19 14	9 9	9 21	19 14	16 9	14 21	12 9	9 2	13 11
пормальная — логнормальная Прочие	74 19	51 16	72 10	42 28	53 14	44 31	49 16	42 37	65 24	55 22

Отличительной от элементов-примесей и радиоактивных элементов особенностью породообразующих окислов является преобладание (до 55%) у них распределений, отвечающих одновременно обеим проверяемым моделям. Количество же распределений только логнормального или только нормального типа то же (10—13%), что и среди распределений элементовпримесей.

Уменьшение в среднем асимметричности распределений породообразующих окислов в гранитоидах по сравнению с элементами-примесями является отражением разной степени однородности этих пород относительно породообразующих и примесных элементов. Размах значений элементов-примесей при среднем кларковом содержании может достигать 3-4 порядков, причем вероятности получения высоких концентраций во много раз меньше вероятностей малых и наименьших, пороговых для метода, концентраций. Размах же концентраций породообразующих окислов, достигающих максимальных значений в гибридных гранитоидах. едва ли превышает половину среднего значения, причем вероятности получения как заниженных, так и завышенных значений примерно равны. Незначительные колебания приводят к нормально-логнормальным распределениям, более резкие — к асимметричным. В целом же приведенный фактический материал по частотам встречаемости распределений нормального и логнормального типов, основывающийся на 85 000 значений концентраций 35 элементов в 2762 распределениях, убедительно показал. что наиболее хорошо математически обеспеченные модели распределений случайных величин не могут выступать в качестве универсальных и в общем случае не дают гарантий корректного решения геохимических задач.

До сих пор речь шла об однородных в петрохимическом либо петрографическом отношении выборках. Наличие определенной корреляции между значениями классификационного признака (состав пород) и областью возможных значений концентраций используемого элемента (наличие такой корреляции доказывается существованием кларков) до какой-то степени обусловливало унимодальность эмпирических распределений. Если в качестве классификационного признака при составлении выборок берутся геологический возраст пород, степень метаморфизма, региональная распространенность и т. п. не коррелируемые с распространенностью химических элементов признаки, то зачастую образуются полимодальные эмпирические распределения. Примером могут служить распределения частот значений абсолютного калий-аргонового возраста в полиметаморфизованных или многофазовых интрузивных комплексах, распределения частот концентраций подвижных элементов в зонально-метасоматических образованиях и т. д. Многовершинность таких распределений вытекает из механизма самих явлений. Однако традиционные методы математической статистики не позволяют теоретически предсказать достоверность суждений при описании и сравнении параметров таких распределений.

Таким образом, корректное применение хорошо разработанных классических методов математической статистики в геохимической практике при решении отмеченных выше задач невозможно из-за асимметричности и многовершинности эмпирических распределений. Выход из этого затруднения может быть либо в создании новых математико-статистических методов сравнения, либо в эмпирической оценке основных статистических параметров и их доверительных интервалов.

Любое теоретическое либо эмпирическое обоснование надежности выводов сводится к построению доверительных интервалов статистических характеристик.

Для того чтобы решать вышеупомянутые основные задачи прикладной reoxимии, необходимо уметь оценивать значения и ошибки среднего арифметического, коэффициентов корреляции и сравнивать их. Ниже мы описываем новый метод (Василенко и др., 1977) получения оценок средней арифметической, ее ошибки и коэффициентов корреляции в условиях эмпирических распределений произвольного вида, а также воспроизводим классические методы сравнения средних, дисперсий и корреляционных матриц. Поскольку в целом эти три метода составляют методологическую основу простейших, но весьма распространенных задач прикладной геохимии, паходим целесообразным повторить их описание и сопроводить его программами к ЭВМ.

МЕТОД ЧАСТНЫХ СРЕДНИХ

Напомним, что возможность теоретического построения доверительного интервала средней арифметической предполагает его вычисление из параметров распределения по соответствующим формулам для каждого типа распределения. В условиях нормальной модели доверительный интервал средней вычисляется по формуле

$$d_{\bar{x}} = \pm t_{\rm p} S_{\bar{x}},\tag{1}$$

где $d_{\bar{x}}$ — доверительный интервал; t_p —нормированная функция нормального распределения; $S_{\bar{x}}$ — ошибка среднего арифметического.

Последняя связана со стандартным отклонением выборки соотношением

$$S_{\overline{x}} = S/\sqrt{n}.$$
 (2)

Если же распределение отличается от нормального, то оценка ошибки среднего арифметического, рассчитанная через дисперсию, будет завышенной либо заниженной. В этом случае требуемую оценку можно получить эмпирически. Для этого необходимо многократно (*m* раз) по схеме случайного отбора провести опробование по *n* проб в каждой из *m* серий. Если в каждой из $N = n \times m$ проб определить концентрацию элемента X и вычислить среднее значение ее для каждой из *m* серий опробования ($\overline{x_n}$) (или, как мы его называем, частное среднее), то полученный вторичный массив значений частных средних будет, как следует из центральной предельной теоремы (Г. Корн, Т. Корн, 1974) и как это было многократно показано эмпирически (Урбах, 1964; Василенко и др., 1977), при достаточно больших *m* распределен нормально вокруг генерального среднего при любых типах суммарного и частных распределений. Стандартное отклоненение массива частных средних как раз и является ошибкой общего среднего:

$$S_{n} = S_{\bar{x}_{N}} \sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n} (\bar{x}_{i} - \bar{x}_{n})^{2} \right] / (n-1)}.$$
 (3)

Следовательно, путь эмпирической оценки ошибки среднего арифметического распределения всех полученных значений концентраций состоит в изучении дисперсий частных средних.

Если продолжить наш пример, то в каждой из $N = n \times m$ отобранных проб может быть определен не только элемент x, но и элементы y, z, \ldots, k . Тогда получится k массивов частных средних, т. е. массив $x_n, y_n, z_n, \ldots, k_n$, в которых отдельные значения частных средних $x_i, y_i, z_i, \ldots, k_i$ вычислены по одним и тем же пробам. Коэффициенты корреляции между такими частными средними (Суходольский, 1972) могут служить оценками коэффициентов корреляций суммарной выборки.

Таким образом, путь получения массивов нормально распределенных частных средних позволяет оценить ошибки и значения среднего арифме-

тического и коэффициентов корреляции в условиях любых распределений. Метод составления частных подвыборок и оценивания их на основе параметров генеральной совокупности известен и достаточно разработан (Кокрен, 1976). Суть предложенного нами (Василенко и др., 1977) метода в том, что с его помощью эмпирически оцениваются области возможных значений параметров генеральной совокупности по результатам одного выборочного опробования. Естественно, что при этом идет речь лишь об уточнении выборочных оценок. Соотношения между выборкой и генеральной совокупностью не изменяются.

Нами эмпирически показано (Василенко и др., 1977), что при получении оценки ошибки среднего арифметического по выборочным данным соотношение (3) осуществляется при n = N/2, т. е. когда объем формируемых частных выборок равен половине объема изучаемой выборки.

Совпадения эмпирических оценок ошибок среднего арифметического с теоретическими оценками для тех случаев, когда представляется возможным таковые получить (при согласованности эмпирических выборок с нормальными и различными модификациями логнормального и пуассоновского законов), весьма удовлетворительны.

Алгоритм выбора частных средних прост. Если задана матрица, состоящая из N анализов на k элементов, то из нее случайным образом формируется выборка из n = N/2 анализов и по каждому из k элементов вычисляются частные средние. Эта процедура повторяется m раз. В результате первичная матрица размерностью $N \times k$ заменяется матрицей вторичных массивов частных средних размерностью $m \times k$, где m — число порядка нескольких сотен. Эти нормально распределенные массивы дальше обрабатываются по любым алгоритмам математической статистики, за исключением нелинейной корреляции и регрессии. Контроль за правильностью счета может осуществляться по двум параметрам: асимметрии вторичного массива для m степеней свободы и совпадению выборочного среднего ариф-

метического с оценкой среднего арифметического как среднего из частных средних в пределах $d_{\tilde{x}_N} = \pm t_{\rm p} S_n / \sqrt{\tilde{m}}$.

Важно отметить и такое обстоятельство. Все алгоритмы проверки статистических гипотез, основанные на нормальном распределении частот, оперируют, как правило, не с ошибками среднего арифметического, а с выборочной дисперсией. Чтобы программа частных средних могла состыковываться с другими программами, введем понятие об «эффективной дисперсии» — S_f^2 . Она получается из соотношения

$$S_f^2 = S_{\overline{\mathbf{x}}}^2 \cdot N. \tag{4}$$

Ее роль не исчерпывается вспомогательным значением, облегчающим технику расчета или иллюстрирующим при сравнении с выборочной дисперсией степень устраненной ошибки в оценке доверительного интервала среднего. Эффективная оценка может использоваться и как мера той части разнообразия признака, которая сказывается на устойчивости оценок его среднего значения.

ОПИСАНИЕ ПРОГРАММЫ ЧС-5 И ЭВМ БЭСМ-6

Программа состоит из двух блоков (рис. 1, 2). В первом подсчитываются средние значения для выборок, получаемых случайным образом. Во втором вычисляются параметры распределений частных средних и коэффициенты корреляции между частными средними нескольких характеристик.



Задается исходная матрица a1 [1 : uN, 1 : uk], где uN — число строк (анализов), uk — число столбцов (признаков) в строке. Из данной матрицы нужно выбрать случайным образом n строк и подсчитать среднее значение $oldsymbol{x}$ для каждой выборки. Выбор n строк следует повторить m раз, т. е. набрать т выборок. Для случайного отбора строк матрицы а 1 в одну выборку применяется стандартная процедура RAND (Михайлов, 1974), дающая ряд псеравномерно распределенных в интервале (0,1) вдослучайных чисел, заменить идентификатор (mm, '') заменить идентификатор (*гN*, заменить идентификатор (гm, '') заменить идентификатор (uN, '') заменить идентификатор (uN, '') заменить идентификатор (uk, заменить идентификатор (ur, '') {целый kb₁, kb₂, kb₃, kb₄, kb₅; массив a[1: eN, 1: em];INPUT $(0, kb_1, kb_2, kb_3, kb_4, kb_5);$ MARG($(0, 0, 128, 0, 0, 3 \times kb_5 + 25, 0)$; {целый k, m, n, t, i, i1, i2, i3, i4, j, l, l₁, r, $p_3, p_4, p_1, p_2; n := kb_1; k := kb_2; r := kb_3;$ {вещ f_1 , p, ss, f_2 ; массив $a_1[1:uN, 1:uk]$, x[1:uk]; целый массив $b_1[1:uN];$ INPUT (0, m, l, a_1); OUTPUT($\mathbf{0}$, 't', 'm =', $z5d', m, 2/', ; OUTPUT(\bullet, t', n =),$ $z_{5}d2b', n, t', k = r, z_{5}d2b', k, t',$ r = ', 'z5d2b', r, '/,);для $i := 1, \ldots, uN$ цикл $b_1[i] := i;$ для $l_1 := 1, \ldots, m$ цикл {для i3 := uN шаг -1 до uN = r + 1 цик: $\{p_2 := entier(1 + i3 \times RAND);$ $p_1 := b_1[p_2]; \ b_1[p_2] := b_1[i_3]; \ b_1[i_3] := p_1\};$ для $j := 1, \ldots, k$ цикл $\{ss := 0; для i3 :=$ $uN = r + 1, \ldots, uN$ цикл $ss := ss + a_1[b_1[i3], j];$ x[j] := ss/r; OUTPUT((0, 'z - 3d2d', x, '/,); $a[l_1,]:= x[]$; }; $\{$ целый m, n, i, j, l, g, p, h; целый k, t, n1, k1, t1; вещ $e, y, x; n := kb_4; m := kb_5; n1 := n;$ {целый l_1, l_2 ; вещ x_1 ; массив C[1:m-1, 1:m-1];массив $r[1:m, 1:mm], \Phi[1:m];$ массив EXE[1:em, 1:eN], R, P[1:n], C[1:m];проц печать; {для i := 1, ..., m цикл OUTPUT (0, 'z8d', i); OUTPUT(0, '/,); для i := 1, ..., m(0, 'z8d', i); OUTPUT(\bullet , 'z2d', i); для j := 1, ..., mцикл {OUTPUT(\bullet , 'z2d', i); для j := 1, ..., mцикл OUTPUT(\bullet , 'z — 6d2d', r[i, j])}; }; **npou** CTX; {OUTPUT(\bullet , '9b', 't', 'x', '11b', 'p', '11b', 't', 'M', '11b', 't', 'd', '11b', 't', 's', '11b', 't', '5b', 't', '{}', '5b', 't', '{}' s , l10 , i , 2 , i , ${}^{2b'}$); для $i := 1, \ldots, 8$ цикл OUTPUT($\mathbf{0}$, i 211d, i, i , ${}^{i'}$); {i := 1; JI2 : СОРУ $(\text{EXE}[i, 1], P); \text{OUTPUT}(\mathbf{0}, 'z3d', i);$ $x := \Sigma(j, 1, n, P[j]/n; r[i, 1]) := x;$ для j := 1, ..., nцикл $P[j] := P[j] - x; e := \Sigma(j, 1, n, (P[j] - 2));$ r[i, 2] := e; y := r[i, 4] := e/(n - 1); r[i, 5] := y :=sqrt (y); $e := \Sigma(j, 1, n, (\text{mod}[P[j]))) : r[i, 3] := e/n;$ $r[i, 7] := e/(n \times y); e := \Sigma(j, 1, n, (P[j]) \nearrow 3));$ $r[i, 6] := e/(n \times y \nearrow 3); e := \Sigma(j, 1, n, (P[j] \nearrow 4));$ $r[i, 8] := e/(n \times y \nearrow 4) - 3);$ для $j := 1, \dots, 8$ цикл ОUTPUT($\mathbf{0}$, 'z — 7d3d', r[i, j]); i := i + 1; если $i \leq m$, то на Л2; для $j := 1, \ldots, m$ цикл {

Рис. 2. Программа ЧС-5 к ЭВМ БЭСМ -6.

Для сокращения числа реализаций процедуры RAND интервал распределения псевдослучайных чисел изменяется следующим образом: каждое реализуемое случайное число умножается на число строк исходной матрицы a1. Так как получаемый с помощью процедуры RAND ряд псевдослучайных чисел не включает граничные значения 0 и 1, а необходимо, чтобы первая и последняя строки равномерно входили в выборки, то интервал распределения сдвигается на 1, т. е. к каждому получаемому числу прибавляется 1. Целая часть получаемого случайного числа является номером строки исходной матрицы, выбираемой в одну из выборок.

Чтобы избавиться от повторения одного и того же номера в одной выборке, в массиве b_1 запоминаются все номера строк по порядку и выбранный случайным образом номер строки переносится на последнее место, а последний номер строки uN записывается на месте выбранного номера. Таким образом, последние n/2 номеров строк являются номерами строк матрицы a1, входящими в одну выборку.

Получаемые *m* средних выборок запоминаются в массиве *a*[1:*m*, 1:*k*], который является глобальным для программы. Этот массив будет исходным для второго блока. Второй блок представляет собой программу «Параметры распределений I». Используя возможности языка альфа-6 (Буда и др., 1974), процедура ТАБМ в программе «Параметры распределения I», с помощью которой результат счета печатается в виде таблиц, заменена более короткой процедурой «печать». Алгоритм второго блока сводится к вычислению статистических характеристик:

Среднее

$$\tilde{x}_j = \sum_{i=1}^m a_{ij}/m, \ j = 1, ..., k,$$
(5)

второй центральный момент

$$P_{j} = \sum_{i=1}^{m} (a_{ij} - \bar{x}_{j})^{2}, \quad j = 1, ..., k,$$
(6)

среднее абсолютное отклонение

$$m_{j} = \sum_{i=1}^{m} |a_{ij} - \bar{x}_{j}| / m, j = 1, ..., k,$$
(7)

дисперсия

$$d_{j} = \sum_{i=1}^{m} \left(a_{ij} - \bar{x}_{j} \right)^{2} / (m-1), \ j = 1, \dots, k,$$
(8)

стандартное отклонение

$$S_j = \sqrt{d_j}, \ j = 1, ..., k,$$
 (9)

коэффициент асимметрии

$$A_{j} = \sum_{i=1}^{m} (a_{ij} - \bar{x}_{j})^{3} / m \cdot S_{j}^{3}, j = 1, ..., k,$$
(10)

вспомогательный показатель эксцесса

$$\xi_j = \sum_{i=1}^m |a_{ij} - \bar{x}_j| / m \cdot S_j, j = 1, ..., k,$$
(11)

коэффициент эксцесса

$$e_j = \sum_{i=1}^{m} \left(a_{ij} - \bar{x}_j \right)^4 / m \cdot S_j^4 - 3, \ j = 1, \dots, k,$$
(12)

вычисление матриц ковариации

$$r_{ij} = \sum_{i=1}^{m} (a_{li} - \bar{x}_i) (a_{lj} - \bar{x}_j), i, j = 1, ..., k,$$
(13)

вычисление корреляционной матрицы

$$R_{ij} = r_{ij} / \sqrt{\overline{P_i}} \cdot \sqrt{\overline{P_j}}, \, i, j = 1, \dots, k.$$
(14)

ТЕХНИЧЕСКАЯ ИНСТРУКЦИЯ

Для приведения исходных и рабочих массивов к статистическому виду, величины, определяющие их размерность, задаются отладчиком: eN = m — число строк глобального массива a,

sk = k — число столбцов » » а, *uN* — число строк исходного массива a1. — число столбцов » uka1. » — число набираемых строк в одну выборку (обычно ur = uN/2). urИ с х о д н ы е д а н н ы е задаются матрицей a1[1:uN, 1:uk]:

	a11	1		۰.		a1	1uk	1
	$ a1_2$	1		• •		a1	2uk	
$a_1 =$		·	·	•	·	·	·	1
	•	•	•	•	•			
	$a1_{u1}$	V1		• •		<i>a</i> 1	uN	uk

и переменными kb_1 , kb_2 , kb_3 , kb_4 , kb_5 , m, определяющими также размерность системы.

- Порядок ввода исходных данных:
- 1) kb1, $k\Sigma$ число анализов (kb1 = uN),
- 2) kb2, $k\Sigma$ число признаков (kb2 = uk),
- 3) kb3, $k\Sigma$ число строк в одной выборке (kb3 = ur),
- 4) kb4, $k\Sigma$ число строк глобального массива a(kb4 = N),
- 5) kb5, $k\Sigma$ число столбцов (kb5 = uk = k), 6) $m, k\Sigma$ число выборок (m = kb4 = eN),
- 7) массив *a*1.
- II орядок выдачи результата на печать:
- 1) массив исходных данных а1 (табл. 7),
- 2) переменные n, k, r,
- 3) т число выборок,
- 4) массив средних x (табл. 8),
- 5) таблица статистических характеристик (табл. 9):

x - среднее.

№ 11/П	SiO2	TiO2	Al ₂ O ₃	Fc₂●₃	№ 11/п	SiO2	Ti O2	Al ₂ O ₂	Fe2O3
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	$ \begin{array}{c} 62,36\\ 60,34\\ 61,59\\ 60,85\\ 65,58\\ 64,53\\ 56,73\\ 59,24\\ 63,65\\ 63,97\\ \end{array} $	0 0,21 0,63 0,52 0,92 0,32 0,62 1,46	17,61 18,93 18,90 20,50 17,79 17,88 21,28 19,85 17,66 17,33	$\begin{array}{c} 1,38\\ 3,51\\ 8,36\\ 1,62\\ 1,85\\ 2,98\\ 1,78\\ 3,70\\ 1,46\\ 8,79\end{array}$	12 13 14 15 16 17 18 19 20 21	$ \begin{vmatrix} 61,35\\63,85\\62,78\\62,01\\66,38\\61,29\\62,60\\60,81\\61,29\\64,65 \end{vmatrix} $	0,76 0,51 0,69 0,74 0,61 0,75 0,99 0,96 0,75 0,54	17,17 16,06 16,23 16,18 14,81 19,70 18,62 19,82 20,26 21,74	1,15 1,79 3,97 2,45 1,88 1,53 1,19 1,32 1,82 5,79

Исходная матрица

Таблица 8

Массив средних значений

Ж п/п	Si O2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	№ 11/11	SiO2	TiO2	Al ₂ O ₃	Fe2O3
1	62,30	0,51	19,45	2,66	9	62,43	0,76	18,46	2,40
2	62,76	0,68	18,25	2,38	10	61,80	0,65	18,13	2,68
45	61,82 61,97	0,67 0,56	18,81	1,78 1,99	12 13	62,54 62,24	0,50 0,67	18,40 18,06	3,07 2,13
6 7	62,91 62,75	$0,45 \\ 0,63$	18,40 17,97	2,08 3,10	14 15	61,56 62,37	$0,65 \\ 0,68$	19,15	$3,19 \\ 3,19$
8	62,71	0,62	18,66	2,49					

Таблица 9

	Параметры распределений													
№ 11/11	x	P	m	d	s	A	ş	e						
1	62,410	82,903	0,366	0,208	0,456	0,053	0,803	-0,327						
2	0,653	2,874	0,069	0,007	0,085	-0,056	0,810	-0,342						
3	18,428	56,283	0,300	0,141	0,376	-0,131	0,800	-0,235						
4	2,783	82,882	0,376	0,208	0,456	0,038	0,825	-0,431						

Таблица 10

Таблица 11

	Ma	трица ков	вариации	_	Парная корреляция										
№ 11/11	1	2	3	4	N2 11/11	1	2	3	4						
1	82,90	3,25	-33,16	8,21	1	1,00	0,21	-0,49	0,10						
2	3,25	2,87	-2,25	-0,27	2	0,21	1,00	-0,18	-0,02						
3	-33,16	-2,25	56,28	4,68	3	-0,49	-0,18	1,00	0,07						
4	8,21	-0,27	4,68	82,88	4	0,10	-0,02	0,07	1,00						

136

P — второй центральный момент,

- т среднее абсолютное отклонение,
- d дисперсия,
- S стандартное отклонение,
- А коэффициент асимметрии,
- ٤ вспомогательный показатель эксцесса,
- е коэффициент эксцесса,
- 6) матрица ковариации (табл. 10),
- 7) корреляционная матрица (табл. 11).

КОНТРОЛЬНЫЙ ПРИМЕР

n = 22; k = 4; r = 11; m = 15. Время счета — 18 с.

СРАВНЕНИЕ СРЕДНИХ И ДИСПЕРСИЙ

Получив по методу частных средних оценки ошибок средних арифметических, можно приступить к выявлению сходства или различия группы геологических объектов по величине средних значений и эффективных дисперсий. Сравнение средних можно осуществить с помощью критерия, основанного на распределении Стьюдента (Бондаренко, 1970), а сравнение эффективных дисперсий — по критерию Бартлетта (Налимов, 1960).

Исходный материал представляется в виде:

т — число сравниваемых совокупностей,

 $\overline{x_1}, \ldots, \overline{x_j}, \ldots, \overline{x_m}$ — средние значения сопоставляемых характеристик, $S_1^2, ..., S_j^2, ..., S_m^2$ — их дисперсии, $n_1, \ldots, n_j, \ldots, n_m$ — объемы выборок, по которым производился

расчет соответствующих $\overline{x_i}$ и S_i^2 .

Алгоритм сводится к вычислению следующих характеристик:

общего числа наблюдений по всем выборкам

$$N = \sum_{j=1}^{m} n_j, \tag{15}$$

генерального среднего

$$\bar{x}_{\text{ген}} = 1/N \cdot \sum_{j=1}^{m} n_j \bar{x}_j, \qquad (16)$$

генерального стандартного отклонения

$$S_{\rm re_{\rm H}} = \sqrt{1/(N-m) \cdot \sum_{j=1}^{m} (n_j - 1) \cdot S_j^2},$$
 (17)

относительных отклонений

$$y_j = |\bar{x}_j - \bar{x}_{\text{reh}}| / S_{\text{reh}}, j = 1, ..., m,$$
 (18)

преобразованного критерия Стьюдента

$$t_j = y_j \sqrt{n_j (N-2)} \left| \sqrt{N - n_j - n_j y_j^2}, j = 1, ..., m. \right|$$
(19)

Вычисленные значения t_i сравниваются с табличными $t_{\alpha/m, N-2}$, гда α/m — частное от деления уровня значимости на число сравниваемых выборок, N - 2 — число степеней свободы. Если хотя бы одно значение



Рис. 3. Блок-схема программы СД к ЭВМ М-222.

 $t_j > t_{\alpha/m,N-2}$, то гипотеза о принадлежности сравниваемых выборок к одной генеральной совокупности (равно как и гипотеза о равенстве их средних значений) не может быть принята. Критерий Бартлетта, приближенно характеризующийся распределением χ^2 и преобразованный для вычислений, имеет вид

$$\chi^2 = 2,3056 \left[(N-m-1) \lg S_{res}^2 - \sum_{j=1}^m (n_j-1) \lg S_j^2 \right] / c,$$

где

$$c = 1 + \left[\sum_{j=1}^{m} \frac{1}{n_j - 1} - \frac{1}{N - m - 1}\right] / 3(m - 1),$$

Полученная величина χ^2 сравнивается с табличным значением χ^2_{α} для принимаемого уровня значимости с m-1 степенями свободы. Если $\chi^2 < \chi^2_{\alpha}$, то исследуемый ряд дисперсий следует признать однородным. Если $\chi^2 > \chi^2_{\alpha}$, различие между дисперсиями считается значимым. Последовательно исключая из рассмотрения S_j^2 , максимально отличающуюся от $S^2_{\text{ген}}$, повторяем вычисление χ^2 до тех пор, пока различие между оставшимися дисперсиями окажется незначимым.

ОПИСАНИЕ ПРОГРАММЫ СД К ЭВМ М-222

Блок-схема программы показапа на рис. 3, а сама программа на рис. 4. Дадим некоторые пояснения: M — число столбцов в исходной матрице — вводимая величина, A[1:3, 1:M] — исходная матрица, $\chi 1[1:24]$ — табличные значения χ^2 до 24 степеней свободы, y[1:M] вектор y, T[1:M] — вектор t, τ . е. значения, получаемые из выражения (19) и сравниваемые с теоретическими значениями критерия Стьюдента, N — см. выражение (15), x_{11} — см. выражение (16), T1, T2, Ta, Tb; F1, D, CT, C, C1, y1, y2 и s, s2, d1, k, k1, b, LAS — рабочие переменные.

Процедура *s*1 — процедура вычисления соотношения (17). В процессе счета па печать выдаются:

```
заголовок «таблица xu»,
значения массива \chi 1[1:24],
значение M,
исходная матрица,
значение N,
заголовок «массив T»,
значения массива T[1:M],
```

заголовок «гипотеза пе верна» либо «гипотеза верна», значение M, табличное значение χ^2 (M — 1), в случае «гипотеза верна» x_{11} .

'BEGIN' 'REAL' N; 'INTEGER' M; 'INTEGER' I; M2: POO42(M); 'BEGIN' 'REAL' 'ARRAY' A[1:3, 1:M], X1[1:24]; 'REAL' 'ARRAY' Y[1:M], T[1:M]; 'REAL' X; 'REAL' S2; 'REAL' X11; 'INTEGER'J; 'REAL' B, LAS; 'REAL'S; 'REAL' T1, T2, TA, TB; 'INTEGER'K, K1; 'REAL'D1; 'REAL' C, C1, Y1; 'REAL' Y2; 'REAL' 'ARRAY' SD[1:M]; 'REAL' D, CT; 'REAL' 'PROCEDURE' S1(N, M, A); 'ARRAY'A; 'INTEGER'M; 'REAL'N; 'BEGIN' 'REAL' F1; S2: = 0; 'FOR'

I := 1 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' S2 := S2 + $(A[1, I] - 1) \times A[3, I]; F1 := N - M; S2 := S2/F1; S1 := SQRT(S2); 'END'; POO42(X1);$ РО165(1, '// EQV' 10 ТАБЛИЦА XИ **//'); P1041(X1); P0042(A); P1041(M); P1041 (A); N := A[1, 1]; 'FOR' J := 2 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' N + A[1, J]; P1041(N); X := A[1, 1] × A[2, 1]; 'FOR' J := 2 'STEP' 1; 'UNTIL'M 'DO' $X := X + A[1, J] \times A[2, J]; X := X/N;$ B := S1(N, M, A); 'FOR' I := 1 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' 'BEGIN' Y[1] := (A[2, 1] -X)/B; У[1] : = ABS(У[1]); 'END'; P0165 (1, '//, 'EQV'15 MACCИВ Т **//'); 'FOR' 1 : = 1 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' 'BEGIN' TA := A[1, I]× (N - 2); T1 := SQRT(TA); I1 := $\mathcal{Y}[I] \times T1$; TB := N - A[1, I] - A[1, II × $\mathcal{Y}[I] + 2$; T2 := SQRT(TB); T[I] := T1/T2; P1041(T[I]); 'END';M1 : C : = 0; C1; = 0; 'FOR' I : = 1 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' 'BEGIN' Y2 := LN(10); $y_1 := y_1/y_2; C_1 := C_1 + (A[1, 1] - 1) \times y_1; END';$ $D1 := S1(N, M, A); B := D1\uparrow2; Y1 := LN(B);$ $y_1 := y_1/y_2; x_{11} := (2, 3056/C) \times ((N - 1) \times y_1 - 1)$ C1); K := M - 1; LAS := X11 - X1[K]; LAS := ABS(LAS); 'IF' LAS' HE MEHLIIE' 0,001 'THEN' 'BEGIN' 'FOR' I := 1 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' 'BEGIN' D := D1 - A[3, 1];SD[1] := ABS(D); 'END'; CT := SD[1]; K1 := 1;'FOR' I := 2 'STEP'1 'UNTIL'M 'DO' 'BEGIN' 'IF' SD[I] > CT 'THEN' 'BEGIN' CT := SD[1]; K1 := I; 'END' 'END';N := N - A[1, K1]; 'FOR' I := 1 'STEP'1 'UNTIL'3 'DO' 'FOR' J := K1 'STEP'1 'UNTIL'K 'DO' A[I, J] := A[I, J + 1]; M := M - 1; 'IF' M > 1 'THEN''GO TO'M1 'ELSE' PO165(1 '//'EQV' 10 ГИПОТЕЗА HE BEPHA **//'); P1041(M, X1[M]); 'GO TO'M3; 'END'; PO165(1, '//'EQV' 10 ГИПОТЕЗА ВЕРНА **//'); P1041(M, X1 [M]); P1041(X11); M3; 'GO TO'M2; 'END'; 'END';

Рис. 4. Программа СД к ЭВМ М-222.

ТЕХНИЧЕСКАЯ ИНСТРУКЦИЯ

Исходная матрина (A) перфорируется построчно в следующем порядке:

 $A = egin{pmatrix} n_1, & \dots, & n_m \ \overline{x_1}, & \dots, & \overline{x_m} \ - ext{средние}, \ S_1^2, & \dots, & S_m^2 \ - ext{дисперсия}. \end{cases}$

На отдельной перфокарте перфорируется число сравниваемых выборок (m) следующим образом, например, m = 4:

$$\begin{array}{l} + + + 01 \ 4 \\ + + + 01 \ 4 \ \dots \ k\Sigma. \end{array}$$

В строчку перфорируются критические значения χ^2 для принимаемого уровня значимости со степенями свободы от 1 до m - 1. Например, для $\alpha = 0.05$ и m = 10 массив чисел γ^2 выглядит так (Урбах, 1964, с. 395): 3,84; 5,99; 7,81; 9,49; 11,1; 12,6; 14,1; 15,5; 16,9.

Порядок представления данных на числовое устройство:

1) рабочая программа,

число m,

3) массив χ^2 , $k\Sigma = 0$,

4) массив A. $k\Sigma = 0$.

Порядок выдачи на печать: заголовок «таблица xu», массив чисел γ^2 (последовательно по столбцам), число т. исходные данные матрицы А, то же, по столбцам, число N — общее число наблюдений по всем выборкам, заголовок «массив T»,

значение критерия Стьюдента последовательно в столбцах от t_1 до t_m ,

строка «гипотеза верна» или «гипотеза не верна» в зависимости от полученных значений критерия Бартлетта,

число m' = числу выборок, для которых гипотеза о равенстве дисперсий принята или отвергнута,

табличное значение χ^2 для m'-1 степени свободы,

в случае «гипотеза верна» выдается полученное значение χ^2 для m'выборок.

КОНТРОЛЬНЫЙ ПРИМЕР

Задача: требуется установить равенство (или различие) средних содержаний К₂О и их дисперсий в лавах четырех вулканов хр. Вернадского (Бондаренко, 1970).

Дано:

1) вулкан Эбеко: $n_1 = 30$, $\bar{x}_1 = 1,70$, $S_1^2 = 0,12$;

2) »

Ветровой: $n_2 = 29$, $\overline{x_2} = 1,40$, $S_2^2 = 0,22$; Богдановича: $n_3 = 29$, $\overline{x_3} = 1,71$, $S_3^2 = 0,22$; 3) »

Вернадского: $n_4 = 52$, $\bar{x}_4 = 1,36$, $S_4^2 = 0,35$. 4) > Решение:

1) общее число наблюдений по всем выборкам N = 140, 2) $x_{\text{reh}} = (1/140) (30.1, 70 + 29.1, 40 + 29.1, 71 + 52.1, 36) = 1,51;$ $S_{\text{reh}}^2 = 0.247, \ S_{\text{reh}} = \sqrt{(29 \cdot 0.12 + 2 \cdot 28 \cdot 0.22 + 51 \cdot 0.35)/136} = 0.50,$

3) $y_1 = (1,70-1,51)/0,50 = 0,38$,

$$y_2 = (1,51-1,40)/0,50 = 0,22,$$

$$y_3 = (1,71 - 1,51)/0,50 = 0,40,$$

$$y_4 = (1,51-1,36)/0,50 = 0,30;$$

(4)
$$t_1 = 0.38\sqrt{30.138}/\sqrt{140-30-30.038^2} = 2.37$$
,

$$t_2 = 0.22\sqrt{29 \cdot 138}/\sqrt{140 - 29 - 29 \cdot 0.22^2} = 1.36,$$

$$t_3 = \mathbf{0},40\sqrt{29\cdot 138}/\sqrt{140-29-29\cdot 0,40^2} = 2,32,$$

$$t_4 = 0.30\sqrt{52 \cdot 138}/\sqrt{140 - 52 - 52 \cdot 0.30^2} = 2.82.$$

5) полученные значения t_1 и t_4 превышают допустимые $t_{0,0/54} = 2,36$ при числе степеней свободы f = 138. Следовательно, по среднему содер-

жанию K₂O в лавах исследованные вулканы нельзя считать одинаковыми; 6) переходим к сравнению дисперсий:

$$c = 1 + \frac{1}{9} \left[\left(\frac{1}{29} + \frac{1}{28} + \frac{1}{28} + \frac{1}{51} \right) - \frac{1}{135} \right] = 1,0132,$$

$$\chi^{2} = 2,3056 \left[135 \text{ lg } 0,247 - (29 \text{ lg } 0,12 + 2 \cdot 28 \text{ lg } 0,22 + 51 \text{ lg } 0,35) \right] / 1,0132 = 10,91.$$

Критическое значение $\chi^2_{0,05} = 7,81$ для f = 3, т. е. однородность исследованного ряда дисперсий не устанавливается;

7) исключая из рассматриваемого ряда $S_1^2 = 0,12$ (вулкан Эбеко), более чем остальные отклоняющуюся от $S_{\text{ген}}^2$ (=0,247), повторяем вычисления: N' = 110, $S_{\text{ген}}^2 = 0,282$, c' = 1,0136, $\chi^2 = 4,09$. Поскольку 4,09 < 5,99 (допустимое значение $\chi^2_{0,5}$ для f = 2), оставшиеся 3 дисперсии можно считать одинаковыми.

8) после счета на ЭВМ выдаются на печать:

таблица xu: 3,841, 5,991, 7,815, число m = 4, исходные данные: $30 29 29 52 -n_j$ $1,70 1,40 1,70 1,36 -x_j$ $0,12 0,22 0,22 0,35 -S_j^2$, N = 140массив T: $t_1 = 2,37$ $t_2 = 1,36$ $t_3 = 2,32$ $t_4 = 2,83$, гипотеза верна: для m' = 3, $\chi_2^2 = 5,99$ (f = 2) $\chi^2 = 4,09$.

СРАВНЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МАТРИЦ

Корреляционный анализ широко применяется в практике геохимических и минералогических исследований, но, как правило, заканчивается либо попытками содержательного толкования оцененных связей, либо переходом к регрессионному методу. До сих пор авторам не приходилось встречать относительно корректных сравнений коэффициентов корреляции или их наборов для всех изученных в совокупности признаков корреляционных матриц. Причины этого кроются, скорее всего, во внутренней убежденности авторов о неприменимости теоретических способов построения доверительных интервалов коэффициентов корреляции из-за многочисленности случаев отличия эмпирических распределений от нормальной модели и в недостаточном освещении в специальной литературе приемов сравнения корреляционных матриц. Поскольку первое затруднение при использовании метода частных средних исчезает (вычисляются коэффициенты корреляции между нормально распределенными частными средними), мы сочли необходимым повторить описание метода сравнения корреляционных матриц по Г. В. Суходольскому (Суходольский, 1972, с. 302-305) с приложением составленной нами программы КМ к ЭВМ М-222, показанной на рис. 5. По этому методу могут сраниваться как матрицы коэффициентов корреляции, полученные по разным количествам наблюдений, так и их строки или столбцы. Естественно, что возможно сравнение столбцов и строк одной матрицы. Сравнение основано на проверке гипотезы о том, что все сравниваемые матрицы являются лишь случайными оценками одной и той же матрицы генеральной совокупности, и проводится по специальной модификации критерия χ^2 . Если признается справедливой нулевая гипотеза, то вычисляется средняя из сравниваемых матриц (столбцов, строк). Исходные данные представляются в виде *р* корреляционных матриц порядка *m*:

$r_{111} r_{121} \ldots r_{1m1}$	$ r_{11} $	$k r_1$	2k	•••	•	r_{1mk}	r_{11}	p	r_{12}	2P	• •		$r_{\rm f}$	lmp	
$r_{211} r_{221} \ldots r_{2m1}$	r_{21}	$k r_2$	2k		•	r_{2mk}	r_{21}	L P	r_{22}	p		•	r_{2}	2mP	
	 •			•	•	· .	 ÷.							•	•
$r_{m11}r_{m21}\ldots r_{mm1}$	r _{m1}	$k r_r$	n2k		•	r _{mmk}	r_m	1 P	r_n	n2P	• •	• •	r_{n}	ımp	

начало целый *i*, *j*, *p*, *l*; целый *k*, *u*; вещ *n*, *zm*, *f*, *s*; ввод (*l*, *p*); начало массив *a*, *b*, *z*[1: *p*, 1: *l*], eb[1:l); массив g[1:p]; ввод (*a*); вывод (*a*, истина); ввод (*g*); *n*:= 0; для *i*:= 1, ..., *p* цикл *n*:= *n* + g[i]; для *i*:= 1, ..., *p* цикл начало для *j*:= 1, ..., *l* цикл начало b[i, j]:= 0,5 × ln ((1 + + a[i, j])/(1 - a[i, j])); конец копец; для *j*:= 1, ..., *l* цикл начало eb[j]:= 0; для *i*:= 1, ..., *p* цикл пачало eb[j]:= $eb[j] + b[i, j] \times g[i]$ конец; eb[j]:= eb[j]/n конец; вывод (eb, истина); *zm*:= 0; для *j*:= 1, ..., *l* цикл для *i*:= 1, ..., *p* цикл начало z[i, j]:= $(eli, j) - eb[j] \uparrow 2 \times$ (g[i] - 3); *zm*:= *zm* + *z*[*i*, *j*] конец; *f*:= (*l* - 1) × (*p* - 1); вывод (*e*, *z*, *zm*, *f*, истина); конец; па *я*; конец *

Рис. 5. Программа КМ к ЭВМ М-222.

Для каждой матрицы имеется L = 0,5 m (m - 1) коэффициентов корреляции $r_{ijk} (i \neq j; i, j = 1, ..., m; k = 1, ..., p)$, которые нужно сопоставлять. Известны также объемы выборок $(n_1, n_2, ..., n_p)$, по которым определены соответствующие коэффициенты корреляции.

Так как коэффициенты корреляции могут принимать значения только от -1 до +1, то их распределение будет заведомо отличаться от нормального, следовательно, использование критериев χ^2 для их сравнения в таком виде не представляется возможным. Поэтому для каждого коэффициента находим вспомогательную величину:

$$z_{lk} = \ln \left[(1 + r_{lk}) / (1 - r_{lk}) \right] / 2,$$

где $l = 1, \ldots, L; k = 1, \ldots, p.$

Величина z_{lk} однозначно связана с r_{lk} , но изменяется уже от $-\infty$ до $+\infty$, так что распределение этих величин может считаться асимптотически нормальным (доказано математически), при этом стандартная ошибка величины z оказывается равной

$$\sigma_z = 1/\sqrt{n-3},$$

где *n* — объем выборки, из которой определен соответствующий коэффициент корреляции.

Рассматривая каждую матрицу как эмпирическую совокупность, состоящую из L частот (т. е. соответствующих z-преобразований коэффициентов корреляции), и предполагая, что все они являются выборками из одной генеральной совокупности, в качестве наилучшей ее оценки принимаем объединенную выборку. Поскольку одноименные коэффициенты корреляции определены по выборкам разных объемов, рассчитывается средневзвешенное значение:

$$\widehat{z_l} = \sum_{k=1}^p z_{lk} \cdot n_k \Big/ \sum_{k=1}^p n_k,$$

где $l = 1, \ldots, L; k = 1, \ldots, p.$

Различия между эмпирическими значениями (z_{lk}) и предполагаемыми генеральными $(\widehat{z_l})$ могут быть охарактеризованы квадратами отклонений,
нормированными соответствующей дисперсией ошибки $S^2(z_{lk}) = 1/(n_k - 3)$:

$$\Delta^2 z_{lk} = (n_k - 3)(z_{lk} - \widehat{z}_l)^2.$$

Значение критерия χ^2 получается как сумма этих отклопений:

$$\chi^2 = \sum_{l=1}^{L} \sum_{k=1}^{p} (n_k - 3) (z_{lk} - \hat{z}_l)^2.$$

Вычисленное значение χ^2 сравнивается с критическими значениями $\chi^2_{\alpha}(f)$, приведенными в таблицах (например Урбах, 1964, с. 395). Число степеней свободы в нашем случае определяется по формуле

$$f = (L - 1)(p - 1).$$

Матрицы можно считать однородными, если выполняется неравенство

$$\chi_{01}^2 > \chi^2 \leqslant \chi_{05}^2.$$

ТЕХНИЧЕСКАЯ ИНСТРУКЦИЯ

Исключая из корреляционных матриц диагональные элементы, равные единице (при $i = j r_{ij} = 1$), а также симметричные относительно их значения (поскольку $r_{ij} = r_{ji}$), преобразуем исходные данные в одну матрицу (A) размерностью $L \times p$, где L — число сравниваемых коэффициентов корреляции, p — число сравниваемых матриц:

 $A = \begin{vmatrix} r_{11} & r_{12} & \dots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \dots & r_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{L1} & r_{L2} & \dots & r_{Lp} \end{vmatrix}$

Полученная матрица A перфорируется по столбцам. В строчку перфорируются объемы выборок (n_1, n_2, \ldots, n_p) , по которым рассчитывались коэффициенты корреляции (массив Б).

Дополнительно на отдельные перфокарты заносятся числа L и p, перфорируемые обычным (для сменных перфокарт) образом:

Данные представляются в следующем порядке:

1) рабочая программа,

- 2) число L,
- 3) число p,
- 4) массив чисел A, $k\Sigma = 0$,
- 5) массив чисел Б, $k\Sigma = 0$.

На печать выдаются следующие результаты:

1) данные матрицы A (последовательно по столбцам) $L \times p$ значений,

2) средневзвешенные значения $\hat{z_l}$, число которых равно L (т. е. полученная объединенная выборка),

3) значения z_{lk} в соответствии с исходными коэффициентами корреляции (матрица A^*),

4) квадраты отклонений $\Delta^2 z_{lk}$, число которых также равно числу сопоставляемых коэффициентов корреляции (т. е. $L \times p$),

- 5) величина критерия χ^2 ,
- 6) число степеней свободы f.

КОНТРОЛЬНЫЙ ПРИМЕР

Задача: требуется проверить однородность двух корреляционных матриц 5-го порядка.

Дано: (табл. 12).

Решение:

1) находим число коэффициентов для каждой матрицы, которые нужно сопоставлять:

$$L = 5(5-1)/2 = 10,$$

2) объединяем нужные коэффициенты из каждой матрицы в отдельные выборки, которые нам и предстоит сравнить,

3) в результате счета на ЭВМ получаем следующие данные (табл. 13):

 $\chi^2 = 15,96; f = 9,$

4) находим по таблицам критические значения χ^2 для найденного чисна степеней свободы: $\chi^2_{05} = 16.9$; $\chi^2_{01} = 21.7$. Поскольку 21.7 > 15.96 < < 16.9, сравниваемые матрицы можно считать однородными.

	Коэффициенты корреляцип										
x _j	<i>x</i> ₁	X 2	x 3	X4	Xs						
	x	$n_1 = a_1$	47								
x_1	1	-0,22	-0,07	0,30	0,39						
x_2	-0,22	1	0,07	0,17	-0,15						
x_3	-0,07	0,07	1	0,07	-0,09						
x_4	0,30	0,17	0,07	1	0,06						
x_5	0,39	-0,15	-0,09	0,06	1						
		$n_2 = -$	15								
x_1	1	0,12	0,11	-0,41	0,40						
x_2	0,12	1	-0,26	-0,01	0,35						
x_3	0,11	-0,26	1	-0,13	0,56						
x_4	-0,41	-0,01	-0,13	1	0,11						
$x_{\bar{\mathfrak{o}}}$	0,40	0,35	0,56	0,11	1						

Таблица 12

Таблица 13

Результаты	проверки	олнородности	корреляционных	матриц
	and the second second			

	rl	k	zl	k	2	$\Delta^2 z$	lk
e	rli	r12	z_{l_1}	z_{l_2}	21	$\Delta^2 z_{l_1}$	$\Delta^2 z_{l_2}$
1 2 3 4 5 6 7 8 9	$ \begin{array}{c} -0,22\\ -0,07\\ 0,30\\ 0,39\\ 0,07\\ 0,17\\ -0,15\\ 0,07\\ -0,09\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,12\\ 0,11\\ -0,41\\ 0,40\\ -0,26\\ -0,01\\ 0,35\\ -0,13\\ 0,56\end{array}$	$\begin{array}{c} -0,224\\ -0,070\\ 0,309\\ 0,412\\ 0,070\\ 0,172\\ -0,151\\ 0,070\\ -0,090\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,121\\ 0,110\\ -0,436\\ 0,424\\ -0,266\\ -0,010\\ 0,365\\ -0,131\\ 0,633\\ 0,633\end{array}$	$\begin{array}{c} -0,140\\ -0,026\\ 0,129\\ 0,415\\ -0,011\\ 0,128\\ -0,026\\ 0,131\\ 0,085\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,305\\ 0,084\\ 1,430\\ 0,000\\ 0,291\\ 0,128\\ 0,687\\ 0,104\\ 1,346\\ 1,346\end{array}$	$\left \begin{array}{c} 0,817\\ 0,225\\ 3,829\\ 0,001\\ 0,780\\ 0,228\\ 1,840\\ 0,278\\ 3,605\end{array}\right $

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недpa», 1970. 246 c.

Буда А. О., Васючкова Т. С., Драновский А. А., Козловский С. Э., Шелехов В. И. Руководство к пользованию системой автоматизации программирования альфа-6. Новосибирск, 1974. 254 с. Василенко В. Б., Хлестов В. В., Холодова Л. Д., Блинчик Т. М. Оценка довери-

тельных интервалов для средних значений в геохимических выборках с произволь-ной формой распределения. «Докл. АН СССР», 1977, т. 235, № 1, с. 177—180.

Кокрен Уильям. Методы выборочного исследования. М., «Статистика», 1976. 435 c.

Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М., «Наука», 1974. 831 с.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., «Наука», 1969. 157 с.

Михайлов Г. А. Некоторые вопросы теории методов Монте-Карло. Новосибирск, «Наука», 1974. 142 с.

Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества.

М., Физматгиз, 1960. 137 с. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

Суходольский Г. В. Основы математической статистики для психологов. Л., Изд. ЛГУ, 1972. 429 с.

Урбах В. Ю. Биометрические методы. М., «Наука», 1964. 415 с.

В. Б. Василенко, Г. Г. Лепезин, С. В. Мельгунов, Н. Ф. Макитро, О. С. Мириевская

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ТОНГУЛАКСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Исследование поведения вещества при региональном метаморфизме представляет большой интерес прежде всего с точки зрения выяснения изохимичности — неизохимичности данного процесса. В настоящей статье предпринята попытка оценить с применением методов математической статистики возможности привноса — выноса редких элементов в условиях неоднородного распределения термодинамических параметров. В качестве объекта исследования взяты метапелиты Тонгулакского комплекса. Последний находится на юго-востоке Горпого Алтая в междуречье Башкаус — Кубадру, где прослеживается полосой шириной 15—20 км в северо-западном направлении вдоль одноименного хребта. Литологический состав толщ здесь преимущественно метапелитовый. Метабазиты составляют не более 10% от общего объема пород.

Метаморфиты рассматриваемого района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа, а точнее — области повышенных давлений этого типа. В пределах комплекса выделены зоны A, E, B и Г, границы которых проведены соответственно по изоградам кордиерита (он появляется по реакции Kв + Xл + My — зона A = Би + Корд + + Гр — зона B), силлиманита (Анд — зона Б = Сил — зона B) и граната (Кв + Ст — зона B = Корд + Гр + Сил — зона Г). В пределах точности картирования изограды совпадают с литологическими контактами. Вся последовательность зон от A до Г в пространстве укладывается в отрезок 7—8 км.

Прогрессивный метаморфизм комплекса независимо доказывается и по метабазитам по росту основности плагиоклаза и глиноземистости роговых обманок.

Парагенезисы зоны A отвечают фации зеленых сланцев, зон Б и В фации эпидотовых амфиболитов, зоны Γ — границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Максимальные условия метаморфизма отвечают интервалу между кварц-ставролитовой (ставролит в зоне Γ сменяется эквивалентным ему по составу парагенезисом $\Gamma p + Cun + Kopg$) и кварц-мусковитовой (силлиманит с калиевым полевым шпатом в зоне Γ не встречен, вместо них развиты My + Kb) кривыми.

Привлечение имеющихся экспериментальных данных по устойчивости минералов и их парагенезисов позволяет следующим образом оценить температурные границы выделенных подразделений. Переход от зоны А к зоне Б приблизительно соответствует $T = 550^{\circ}$ (появление кордиерита), а температура в зоне Г составляет 670—700°. Отсюда общий интервал укладывается в 120—150°, т. е. с горизонтальным градиентом в 15—20° км.

Закономерности метаморфизма Тонгулакского комплекса нами рассмотрены только в общих чертах. С другими особенностями его строения можно познакомиться в специальных работах одного из авторов (Лепезин, 1972, 1975).

Оценки асимметрии эмпирических распределений

30-	27	A 0,05	A 0, 01	SWALS A			
на		Теорет	ические	AH		Адс	A _H
	1	1			Свинец		ІІн
А Б В Г	25 34 81 37	$0,711 \\ 0,621 \\ 0,432 \\ 0,621$	1,06 0,921 0,631 0,921	$\begin{array}{c} 1,433^{**} \\ 0,314 \\ 0,205 \\ -0,088 \end{array}$	$ \begin{vmatrix} -0,399 \\ -2,231^{**} \\ -2,347^{**} \\ -1,449^{**} \end{vmatrix} $	$ \begin{array}{c c} -0,16 \\ -0,13 \\ 0,22 \\ 0,08 \end{array} $	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
					Марганец		Хром
А Б В Г	25 34 81 37	0,711 0,621 0,432 0,621	1,06 0,921 0,631 0,921	2,485** 2,494** 2,122** 1,612**	-0,105 0,199 0,478* 0,044 Стронций	$\left \begin{array}{c} -0.04\\ -0.24\\ -0.07*\\ 1.02^{**} \end{array}\right $	1,782** 1,142** 1,967** 1,143**
А Б В Г	25 34 81 37	0,711 0,621 0,432 0,621	1,06 0,921 0,631 0,921	0,667 0,120 0,273 2,712**	-0,392 -1,885** -1,016** 1,408**	$\begin{array}{c c} -0.85^{*} \\ -0.15 \\ -0.46^{*} \\ 0.15 \end{array}$	0,025 0,528 1,687** 4,109**
					Ванадий		Цинк
А Б В Г	25 34 81 37	0,711 0,621 0,432 0,621	1,06 0,921 0,631 0,921	2,109** 0,875* 1,497** 1,988**	$\begin{array}{c} 0,334 \\ -0,313 \\ 0,082 \\ 0,584 \end{array}$	$0,29 \\ -0,17 \\ 0,19 \\ -0.22$	1,023* -0,030 2,056** 3 113**

Примечание. A_н — асимметрия распределений натуральных значений концентраций;

 $\begin{array}{l} & * & A_{\partial \mathrm{MII}} > A_{0,05}. \\ & * * & A_{\partial \mathrm{MII}} > A_{0,01}. \end{array}$

Оценки	коэффициентов	эксцесса	эмпирпческих	распределений
--------	---------------	----------	--------------	---------------

30-	N	$E_{0,05}^{\alpha}$	$E_{0,01}^{\alpha}$	Fa	Fα	a	
на		Teoper	гическая	н	Ел	Едс	EI
	12.3				Свинец		Ни
А Б В Т	25 34 81 37	0,7360-0,8686 0,7440-0,8576 0,7607-0,8376 0,7470-0,8540	$ \begin{vmatrix} 0,7040-0,8901\\ 0,7167-0,8769\\ 0,7430-0,8515\\ 0,7216-0,8722 \end{vmatrix} $	0,790 0,802 0,874** 0,813	0,786 0,649** 0,895** 0,783	$ \begin{array}{c} 0,71\\ 0,79\\ 0,80\\ 0,80\\ 0,80 \end{array} $	0,773 0,862 0,822 0,769
					Марганец		Хром
А Б В Г	25 34 81 37	0,7360-0,8686 0,7440-0,8576 0,7607-0,8376 0,7470-0,8540	$ \begin{vmatrix} 0,7040-0,8901 \\ 0,7167-0,8769 \\ 0,7430-0,8515 \\ 0,7216-0,8722 \end{vmatrix} $	0,627** 0,662** 0,693** 0,715**	0,712* 0,752 0,770 0,723*	0,79 0,82 0,80 0, 7 5	0,664** 0,623** 0,671** 0,701**
					Стронций		Цирконпії
А Б В Г	25 34 81 37	0,7360—0,8686 0,7440—0,8576 0,7607—0,8376 0,7470—0,8540	0,7040-0,8901 0,7167-0,8769 0,7430-0,8515 0,7216-0,8722	0,848 0,843 0,832 0,619**	0,910** 0,722* 0,801 0,729*	0,80 0,90** 0,78 0,81	0,860 0,827 0,714** 0,521**
					Ванадий		Цинк
А Б В Г	25 34 81 37	0,7360—0,8686 0,7440—0,8576 0,7607—0,8376 0,7470—0,8540	0,7040-0,8901 0,7167-0,8769 0,7430-0,8515 0,7216-0,8722	0,612** 0,730* 0,707** 0,632**	0,753 0,787 0,774 0,765	0,89* 0,79 0,80 0,84 ,	0,709* 0,891** 0,661** 0,610**

* $E^{\alpha}_{\partial M\Pi}$ в интервале значений $E^{\alpha}_{\bullet,01}$. ** $E^{\alpha}_{\partial M\Pi}$ не входит в интервал значений $E^{\alpha}_{0,01}$.

Таблица 1

в метапелитах Тонгулакского комплекса

				1	1		
A _J	А _{дс}	A _H	A_{Π}	Agc	A _H	Ал	Адс
кель			Барий			Бобальт	
-0,845* 0,956** -0,532*	$-0,37 \\ -0,41 \\ 0,33$	0,015 1,602** 1,936**	-0,887* -1,178** -1,400**	0,13 0,66* 0,14	$0,096 \\ 0,049 \\ 0.149$	-1,149** -1,502** -1,808**	0,13 0,66*
-1,122**	0,12	1,613**	-1,048**	-0,29	-0,069	-1,253**	-0,14 -0,37
			Медь			Титан	
-2,131**	0,19	1,339**	-0,506	-0,50	2,409**	0,382	0.29
-1,302**	-0,31	0,700*	-0,980**	-0,29	1,913*	0,170	-0,17
-2.046**	0,21	1,089**	-0,726**	-0,04	2,235*	0,191	0,19
1 2,040 1	0,00	3,438**	-0,165	-0,06	2,856**	1,483**	-0,55
1 - 1 190** 1	0.40		Иттрий			Скандий	
$-1,100^{++}$ -0.732*	0,19	0,516	-2,484**	0,36	2,343** -	-0,336	0,25
-0.050	0.21	1,100**	-0,687*	0,18	0,536 -	-0,820*	-0,04
0.812*	0.86*	5,559** 4 816**	0,960**	0,16	0,983** -	-2,114**	0,19
	0,00	4,010	0,024	1,/1**	4,996**	1,934**	0,07
1 _0 512 1	0.97	0.000	1 аллии	10		Олово	
-1.044**	-0,37	0,068	-1,198**	0,42	0,392	0,966*	0,26
-1.525**	0.33	0,525	-0,112	0,32	2,441**	0,090	-0,07
1,820**	0.35	0.408	0,248	-0,07	5,600** -	-0,174	-0,61*
A TO WO TO	0,00	0,100	-0,403	0,09	1,469** -	-1,964**	0,34

 A_{π} — то же, логарифмов концентраций; $A_{\mu c}$ — то же, частных средних 'значений концентраций.

Таблица 2

малых элементов в метапелитах Тонгулакского комплекса

		1					
E [®]	$E_{\rm gc}^{\alpha}$	E_{II}^{α}	E _J ^α	$E_{\rm dc}^{\alpha}$	E ^{€C} _H	E_{π}^{α}	$E_{\rm gc}^{\alpha}$
кель	-		Барий			Кобальт	1
0,802 0,813 0,836 0,745*	$\left \begin{array}{c} 0,80\\ 0,78\\ 0,81\\ 0,80 \end{array}\right $	0,890* 0,653** 0,619** 0,582**	0,856 0,689** 0,649** 0,724*	0,87* 0,79 0,81 0,82	0,658** 0,559** 0,532** 0,793	0,735* 0,612** 0,609** 0,801	$ \begin{array}{c} 0,85\\ 0,80\\ 0,80\\ 0,91** \end{array} $
			Медь			Титан	
$\left \begin{array}{c} 0,655^{**}\\ 0,708^{**}\\ 0,649^{**}\\ 0,602^{**}\\ 0,763\\ 0,801\\ 0,769\\ 0,673^{**}\\ \end{array}\right.$	0,82 0,84 0,80 0,80 0,80 0,80 0,75 0,77 0,81	0,769 0,853 0,800 0,529** 0,755 0,690** 0,650** 0,460**	0,746 0,780 0,769 0,666** Иттрий 0,617** 0,750 0,769 0,631**	0,81 0,87* 0,81 0,76 0,75 0,77 0,82 0,79	0,602** 0,547** 0,560** 0,604** 0,584** 0,858* 0,821 0,433**	0,554** 0,638** 0,699** 0,616** Скандий 0,598** 0,748 0,633** 0,702**	0,86 0,80 0,78 0,81 0,84 0,81 0,78 0,81
		I	аллий			Олово	1 0,02
0,879* 0,777 0,666** 0,715**	0,79 0,87* 0,80 0,82	0,813 0,893** 0,697** 0,653**	0,807 0,913** 0,868** 0,754	0,87* 0,75 0,82 0,80	0,496** 0,637** 0,481** 0,746*	0,879* 0,867* 0,828 0,634**	0,89* 0,85 0,80 0,84

Содержания редких элементов определялись полуколичественным спектральным анализом проб, отобранных по возможности из внешне однородных по составу пачек, метапелитов. Статистическая обработка проведена по общему плану и с применением программ, изложенных в методической статье настоящего сборника. В частности, выполнены следующие операции: а) проверена согласованность эмпирических распределений с нормальной и логнормальной моделями; б) сравнены коэффициенты асимметрий эмпирических распределений по группам пород; в) вычислены средние арифметические и эффективные дисперсии методом частных средних; г) сравнены средние и эффективные дисперсии по выборкам; д) оценены линейные коэффициенты корреляции методом частных средних; е) оценены различия корреляционных матриц по критерию χ^2 .



Вариационные кривые оценок коэффициентов асимметрии распределений концентраций элементов.

А, Б, В, Г — зоны метаморфизма (пояснения в тексте). Значимые различия между оценками асимметрии показаны сплошными линиями, незначимые — штриховыми. Асимметрия распределения концентраций элементов Для всех зон постоянна (а), возрастает к зоне Г (б) и к крайним зонам (в), Уменьшается к крайним зонам (г).

ПАРАМЕТРЫ ЭМПИРИЧЕСКИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ

На основании сравнения показателей асимметрии и эксцесса с критическими значениями (табл. 1, 2) гипотеза о согласованности эмпирических распределений с нормальной моделью может быть принята для следующих элементов (по зонам): А — барий, иттрий, галлий, цинк (?); Б — ванадий, скандий; Г — кобальт; А, Б — цирконий; А, Б, В стронций; Б, Г — никель; Б, В, Г — свинец; с логнормальной: А — свинец, барий, медь, цинк; Б — иттрий (?), скандий (?); А, В — никель (?); А, Б, В — олово; А, Б, В, Г — марганец, ванадий; Б, В — цирконий; Г — галлий; с нормальпой и логнормальной одновременно: А — барий; Б — цинк, скандий, ванадий.

В остальных случаях эмпирические распределения характеризуются резко выраженной положительной асимметрией в натуральном масштабе, положительной и отрицательной — в логарифметическом.

Эти данные показывают, что критерии сравнения параметров эмпирических распределений, основанные на нормальном законе, могут быть применены ко всем зонам для логарифмов концентраций марганца и ванадия и для неполного сопоставления некоторых других элементов. Следовательно, корректное решение нашей задачи требует использования непараметрических критериев или каких-либо других методов. Полезным для этих целей оказывается метод частных средних. Им мы далее и воспользуемся. Здесь же отметим, что, позволяя корректно сравнивать оценки средних и их дисперсий, он вместе с тем оставляет неиспользованной ту информацию, которую несут виды эмпирических распределений концентраций элементов.

Рассмотрим изменение оценок асимметрии эмпирических распределений в выделенных группах пород. Предварительно для выяснения вопро-

Таблпца З

Эле-		A		Б		В		Г
Meht	max	min	max	min	max	min	max	min
Ро	2,00	0,03	3,00	0,01	3,00	0,03	3,00	0,20
Ni	10.00	0,10	7,00	1,00	10,00	0,70	10,00	0,30
Ba	50,00	3,00	100,00	3,00	100,00	3,00	100.00	3.00
Co	2,00	0,20	20,00	0,30	2,00	0,20	50,00	0,50
Mn	300,00	10,00	200,00	20,00	250,00	20,00	150,00	20,00
Cr	30,00	0,05	30,00	1,00	30,00	1,00	20,00	1,00
Ti	1000,00	100,00	750,00	100,00	850,00	100,00	1000,00	200,00
Cu	5,00	0,10	5,00	0,10	5,00	0,10	20,00	0,20
Sr	50,00	1,00	50,00	1,00	50,00	1,00	20,00	0,30
Zr	10,00	1,00	15,00	1,00	20,00	2,00	50,00	3,00
Υ	1,00	0,01	1,00	0,10	3,00	0,30	3,00	0,01
Sc	4,00	0,30	3,00	0,30	3,00	0,03	10,00	0,30
V	30,00	3,00	20,00	2,00	30,00	2,00	30,00	5,00
Zn	10,00	0,30	10,00	0,30	20,00	0,30	15,00	0,70
Ga	3,00	0,30	3,00	0,50	7,00	1,00	4,00	1,00
Sn	3,00	0,01	2,00	0,01	5,00	0,01	20,00	0,01

Максимальные и минимальные значения содержаний малых элементов в метапелитах Тонгудакского комплекса по зонам А, Б, В, Г са о том, не зависит ли асимметрия распределения элементов от абсолютных их концентраций или, иными словами, не распределены ли наиболее асимметрично те элементы, которые встречаются особенно редко и в малых количествах, изучена нелинейная парная регрессия вида $\overline{x} = f$ (A). Найдено, что индекс корреляции (i = 0,30; $i_{0,05} = 0,22$, $i_{0,01} = 0,28$) с вероятностью 99% отличен от нуля, т. е. асимметрия распределения элемента значимо коррелируется со средним его значением по регрессионному многочлену четвертой степени вида

$$\overline{x} = 4,63-23,6 A + 43,2 A^2 - 12,1 A^3 + 0,9 A^4.$$

Однако эта связь невысока: за ее счет можно объяснить не более 10% всего разнообразия оценок среднего арифметического. Сопряженная регрессия до четвертой степени включительно, судя по значениям индексов корреляции, незначима. В связи с этим представляет интерес изучение изменений асимметрии эмпирических распределений применительно к процессу прогрессивного метаморфизма.

Рисунок иллюстрирует четыре основные тенденции в изменении оценок асимметрии. Доверительный интервал для них рассчитывался по формуле

$$A = 1,96\sqrt{6/(n+3)},$$

где n — число наблюдений.

Особенности распределения минимальных и максимальных значений по зонам см. в табл. З.

ПРОВЕРКА РАЗЛИЧИЙ СРЕДНИХ И ЭФФЕКТИВНЫХ ДИСПЕРСИЙ

В табл. 4 приведены оценки дисперсий по натуральным значениям концентраций и величины так называемых эффективных дисперсий (стандартных отклонений). Сравнение последних показывает, что в 17 случаях эффективные дисперсии больше дисперсий по натуральным значениям, в 13 они оказались равными и в 28 — соотношения обратные. При этом распределение частных средних всегда было симметричным. Таким образом, наглядно подтверждается неправомерность использования теоретического аппарата нормального распределения для оценок ошибок среднего арифметического.

Проверка различий средних и эффективных дисперсий проведена по критериям Стьюдента, сериальной модификации этого критерия (Бондаренко, 1970), критериям Фишера и Бартлетта. Оценки их эмпирических значений приведены в табл. 5. В результате сравнения в распределении элементов от зоны к зопе, т. е. с повышением степени метаморфизма намечается определенная упорядоченность:

по средним:

1 — Ті, Mn, Cr, Ni, Co, Y, Sn, Sc, V, Zr и Ga — средние не меняются (различия незначимы).

2 — Ba, Pb, Sr и Zn — средние увеличиваются,

3 — Си — средние уменьшаются;

по дисперсиям:

1 — V, Se, Sr и Ba — дисперсии не меняются,

2 — Mn, Cz, Ni, Zn и Sn — дисперсии уменьшаются,

Таблица 4

Эле-	N=2	N=25; n=13; m=400		N=3	N=34; n=17; m=400		N=81; n=41; m=400			N=37; n=19; m=400		
мент	7	S	5	_	s				S	_ 1	5	5
		$S_{\rm H}$	S _f	x	SII	S _f	x	S _{II}	\mathbf{S}_{j}	x	\mathbf{S}_{II}	\mathbf{S}_{f}
	0.400	. 100	·		- P					Ĩ.		
•	0,463	0,489	0,450	1,192	0,711	0,583	1,648	0,870	0,900	1,878	0,859	0,913
Cu	1,568	1,341	1,295	1,703	1,155	1,458	1,580	1,097	1,170	3,068	3,539	3,530
4n	67,600	60,504	62,525	57,353	32,596	35,850	63,580	40,972	38,160	55,676	24,669	23,840
Ga	1,772	0,753	0,820	1,565	0,685	0,524	1,846	0,911	0,990	2,000	0,745	0,669
fi	340,000	177,951	211,180	305,882	131,866	156,900	294,444	104,583	93,410	337,838	149,724	145,700
Cr	8,722	7,428	6,615	10,029	5,643	5,600	8,765	3,979	3,960	8,568	3,805	2,677
Vi	3,484	2,965	2,730	4,147	1,925	1,808	-4,095	1,985	1,890	4,576	2,761	2,312
3a 🛛	21,280	12,772	13,100	31,559	17,972	16,090	31,185	15,986	14,310	30,351	17,420	16,240
7	9,800	5,598	4,740	9,765	5,194	5,248	9,605	5,253	4,860	10,081	5,085	4,501
Zr	6,440	2,859	2,905	6,794	3,523	3,499	6,741	3,316	3,510	8,676	7,871	8,151
Zn	3,176	2,795	2,540	5,474	3,790	3,907	5,056	3,550	3,537	6,219	4,477	4,860
Co	0,972	0,430	0,440	1,012	0,361	0,409	0,991	0,329	0,361	1,593	2,391	2,312
r	14,760	13,482	15,415	21,559	11,416	11,080	18,000	12,636	11,790	24,911	14,788	14,120
c	1,128	0,751	(),680	1,359	0,709	0,641	1,352	0,728	0,720	1,362	0,604	0,669
	0,528	0,300	0,270	0,465	0,231	0,176	0,554	0,380	0,361	0,771	1,525	1,703
n	0,226	0,617	0,670	0,295	0,512	0,510	0,307	0,627	0,451	0,188	0,232	0,243

Оценки параметров эмпирических распределений концентраций породообразующих химических элементов и их частных средних в породах метаморфических зон А, Б, В, Г

Примечание. N — количество анализов; n — количество анализов, использованных для вычисления частной средней; m — число частных средних; \bar{x} — среднее значение концентраций; $S_{\rm H}$ — стандартное отклонение; $S_f = S_m \sqrt{N}$ — эффективное стандартное отклонение.

Оценка различий средних концентраций химических элементов и их ошибок, оцененных методом частных средних для метаморфических зон A, Б, B, Г

		Оценка	различ	ий <u>x</u>		Оценка	различи	ий Sf
Эле- мент	t- 1	критерий для пары зон	^t ∑-к] че	ритерий для тырех зон	<i>F</i> -кр	ритерий для Гары зон	χ ² -κρι	итерий для че- тырех зон
	зона	величина критерия	зона	величина критерия	30на	величина критерия	зона	величина критерия
1	2	3	4	วี	6	7	8	9
	АБ	5,084**			АБ	1,439		
	AB	8,497**	A	7,508**	AB	3,429**		
Pb	АΓ	7,913**	Б	2,023*	АΓ	3,529**		
	БВ	3,225**	В	3,219**	БВ	2,383**	ВГ	0,210
	БГ	3,804**	Г	3,850**	БГ	2,452**		
	ΒГ	1,282			ВΓ	1,029		
	АБ	0,363			АБ	1,182		
	AB	0,043	A	0,942	AB	1,314		<
Cu	АΓ	2,346*	Б	0,689	АΓ	6,929**	АБВ	2,030
	БВ	0,477	В	2,080*	БВ	1,553		
	БГ	2,160*	Г	4,184**	БГ	5,862**		
	ВГ	2,502*			ВГ	9,103**		
	АБ	0,755			АБ	2,848**		
	AB	0,314	A	0,862	AB	2,514**		
Mn	АΓ	0,938	Б	0,648	АΓ	6,441**	БВГ	2,510
	БВ	0,813	В	0,706	БВ	1,133		
	БГ	0,230	Г	0,976	БГ	2,261*		
	ΒГ	1,369			ВΓ	2,562**		
	АБ	1,180			АБ	2,065*		
	AB	0,397	A	0,272	AB	1,729*		
Ga	АΓ	1,251	Б	1,971	АΓ	1,267	АΓ	2,580
× .	БВ	1,978	В	0,476	БВ	3,570**		_,
	БГ	3,032**	Г	1,549	БГ	1,630		
	ВГ	0,990			ВГ	2,190*		

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	АБ	0,780			АБ	1,286		,
	AB	1,229	A	1,132	AB	3,629**		
Ti	АΓ	0,052	Б	0,305	АΓ	1,492	БГ	1,226
	БВ	0,397	В	1,636	БВ	2,821**		
	БГ	0,890	Г	1,326	БГ	1,160		
	ВГ	1,662			ВГ	2,433**		
	АБ	0,771			АБ	1,759		
	AB	0,078	A	0,271	AB	3,519**		
Cr	АГ	0,099	Б	1,466	АГ	7,699**	_	_
	БВ	1,374	В	0,503	БВ	2,000		
	БГ	1,383	Г	0,595	БГ	4,376**		
-	ВГ	0,317			ВГ	2,188**		
	АБ	0,991			АБ	2,691**		
	AB	0,971	A	1,599	AB	2,463**		
Ni	АΓ	1,626	Б	0,083	АΓ	1,646	БВГ	1,388
	БВ	0,136	В	0,137	БВ	1,093		*
	БГ	0,866	Г	1,456	БГ	1,635		
	ВГ	1,194			ВГ	1,496		
	АБ	2,639*			АБ	1,587		
	AB	3,099**	A	3,11 1**	AB	1,255		
Ba	АΓ	2,344	Б	0,814	АΓ	1,618	АБВГ	3,104
	БВ	0,123	В	1,231	БВ	1,264		
	БГ	0,315	Г	0,305	БГ	1,019		
	ВГ	0,281			ΒΓ	1,288		
	АБ	0,025			АБ	1,138	1	1
	AB	0,169	A	0,040	AB	1,327		
V	АГ	0,218	Б	0,003	ΑΓ	1,547	АБВГ	1,512
	БВ	0,157	В	0,386	БВ	1,166		
	БГ	0,273	Г	0,435	БГ	1,360		
	ВГ	0,505			ВΓ	1,166		

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	АБ	0,414			АБ	1,498		
	AB	0,390	A	0,754	AB	1,507		
Zr	ΑΓ	1,535	Б	0,430	АГ	8,128**	АБВ	0,929
	БВ	0.074	В	0.046	FR	1.006		- -
	BP	4.000	р Г	0,940		E / 97**		
		1,282	1	2,248	ы	5,427**		
-	BL	1,387			ВГ	5,393**		
	АБ	2,505*	10.00		АБ	1,954*		
	AB	2,556*	A	2,859	AB	1,420		
	ΑΓ	3,403**	Б	0,626	АΓ	3,107**	АБВ	0,641
Zn	БВ	0,583	В	0,194	БВ	1,377		
	БГ	1,773	Г	2,0:44	БГ	1,313		
	ВГ	3,265**	-		ВΓ	1,602*		
	АБ	0,363			АБ	1,105	1	
	AB	0,220	Α	0,693	AB	1,419		
Co	ΑΓ	1,592	Б	0,601	АΓ	28,909**	АБВ	2,294
	БВ	0,274	В	1,369	БВ	1,284		
	БГ	1,490	Г	2,911*	БГ	31,954**		
	ВГ	1,580			ВГ	41,115**		
	АБ	2,124*			АБ	1,481		
	AB	1,161	Α	3,850**	AB	1,308	1.1	
Sr	АΓ	2,671**	Б	0,123	АΓ	1,097		
	БВ	1,503	В	4,781**	БВ	1,132	АБВГ	2,172
	БГ	1,090	Г	2,143*	БГ	1,624		
	ВГ	2,787**			ВΓ	1,434		
Sc	АБ АВ АГ БВ БГ ВГ	$\begin{array}{c} 1,272\\ 1,347\\ 1,353\\ 0,049\\ 0,019\\ 0,072 \end{array}$	А Б В Г	1,501 0,323 0,486 0,367	АБ АВ АГ БВ БГ ВГ	1,373 1,088 1,260 1,262 1,089 1,158	АБВГ	1,693
Y	АБ АВ АГ БВ БГ ВГ	0,938 0,327 0,868 1,773 1,093 1,775	А Б В Г	0,408 1,094 0,450 1,952	АБ АВ АГ БВ БГ ВГ	2,906** 1,448 32,225** 4,207** 93,62** 20,139**	AB	3,236

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	АБ	0,534			АБ	1,454		
	AB	0,716	А	0,413	AB	1,031		
Sn	АΓ	0,271	Б	0,316	АΓ	7,056**	АБВ	2,434
	БВ	0,190	В	0,877	БВ	1,500		
	БГ	1,859	Г	1,003	БГ	4,852**		
	вг	1,150			ВГ	7,278**		

* Оценки, превышающие уровень значимости 0,05.

** Оценки, превышающие уровень значимости 0,01.

3 — Pb, Co, Y, Zr и Cu — дисперсии увеличиваются,

4 — Ті и Ga — дисперсии увеличиваются к среднетемпературным зонам.

МАТРИЦЫ ЛИНЕЙНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ

Целью изучения корреляционных матриц являлось выяснение их устойчивости в разных зонах. Приведенные в табл. 6—9 коэффициенты корреляции между натуральными значениями концентраций и частными средними сравнивались по *х*-квадрат (табл. 10).

Установлено, что корреляционные матрицы всех зон отличаются значимо.

Таким образом, для большинства редких элементов метаморфитов Тонгулакского комплекса выявляется изохимический характер их поведения в условиях прогрессивного метаморфизма. Некоторый привнос вынос можно предположить только для Pb, Ba, Zn и Cu.

Отсутствие значимых различий концентраций компонентов от зоны к зоне не указывает, однако, на их полную инертность. С повышением степени метаморфизма происходит перераспределение вещества, которое выражается в его гомогенизации (показатели асимметрии и дисперсии уменьшаются) либо, напротив, в дифференциации (те же параметры увеличиваются). Эта тенденция проявляется у олова, галлия, хрома, иттрия, стронция, циркония, меди (первые три «гомогенизируются», остальные «дифференцируются») и других компонентов (табл. 11).

Перераспределение вещества с переходом от зоны A к зоне Г находит отражение и в коэффициентах корреляции между одними и теми же элементами; их значения также меняются.

Оценки парных коэффициентов корреляцип между концентра

Эле- мент	Pb	Cu	Mn	Ca	Ti	Cr	Ni	Ba	
Эле- мент Pb Cu Mn Ca Ti Cr Ni Ba V Zr Zn Co Sr Sc	Pb -0,06 0,03 0,20 -0,26 -0,10 -0,20 0,24 -0,11 -0,02 -0,14 -0,13 -0,06 0,20	Cu -0,17 0,51** 0,14 0,49* 0,59** 0,76** -0,19 0,01 0,19 0,44* 0,29 0,05 0,47*	Mn -0,24 0,54* 0,26 0,24 0,43* 0,63** -0,08 0,20 -0,04 0,01 0,29 -0,09 0,02	Ca 0,13 0,25 0,42* 0,11 0,06 0,35 0,44* 0,12 -0,25 0,18 0,17 -0,05	Ti -0,47* 0,46* 0,41* 0,29 0,43* 0,34 -0,41* 0,37 0,20 0,36 0,32 0,43	$\begin{array}{c} \text{Cr} \\ \hline -0,35 \\ 0,57^{**} \\ 0,45^{*} \\ 0,08 \\ 0,47 \\ \hline \\ 0,70^{**} \\ \hline \\ -0,33 \\ 0,20 \\ 0,26 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,16 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,04 \\ 0,0$	Ni 0,26 0,73** 0,69** 0,39 0,33 0,66** 0,03 0,21 0,10 0,26 0,35 0,08	$\begin{array}{c} \text{Ba} \\ 0,42* \\ -0,09 \\ -0,15 \\ 0,33 \\ -0,34 \\ -0,25 \\ -0,05 \\ -0,05 \\ -0,03 \\ 0,04 \\ 0,14 \\ -0,13 \\ 0,04 \end{array}$	
Y Sn	-0,05 -0,13	0,47* 0,30 0,49*	-0,06 0,09 0,11	0,16 0,02 0,02	0,13 0,03 0,02	0,18 0,30 0,09	0,47* 0,19 0,43*	0,04 0,08 0,19	

Примечание. Здесь и в табл. 7— 9 в верхних частях — коэффициенты корреляции

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями

Эле- мент	Pb	Cu	Mn	Ca	Ti	Cr	Ni	Ва	
РЬ		0,13	0,04	0,25	0,01	-0,33	-0,14	-0,15	
Cu Mn	0,30 0,15	0,35*	0,55	-0,07	-0,08 0,27	-0,17 0,05	0,24 -0,31	-0,05 -0,20	
Ca T i Cr	0,46** 0,13 0,00	0,09 0,23 —0,08	-0,18 -0,02 -0,11	0,31 —0,04	0,11	0,56**	0,13 0,49**	-0,11 $-0,55^{**}$ $-0,56^{**}$	
Ni Ba V	0,17 0,22 0,21	0,02 0,08 0,20	0,12 0,03 0,09	0,13 0,02 0,24	0,15 —0,29 0,34*	0,52** 0,24 0,55**	-0,14 0,46**	-0,22	
Zr Zn	-0,26 0,36*	-0,33* 0,36*	-0,46** 0,33*	-0,01 0,32 0.27	0,23 0,21 0,28	0,14 0,04 0.13	0,05 0,20 0.51**	0,02 0,29 0,39*	
Co Sr Sc	$ \begin{array}{c c} 0,20 \\ -0,05 \\ -0,22 \end{array} $	0,35 ⁺ 0,25 —0,08	0,02 0,03	-0,12 -0,14	0,10 0,24	-0,10 0,08	-0,24 0,51**	0.08 -0,21	
Y Sn	0,21 -0,17	-0,06 -0,10	-0,18 0,44**	-0,18 -0,27	-0,14 -0,22	0,25 0,17	0,29 0,08	0,10	

циями химических элементов и их частными средними для зоны А

_								
	v	Zr	Zn	Co	Sr	Sc	Y	Sn
	-0,22	-0,14	0,06	-0,29	-0,12	—0,18	-0,19	-0,39
	0,01	0,17	0,26	0,30	0,49*	0,44*	0,02	0,56**
	0,40	-0,05	0,52**	0,78**	0,75**	0,42*	-0,24	0,63**
	0,05	-0,23	0,28	0,35	0,57**	0,16	-0,04	0,38
	0,23	0,30	0,42*	0,48*	0,55**	0,73**	0,08	0,79**
	0,17	0,37	0,38	0,43*	0,35	0,53**	-0,03	0,58**
	0,16	0,07	0,44*	0,61**	0,51**	0,51**	-0,17	0,57**
	-0,07	0,11	0,13	-0,15	0,05	-0,12	0,30	-0,26
	-	0,03	0,49*	0,67**	0,22	0,24	-0,19	0,22
			0,42*	0,06	-0,04	0,41*	0,23	0,09
1	-0,12			0,64**	0,56**	0,69**	0,01	0,44*
	-0,03	0,17			0,68**	0,54**	-0,17	0,48*
1	0,08	0,26	0,58**			0,39	0,00	0,53**
1	0,19	0,17	0,33	0,50*		_	0,21	0,73**
I	0,01	0,16	0,73**	0,47*	0,24		_	0,08
	0,28	0,11	0,01	-0,12	0,04	0,26		
	-0,18	0,10	0,51**	0,43*	0,36	0,74**	-0,24	
-	and the second se							

частных средних, в нижних-в натуральном масштабе.

Таблица 7

химических элементов и их частными средними для зоны Б

v	Zr	Zn	Co	Sr	Sc	Y	Sn
0,01 0,33 0,04 0,20 0,78** 0,76** 0,51**	-0,27 -0,26 -0,64** 0,03 0,54** 0,51** 0,00 -0,49**	0,07 0,50** 0,40* 0,20 0,23 0,33 0,42* 0,59**		$ \begin{array}{c} -0,25 \\ 0,20 \\ 0,05 \\ 0,02 \\ -0,06 \\ -0,14 \\ -0,42* \\ -0.54** \end{array} $	0,04 -0,01 0,27 -0,35* 0,08 -0,03 0,55** -0,54**	$0,21 \\ 0,03 \\ -0,36* \\ -0,39* \\ -0,14 \\ -0,42* \\ -0,32 \\ 0,00$	$\begin{array}{c} -0,50^{**} \\ -0,11 \\ 0,22 \\ 0,09 \\ -0,24 \\ -0,16 \\ -0,27 \\ 0,05 \end{array}$
0,17 0,13 0,19 -0,03 0,12 -0,24 0,00	0,31 $-0,21$ $-0,16$ $0,20$ $0,05$ $0,18$ $-0,18$	$0,54^{**}$ $-0,42^{*}$ $0,44^{**}$ $-0,18$ $-0,21$ $0,02$ $-0,06$	0,23 0,38* 0,52** 0,05 0,33* 0,18 0,09	$-0,42* \\ 0,23 \\ -0,49** \\ -0,03 \\ 0,04 \\ 0,06 \\ -0,11 \\ 0,11 \\ 0,06 \\ 0,11 \\ 0,06 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ $	0,01 0,08 0,05 -0,06 $0,49^{**}$ 0,00 -0,14 -0,10	$-0,33 \\ 0,08 \\ -0,30 \\ -0,33 \\ 0,10 \\ 0,21 \\ -0,22$	$-0,17 \\ -0,27 \\ -0,17 \\ 0,04 \\ 0,08 \\ -0,31 \\ -0,34^*$

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрация

Эле- мент	Pb	Cu	Mn	Са	Ti	Cr	Ni	Ва
Pb	/	0,37**	0,18	-0,04	-0,19	0,17	0,24*	-0,10
Cu	0,36**		-0,07	-0,08	-0,18	0,25*	0,22*	-0,40**
Mn	0,09	0.04		-0,14	0,19	0,08	0,39**	0,05
Ca	-0,17	-0.04	0.05		-0,09	0,26*	0,03	0,02
Ti	-0,25*	-0.10	0.37**	0.02		0,03	0,10	0,37**
Cr	-0,01	0.16	-0.03	0.04	0.07		0,37**	-0,01
Ni	0.20	0.36**	0.36**	0.10	0.05	0.33**		0,07
Ba	0,05	-0,13	0,12	-0,01	-0,01	0,02	0.11	
V	0,25*	0,11	0,19	0.09	0,17	0,29**	0,50**	0.05
\mathbf{Zr}	-0,19	-0.16	0,02	-0,15	0,22*	0,04	-0,01	0.24*
Zn	0,46**	0,24*	0,39**	0,36**	-0,01	0,20	0,57**	0.15
Co	0,32**	0,20	0,26**	0,12	0,17	0,26*	0,32**	0.05
\mathbf{Sr}	0,04	0,05	0,04	-0,24*	- 0,15	-0,02	-0,12	0.02
Sc	-0,15	0,02	0,03	-0,12	0,31**	0,14	0,18	-0,05
Y	-0,12	-0,33**	0,12	0,00	0,09	-0,05	-0,20	0,18
Sn	0,10	0,04	0,10	0,12	-0,12	0,08	0,06	0,09

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями

Эле- мент	Pb	Cu	Mn	Ca	Ti	Cr	Ni	Ba
Pb	/	0,20	0,28	0,17	-0,13	0,02	0,26	0,20
Cu	0,24	-	0,23	0,18	0,03	0,22	-0,20	0,01
Mn	0,23	0,08		0,45**	0,14	0,54**	-0,03	-0,10
Ca	0,36*	0,16	0,26		0,25	0,29	0,21	-0,01
Ti	-0,05	-0,04	0.15	0.20	-	0,14	0,26	-0,61**
Cr	0,00	0,04	0,28	0.14	-0.01		0,08	-0,07
Ni	0,23	-0,04	0,09	0.42**	0.21	0.38*		0,02
Ba	0,19	0,09	-0,21	0,16	-0,44**	-0.09	0.24	
v	0,15	0,02	0,43**	0,45**	-0,04	0.28	0.35*	-0.04
Zr	0,29	-0,08	0,18	0,18	-0,10	-0,15	-0.12	0.05
Zn	0,56**	0,25	0,40*	0,42**	0,17	0,22	0.39*	0.12
Co`	-0,32*	-0,13	-0,09	0,17	-0,03	0,47**	-0.06	0.02
Sr		-0,09	0,18	0,02	0,00	-0,01	-0.14	-0.15
Sc	-0,06	-0,21	0,07	0,10	0,48**	-0,24	-0,04	-0,25
Y	0,19	-0,05	0,07	0,00	-0,12	-0,13	-0,20	-0,09
Sn	0,32*	0,13	0,12	0,17	-0,02	-0,04	-0,13	0,00

мп химических элементов и их частными средними для зоны В

_	v	Zr	Zn	Co	Sr	Sc	Y	Sn
	0,31**	0,28*	0,51**	0,37**	-0,10	-0.06		0.07
	-0,03	0,32**	0,26*	0,12	-0.10	-0.07	-049**	0.96*
	0,32**	0,05	0,40**	0,19	0.09	0.10	0.06	0,20*
	-0,04	-0,17	0,29**	0,01	-0.25*	-0.27*	-0.07	0,00
	0,28*	0,43**	0,07	-0,01	-0,01	0.32**	0.25*	-0.04
	0,17	-0,15	0,40**	0,36**	-0,01	-0.02	-0.12	0.13
	0,43**	0,04	0.62**	0,28*	-0,09	0.34**	-0.25*	0,15
	0,06	0,45**	0,07	0,12	-0.08	0.23*	0.29*	0_03
1		0,05	0,40**	0,23*	-0,20	0,33**	-0.07	0.08
	0.11		-0,07	-0.06	0,20	0.39**	0.36**	-0.08
	0,34**	-0,03		0,21	-0,21	0.02	-0.30**	0.28*
	0,30**	-0.13	0.16		0,11	0,22*	-0.23	0.06
	0,23*	0,20 -	-0.04	-0.07		0,26*	0.29**	-0.10
	0,13	0,21* -	-0.02	0.20	0.14		0,04	-0.06
1	0,03	0,09 -	-0.06	-0.15	0.09	-0.02		0,12
	0,06	-0,09	0,23*	0,07	0,00	-0,12	0,03	

Таблица 9

химических элементов и их частными средними для зоны Г

v	Zr	Zn	Co	Sr	Sc	Y	Sn
-0,06	0,18	0,50**	0,43**	-0,23	-0,25	0,15	0,32*
-0,14	0,19	0,37*	-0,12	-0,35*	0,25	-0,09	0.29
0,37*	0,28	0,39*	0,13	-0,10	0,05	0,21	0.38*
0,59**	-0,02	0,49**	0,37*	-0,26	-0,05	-0,19	-0.03
0,00	-0,14	0,23	0,10	0,03	0,50**	-0.05	0.12
0,36*	-0,19	0,33*	0,40*	-0,14	-0.12	0.12	0.11
0,20	-0,21	0,43**	-0,30	-0,12	-0,17	-0,29	-0.37*
0,01	0,04	0,07	-0,14	-0,12	-0.41*	-0.14	-0.10
	-0,07	0,19	0,32*	0,13	-0.14	-0,26	-0.39*
-0,01		-0,26	-0,02	0,26	0,48**	0,87**	0.38*
0,26	-0,05		0,10	-0,65**	-0,36*	0,21	0.17
-0,03	-0,08	-0,01		0,11	0,17	0,00	0.03
0,18	0,10	-0,25	0.04		0,33*	0,17	-0.17
-0,10	0,51	-0,25	-0.13	0.23		0,50**	0.26
-0,13	0,89**	-0,04	-0,02	0.05	0 /6**		0,62**
0,16	0,51**	0,24	0,03	0,13	0,4044	0,63**	-

Таблица 10

Оценки различий корреляционных матриц частных средних концентраций элементов в породах метаморфических зон A, E, B, Γ по критерию χ^2

Значения х ²	АБ	AB	АГ	БВ	БГ	вг
Вычисленные	358,443	388,426	380,699	399,637	348,539	300,700
Табличные	$\chi^2_{0,05} =$	= 146,800;	χ	$^{2}_{0,01} = 157$,800	

Таблица 11

Соотношение оценок коэффициентов асимметрии эффективных дисперсий и средних значений по группам пород

Асимметрия распреде- лений концентраций элементов по зонам	Эффективные дисперсии	Средние значения
$A = B = B = \Gamma$	Титан А=Б>В<Г=Б	А_Б=В=Г
$A = B = B = \Gamma$	А>Б=В=Г	$A=B=B=\Gamma$
$A = B = B = \Gamma$	Барий А=Б=В=Г	А<Б; Б=В=Г
$A=B=B=\Gamma$	$A > B > B > \Gamma$	А=Б=В=Г
$A = B = B = \Gamma$	Никель А>Б=В=Г	А=Б=В=Г
$A = B = B = \Gamma$	А=Б<В=Г	А < Б < В = Г
$A = B = B = \Gamma$	Кобальт А=Б=В<Г	А=Б=В=Г
А=Б<В<Г	Иттрий А=Б<В<Г Цирионий	А=Б=В=Г
А=Б=В<Г	А=Б=В<Г	А=Б=В=Г
А=Б=В<Г	медь А=Б=В<Г	А=Б=В>Г
А=Б=В<Г	А=Б=В=Г	$A=B=B=\Gamma$
А>Б=В>Г	Скандий А=Б=В=Г	А=Б=В=Г
А>Б<В=Г	$A = B = B > \Gamma$	А<Б=В<Г
$A > B = B = \Gamma$	Ванадий А=Б=В=Г	$A=B=B=\Gamma$
А<Б<В>Г	Олово А=Б=В>Г	А=Б=В=Г
А=Б<В>Г	А>Б<В=Г	А=Б=В=Г, Б<Г

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970. 246 с.

Лепезин Г. Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов па примере Тонгулакского комплекса (Горный Алтай). М., «Наука», 1972. 152 с.

Лепезин Г. Г. Метаморфические фации и серии фаций Алтая. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 264—279.

ГЕОХИМИЯ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАПЕЛИТОВ В СВЕТЕ НОВЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДИК

Основная проблема в изучении влияния прогрессивного регионального метаморфизма на валовой состав толщ состоит не просто в оценке интенсивностей метасоматических явлений на разных ступенях метаморфизма, а в выявлении масштабов изменения общего состава целых толщ и формаций. При этом речь идет не о перераспределении вещества в их пределах в процессе метаморфизма, а о собственно «региональном метасоматозе» вследствие привноса компонентов из мантии и пр.

Решение этой проблемы в любом случае возможно только с использованием статистических оценок. Для этого, как указывалось нами ранее (Кепежинскас, 1973), имеются два пути:

1. «Статистика статистик» по данным конкретных регионов;

2. Статистическое изучение мировых петрохимических материалов по определенным классам пород.

Использование первого пути пока невозможно из-за отсутствия надлежащего материала. Обзор соответствующих данных по отдельным регионам и собственные исследования (Кепежинскас, 1977) позволяют отметить, что материалы по одним районам не противоречат гипотезе изохимического характера метаморфизма, по другим же вопрос остается неопределенным в отношении некоторых окислов. Отсюда вытекает необходимость продолжения соответствующих исследований по отдельным регионам с целью накопления материала для решения указанной проблемы с помощью вышеупомянутого способа.

В предыдущих работах (Кепежинскас, 1973, 1977) приведен один из частных примеров решения проблемы и степени влияния регионального метаморфизма на валовой состав среднетемпературных метапелитов на основе статистической обработки мировых петрохимических материалов.

Поскольку распределения целого ряда окислов в выборках лишь приближались к нормальному закону или отклонялись от него с вероятностью > 99% (табл. 1), достоверность выводов в отношении этих окислов может быть поставлена под сомнение по чисто методическим причинам. Возникла необходимость проверить достоверность некоторых выводов в связи с появлением новых статистических методик, изложенных в статьях данного сборника (в первую очередь тех, которые позволяют сравнивать средние значения независимо от закона распределения). Это и составляет цель данной статьи.

Исходным материалом являются собственные данные, а также анализы пород, отобранные из литературных источников. Из обработки исключены следующие анализы:

1) сумма в которых больше 100,5 или меньше 99,5;

2) не определялся один из восьми окислов (SiO₂, Al₂O₃, Σ Fe (или Fe₂O₃, FeO), MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O (или п. п. п.);

3) после пересчета на «сухое» вещество SiO_2 было больше 67 или меньше 57 вес.%, а CaO > 3%;

Таблица 1

			N=83	; $n=42; m=$	=400					N=97	; $n=49; m=$	=400		
Окисел	.	£	6	A	L I	E^{α}		-		S		1	E	α
	x	s _N	s_{f}	A N	A _m	E_N^{α}	$E_m^{+\alpha}$	x	s _N	S_{f}	A _N	A _m	$ E_N^{\alpha} $	E_m^{α}
SiO ₂	63,39	2,43	2,51	0,71*	0,09	0,79	0,80	62,62	2,64	3,02	-0,32	0,03	0,83	0,81
Al_2O_3	19,15	1,85	1,52	0,10	0,52	0,81	0,79	18,89	2,02	2,11	0,58*	0,08	0,78	0,80
Fe в впде														
Fe ₂ O ₃	7,59	1,92	1,70	1,09*	0,02	0,77	0,80	7,83	2,01	1,89	-0,24	-0,05	0,77	0,80
MgO	2,79	1,09	1,04	0,47	0,16	0,80	0,80	3,18	1,25	1,34	0,82*	0,02	0,79	0,82
CaO	0,75	0,61	0,60	1,46*	-0,21	0,77	0,81	1,08	0,84	0,92	0,76*	-0,08	0,81	0,81
Na ₂ O	1,69	1,11	0,95	0,99*	0,03	0,76	0,80	1,99	1,11	1,00	0,53	0,14	0,80	0,79
K ₂ O	3,89	1,09	0,84	0,66*	-0,03	0,78	0,79	3,78	1,34	1,41	0,57*	0,14	0,78	0,81
	N=136; n=68; m=400 $N=$					N = 69;	9; $n=35; m=400$							
Окисел		£	5	A	,	E	x			S	A			a
	x	s _N	$\mathbf{s}_{_f}$	A _N	A _m	E_N^{α}	E_m^{α}	x	S _N	s _j	A _N	A m	E_N^{α}	$ E_m^{\alpha}$
Si0,	62.27	2,47	2,36	-0.13	-0,03	0,85*	0,81	62,57	2,40	2,48	-0,70*	-0,14	0,80	0,82
Al_2O_3	18,84	2,34	2,37	0,30	-0,01	0,78	0,80	18,56	2,41	2,17	0,60	0,07	0,79	0,79
Fe в виде														
Fe ₂ O ₃	8,46	1,76	1,69	0,40	-0,07	0,77	0,82	8,46	1,30	2,20	0,63	-0,07	0,78	0,80
MgO	2,94	1,06	0,99	0,19	-0,25	0,79	0,79	3,10	1,02	0,95	0,75*	-0,00	0,81	0,81
CaO	1,49	0,74	0,80	0,21	0,16	0,83	0,79	1,39	0,71	0,66	0,15	-0,20	0,83	0,83
Na ₂ O	1,93	0,86	0,87	0,07	-0,02	0,81	0,79	1,94	0,77	-0,82	-0,30	-0,11	0,82	0,83
K ₂ O	3,48	1,09	0,94	0,66*	-0,11	0,78	0,81	3,46	0,90	0,83	0,42	-0,00	0,76	0,78

Оценки параметров эмпирических распределений концентраций породообразующих окислов и их частных средних в породах четырех метаморфических зон 1—4

Оценки различий средних концентраций породообразующих окислов и эффективных дисперсий, найденные методом частных средних для метаморфических зон А, Б, В, Г

	1	Оценка	различиј	ŭ x	1	Оценка	различий S	f
Окисел	-кр п	итерийдля ары зон	t-K	ритерийдля аетырех зон	<i>F</i> -кр I	итерийдля 1ары зон	<i>F</i> -крит четыр	ерийдля 9ех зон
	№ 30ны	величина критерия	№ зоны	величина критерия	№ 30ны	величина критерия	№ зоны	величина критерия
SiO ₂	$\begin{vmatrix} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{vmatrix}$	1,84 3,41** 2,02* 0,97 0,11 0,87	1 2 3 4	2,98** 0,15 2,18* 0,30	$ \begin{vmatrix} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{vmatrix} $	1,45* 1,23 1,02 1,79** 1,48* 1,20	1-3-4	0,35
Al ₂ O ₃	$ \begin{array}{c c} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{array} $	0,96 1,18 1,90 0,17 0,98 0,82	1 2 3 4	1,37 0,11 0,20 1,35	$ \begin{array}{ c c c c } 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{array} $	1,93** 2,43** 2,04** 1,26 1,06 1,19	2-3-4	0,06
Σ Fe в виде Fe ₂ O ₃	$ \begin{array}{r} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	0,89 3,77** 2,69** 2,72** 1,98* 0,00	1 2 3 4	2,98** 1,77 2,77** 1,74	$ \begin{array}{c c} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{array} $	1,24 1,09 1,68** 1,35* 1,36* 1,82*	1-2-3	1,38
MgO	$ \begin{array}{r} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{array} $	2,20* 1,07 1,90 1,50 0,45 1,11	1 2 3 4	1,95* 1,92 0,75 0,87	$ \begin{array}{c c} 1-2 \\ 1-3 \\ 1-4 \\ 2-3 \\ 2-4 \\ 3-4 \end{array} $	1,66** 1,10 1,20 1,83** 1,99** 1,09	1-3-4	0,66
CaO	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	2,89** 7,78** 6,26** 3,62** 2,53* 0,90	1 2 3 4	6,44** 1,92 5,48** 2,16*	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	2,35** 1,78** 1,21 1,32* 1,94** 1,47*	_	_
Na ₂ O	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	2,05* 1,91 1,72 0,49 0,34 0,08	1 2 3 4	2,32* 1,18 0,55 0,45	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	1,11 1,19 1,34 1,32 1,49* 1,13	$\frac{1-2}{3-4}$	3,80
К 2 О	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	0,65 3,26** 3,15** 1,83 1,83 0,15	1 2 3 4	2,48* 1,53 2,24* 1,59	$ \begin{array}{c} 1-2\\ 1-3\\ 1-4\\ 2-3\\ 2-4\\ 3-4 \end{array} $	2,82** 1,25 1,02 2,25** 2,89** 1,28	1-3-4	2,34

Оценки параметров эмпирических распределений концентраций породообразующих дисперсий для

		12				1		
Окисел	1'	1"	S	N	S			
		-	1′	1″	1'	1″	1'	-
SiO ₂	62,41	62,22	2,19	2,139	12,35	1,857	-0,470	
Al_2O_3	18,41	18,72	1,87	1,764	4,02	1,640	-0,060	
Fe в виде Fe ₂ O ₃	9,27	6,22	2,34	2,251	1,62	1,085	0,440	
MgO	3,10	2,50	1,23	1,186	0,880	0,736	-0,19	
CaO	0,92	0,49	0,76	0,76	0,36	0,497*	-0,863*	
Na ₂ O	2,16	1,48	1,54	1,529	1,02	0,974	0,53	
K ₂ O	3,55	4,09	1,06	1,088	1,42	1,159	0,69	

4) в которых соотношения между содержаниям
и $\rm H_2O^+, \, \rm H_2O^-$ и п. п. п. не ясны;

5) не ясна фациальная принадлежность пород;

6) глин и других пород (среди дозеленосланцевых), не прошедших стадии метагенезиса.

Кроме того, в обработку включены лишь анализы пород прогрессивного регионального метаморфизма, причем лишь из области устойчивости кварца с мусковитом.

По степени метаморфизма (в порядке повышения T) выделены следующие четыре группы (выборки) пород: 1 — дозеленосланцевые породы (глинистые и аспидные сланцы), 2 — метапелиты фации зеленых сланцев, 3 — метапелиты гранатовой и ставролитовой зон эпидот-амфиболитовой фации и 4 — метапелиты силлиманит-мусковитовой зоны эпидотамфиболитовой фации. Таким образом, выборки 1—4 (см. табл. 1) полностью соответствуют I—IV (как по объему, так и по степени метаморфизма) в наших ранних работах.

В табл. 2 приведены результаты сравнения частных средних значений окислов и их условных дисперсий попарно для каждой из четырех групп.

Результаты сравнения частных средних в этом исследовании полностью совпали с полученными ранее (Кепежинскас, 1973; табл. 4), за исключением данных по Na₂O для выборок 1 и 2. Значение вычисленного t-критерия в предыдущих работах было равно 1,83, с применением новой методики стало 2,05, что связано с уменьшением используемой в формуле дисперсии через эффективную ее оценку. Получены различия частных средних по SiO₂ и CaO для некоторых групп. В предыдущей работе сравнение средних содержаний SiO₂ и CaO не производилось вообще, поскольку они использовались в качестве окислов, ограничивающих рассматриваемый класс пород, и вследствие этого их распределение резко отличалось от нормального закона.

Однако, как и раньше, полученные различия мы не связываем с региональным метасоматозом. Более подробное рассмотрение отдельных выборок показало, что они по вполне объективным причинам не совсем эквивалентны в отношении геологического возраста. Среди более высокометаморфизованных (группы 3—4) преобладают древние (pCm) породы, в то время как в дозеленосланцевых (группа 1) значительную роль играют и более молодые образования. Поэтому выборка 1 была расчленена на основе геологического возраста толщ: 1' — докембрийские и 1"— палеозойские породы. Сравнение частных средних породообразующих окислов в этих подгруппах показало их различие для Σ FeO,

Таблица З

		A			1	Eα			
	A _N A _m		E_N^{α}		1	\mathbb{E}_m^{α}	F	t	
_	1″	1'	1″	1'	1″	1'	1″	1	1.1
	$\begin{array}{c} -0,053\\ -0,131\\ 0,340\\ 0,009\\ -0,003\\ 0,115\\ 0,067\end{array}$	$\begin{array}{r} -4,550 \\ -3,5^{**} \\ -1,62^{**} \\ -0,14 \\ 1,19^{*} \\ 0,45 \\ -0,49 \end{array}$	$\begin{array}{c} -0,012\\ -0,053\\ -0,042\\ -0,049\\ 0,057\\ 0,096\\ -0,091 \end{array}$	0,77 0,84 0,72* 0,730 0,77 0,79 0,7**	0,803 0,800 0,799 0,817 0,802 0,807 0,807	0,380 0,51** 0,6** 0,730 0,75 0,80 0,78	0,816 0,806 0,802 0,829 0,828 0,815 0,803	1,327 1,157 4,304** 2,597** 2,338* 2,464* 1,135	0,336 0,642 5,844** 2,079* 2,412* 1,913 1,680

окислов, их частных средних, различий средних концентраций, эффективных зон 1' и 1''

MgO, CaO (табл. 3), поэтому дальнейшее сравнение проведено длягрупп 1', 2, 3 и 4 (табл. 4).

При помощи *t*-критерия установлено, что значимых отличий (при 95%-ном уровне) частных средних SiO_2 , Al_2O_3 , MgO, Na_2O и K_2O для выборок 1', 2, 3 и 4 нет (см. табл. 1—4), что полностью подтверждает полученные ранее выводы.

Имеются различия частных средних лишь для Σ FeO между группами 1'-2 и 1'-3 и для CaO между выборками 1'-3 и 1'-4.

С нашей точки зрения, фактический материал достаточно убедительно объясняет эти отличия эволюцией изменения состава осадков во времени, а также «гомогенизацией» компонентов в пределах определенного объема пород без существенного привноса — выноса вещества.

Все смещения средних содержаний от зоны 1 к зоне 2 имеют тот же знак, что и смещения от зоны 1 (целиком) к зоне 1', представляющей выборку только древних (pCm) пород из зоны 1. При этом характерно, что смещения средних от 1' к 2 имеют обратный знак, т. е. очевидно, что все может быть объяснено корреляцией состава осадков с их возрастом, поскольку зеленосланцевая зона (2) представлена более древними породами, чем зона 1, но также включает и послекембрийские образования.

В результате таких же процессов «гомогенизации», которые были разобраны на примере поведения Na₂O (Кепежинскас, 1973), бедные CaO метапелиты заведомо должны обогащаться этим компонентом за счет соседствующих неметапелитовых пород тех же толщ. Этот процесс идет тем интенсивнее, чем выше температура, что хорошо отражается данными табл. 1—4.

Были рассчитаны парные коэффициенты корреляции между значениями концентраций окислов (левые нижние половины корреляционных табл. 5—8), а также между частными средними окислов (правые верхние половины). Изучению подверглись лишь корреляционные матрицы частных средних, как величин, распределенных по нормальному закону и, следовательно, позволяющих пользоваться критериями, различия коэффициентов корреляции и корреляционных матриц.

С помощью критерия χ^2 проверим гипотезу о том, что различия между корреляционными матрицами метапелитов четырех метаморфических зон являются случайными. Как видно из табл. 9, эмпирическое значение χ^2 , рассчитанное из предположения о равенстве четырех корреляционных матриц, значительно превышает теоретические значения χ^2 . Гипотеза не подтверждается. Попарное сравнение корреляционных матриц во всех случаях (см. табл. 9) обнаруживает их несхожесть. Таким образом, с вы-

Таблица 4

Оценки различий средних концентраций породообразующих окислов и эффективных дисперсий, найденные методом частных средних для зон 1', 2, 3 и 4

		Оценки раз	зличий	x		Оценки	различий S	j
Окисел	t-кри	итерийдля ары зон	t-кр че	итерийдля тырехзон		ритерийдля ары зон	F-крите четыр	рийдля рехзон
	№ зоны	величина критерия	№ зоны	величина критерия	№ 30ны	величина критерия	№ 30ны	величина критерия
SiO ₂	1'-2 1'-3 1'-4	0,309 0,261 0,271	1' 2 3 4	0,072 0,791 1,068 0,445	$\begin{vmatrix} 1'-2 \\ 1'-3 \\ 1'-4 \end{vmatrix}$	1,993* 1,217 1,344	1'-3-4	0,572
Al ₂ O ₃	1'-2 1'-3 1'-4	0,991 0,814 0,294	1' 2 3 4	0,780 0,660 0,510 0,871	$\begin{vmatrix} 1'-2 \\ 1'-3 \\ 1'-4 \end{vmatrix}$	1,431 1,805 1,513	1'-2-34	2,041
Σ Fe в вяде Fe ₂ O ₃	1'-2 1'-3 1'-4	3,112** 2,041* 1,496	1' 2 3 4	2,442* 3,229** 1,082 0,661	$ \begin{vmatrix} 1 & -2 \\ 1 & -3 \\ 1 & -4 \end{vmatrix} $	1,419 1,907 * 1,047	1'-4	1,281
MgO	1'-2 1'-3 1'-4	0,258 0,684 0,000	1' 2 3 4	0,189 1,310 1,618 0,365	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	1,277 1,435 1,559	1'-3-4	1,810
CaO	1'-2 1'-3 1'-4	0,758 3,121** 2,803**	1' 2 3 4	2,344* 3,361** 3,522** 0,959	$\begin{vmatrix} 1'-2 \\ 1'-3 \\ 1'-4 \end{vmatrix}$	1,463** 1,108 1,326	1'-3-4	2,876
Na ₂ O	1'-2 1'-3 1'-3	$0,647 \\ 0,688 \\ 0,646$	1' 2 3 4	0,985 0,298 0,570 0,251	$\begin{vmatrix} 1'-2 \\ 1'-3 \\ 1'-4 \end{vmatrix}$	2,338* 3,089** 3,477**	2-3-4	3,504
K ₂ O	1'-2 1'-3 1'-4	0,844 0,317 0,410	1' 2 3 4	0,090 2,275* 1,268 0,946	$\begin{vmatrix} 1'-2 \\ 1'-3 \\ 1'-4 \end{vmatrix}$	1,680** 1,340 1,718	1'-3-4	3,083

сокой надежностью установлено, что корреляционные матрицы метапелитов разной степени метаморфизма различаются.

Результаты анализа каждой из четырех корреляционных матриц, выполненного методом корреляционных профилей, приведены в табл. 10 и на рисунке. В качестве пояснения к табл. 10 рассмотрим, например, корреляционный профиль SiO₂. Из таблицы следует, что во всех четырех зонах SiO₂ характеризуется особым, не похожим на другие окислы, характером корреляции с другими элементами матрицы.

Таким образом, данные, полученные с применением новых статистических методик (в первую очередь позволивших сравнивать частные средние для окислов, распределения которых отклоняются от нормальпого закона), полностью подтвердили ранее полученные петрологические выво-

Таблица 5

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями окислов химических элементов и средними для зоны 1

Окисел	SiO2	Al ₂ O ₃	ΣFe_2O_3	MgO	CaO	Na2O	Ka₂O
$\begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2\\ \mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3\\ \Sigma\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{MgO}\\ \mathrm{CaO}\\ \mathrm{Na}_2\mathrm{O}\\ \mathrm{K}_2\mathrm{O} \end{array}$	$-0,42^{**}$	$-0,40^{**}$	-0,55	$-0,49^{**}$	-0,13	-0.01	-0,13
	$-0,57^{**}$	$-0,22^{**}$	-0,20	$-0,28^{*}$	-0,10	-0.37**	0,13
	$-0,57^{**}$	$-0,24^{**}$	$0,46^{**}$	$0,27^{*}$	0,03	-0.01	0,19
	$-0,41^{**}$	0,21	0,04	$0,31^{*}$	0,23*	0.18	-0,04
	$-0,26^{*}$	-0,18	0,12	0,11	-0,01	0.08	-0,28*
	0,10	0,15	$-0,36^{**}$	0,21	-0,4**	-0.25*	0,36**

Примечание. Здесь п в табл. 6—8 в верхних частях — коэффициенты корреляции для нормальной модели, в нижних — для частных средних.

ды о том, что процесс низко- и среднетемпературного прогрессивного регионального метаморфизма в отношении главных петрогенных элементов не противоречит изохимической модели. В этом смысле можно говорить об отсутствии регионального метасоматоза.

Таблица 6

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями окислов химических элементов и их частными средними для зоны 2

Окисел	SiO2	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na2O	K2O
SiO_2 Al_2O_3 ΣFe_2O_3 MgO CaO Na_2O K_2O	$ \begin{array}{ c c c c c } & -0.30^{**} \\ & -0.50^{**} \\ & -0.59^{**} \\ & -0.44^{**} \\ & -0.06 \\ & -0.07 \end{array} $	$-0,40^{**}$ $-0,37^{**}$ $-0,32^{**}$ $-0,44^{**}$ $-0,36^{**}$ 0.44^{**}	$-0,56^{**}$ -0,19 $0,47^{**}$ $0,38^{**}$ 0,16 -0.47^{**}	-0,47** -0,25** 0,29** 0,51** 0,14 -0.30**	$-0,25^{**}$ $-0,40^{**}$ 0,14 $0,35^{**}$ $-0,34^{**}$	-0,01 -0,31** 0,05 0,08 0,35**	$\begin{array}{c} 0,11\\ 0,29^{**}\\ -0,44^{**}\\ -0,29^{**}\\ -0,34^{**}\\ -0,67^{**}\end{array}$

Отмеченные различия средних для Σ Fe и CaO и эффективных дисперсий для ряда других окислов легко объясняются уже доказанной эволюцией осадконакопления во времени или тенденцией к «гомогенизации» химизма толщ без регионального привноса — выноса.

Таблица 7

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями окислов химических элементов и их частными средними в зоне 3

Окисел	SiO2	A12O3	ΣFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na2O	K2O
$\begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2\\ \mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3\\ \Sigma\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{MgO}\\ \mathrm{CaO}\\ \mathrm{Na}_2\mathrm{O}\\ \mathrm{K}_2\mathrm{O} \end{array}$	$-0,47^{**}$ $-0,56^{**}$ -0.24^{**} 0,02 $0,23^{**}$ $-0,19^{*}$	-0,47** -0,19* -0,27** -0,62** -0,61** 0,28**	$-0,46^{**}$ $-0,28^{**}$ $0,36^{**}$ 0,09 $-0,16^{*}$ $-0,24^{**}$	$\begin{array}{c} -0.22^{**} \\ -0.43^{**} \\ 0.43^{**} \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} -0,05\\ -0,42^{**}\\ -0,01\\ 0,19^{*}\\ \hline\\ 0,70^{**}\\ -0,30^{**}\\ \end{array}$	0,01 0,41** -0,12 0,15 0,66** 0,24**	$-0,25^{**}$ $0,30^{**}$ $-0,26^{**}$ $-0,29^{**}$ $-0,30^{**}$ $-0,25^{**}$



С появлением статистической методики сравнения компонентов независимо от вида распределения, конечно, все трудности в геохимических исследованиях не преодолеваются. Самым сложным моментом в проведении подобного рода работ было и остается доказательство тождественности выборок. Неотличимость средних содержаний SiO₂ для выборок 1'— 4 служит подтверждением их практической тождественности. Кроме того, с учетом тождественности корреляционных профилей SiO₂ по большинству выборок этот факт говорит о том, что выбор SiO₂ в качестве границы для выделения соответствующего класса пород — метапелитов — со-



Группы корреляционных профилей породообразующих окислов. 1 — SiO₂; 2 — TiO₂; 3 — Al₂O₃; 4 — Fe₂O₃; 5 — MnO; 6 — MgO; 7 — CaO; 8 — Na₂O; 9 — K₂O. I — IV — зоны метаморфизма (см. в тексте).

вершенно обоснован. В связи с этим SiO_2 может быть рекомендован и для подразделения других типов пород (в которых он так же, как и в «метапелитах», образует самостоятельную избыточную фазу).

Сравнение корреляционных матриц не может быть использовано для доказательства тождественности выборок, поскольку в неметаморфизо-Таблица 8

				and the second sec			
Окисел	SiO2	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na2O	K.O
SiO ₂ Al ₂ O ₃ SFe ₂ O ₃ MgO CaO Na ₂ O K	$\begin{array}{ c c c c c }\hline & & & & & & & & & & & & & & & & & & &$	-0,49** -0,10 -0,42** -0,46** -0,53** 0.28	-0,41** -0,28* 0,36** -0,02 0,11 0.06	$-0,31^{**}$ $-0,43^{**}$ $0,41^{**}$ $0,51^{**}$ $0,27^{*}$ $0,25^{*}$	0,05 0,43** 0,07 0,52**	0,08 0,51** 0,03 0,22 0,53**	$-0,32^{**}$ 0,17 0,04 $-0,25^{*}$ $-0,39^{**}$ -0,21

Оценки парных коэффициентов корреляции между концентрациями окислов химических элементов и их частными средними в зоне 4

Таблица 9

Оценки различий корреляционных матриц частных средних концентраций окислов в породах метаморфических зон (1-4) по критерию χ^2

Критерий х²	1-2-3-4	1-2	1-3	1-4	2—3	2-4	3-4
Х ² выч	428,95	128,95	196,24	146,21	163,37	118,46	58,76
Xõ,05 Xõ,01	129,50 141,50			49,80 57,30			

Гипы	корреляци	IOH	ных	профилей	пор	одообразующих	окислов
	*	В	мета	аморфичесь	алхих	зонах	

Окислы, образующие корреляционные профили	Номера зон, в которых проявлены профили	Окислы, образующие корреляционные профили	Номера зон, в ко- торых про- явлены профили
SiO ₂	1, 2, 3, 4	K ₂ O	2,3
Al_2O_3	1,3	$TiO_2 - K_2O$	1,4
Σ Fe в виде Fe ₂ O ₃	3,4	Al ₂ O ₃ K ₂ O	2,4
MgO	3	MgO-Na ₂ O	2,4
CaO	1,2	MgO—CaO	2
Na ₂ O	2	CaO—Na2O	3,4

ванных и метаморфических породах, а также в зависимости от степени метаморфизма в последних должны существовать свои корреляционные связи.

Следует подчеркнуть необходимость приведения в петрохимических работах «представительности» проб хотя бы по отношению к площади, чтобы появилась возможность введения «средневзвешенных» анализов, если не на объем породы (толщи), то хотя бы по ширине выхода.

ЛИТЕРАТУРА

Кепежпнскас К. Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метацелитов.— «Геол. и геофизика», 1973, № 10, с. 49—56. Кепежинскас К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск, «Наука», 1977. 198 с.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ

Ą	- анлалузит, силлиманит,	My	- мусковит
-	листен	Ол	— оливин
Аб	— альбит	Орт	— ортоклаз
Акт	— актинолит	Пир	— пироп
Альм	— альмандин	Прф	— пирофиллит
Амф	— амфибол	Пл	— плагиоклаз
Анд	— андалузит	Пр, Прен	— пренит
Ап	— апатит	Пум, Пумп	— пумпеллиит
Би	— биотит	Пьем	— пьемонит
Винч	— ВИНЧИТ	Por, Po	— роговая обманка
Гем	— гематит	Рп	- ромбический пироксев
Гл	— глаукофан	Ру	— рутил
Гp	— гранат	Cep	— серицит
Граф, Грф	— графит	Сил	— силлиманит
Грос	— гроссуляр	Ск, Скап	— скаполит
Дп	— диопсид	Сп	— серпентин
Дис	— дистен	Спес	— спессартин
Дол	— доломит	Ст	— ставролит
Жд	— жадеит	Стил	— стильпномелан
Ка	— кальцит	Сф	— сфен
Кв	— кварц	Та	— тальк
Ки	— кианит	Тр, Трем	— тремолит
Корд, Ка	д— кордиерит	Турм	— турмалин
Кпш	— калиевый полевой шпат	Фенг	— фенгит
Кр	— кроссит	Флог	— флогопит
Кцо, Кц	— клиноцоизит	Хл	— хлорит
Лав	— лавсонит	Хлд, Хд	— хлоритоид
Лейк	— лейкоксен	Цо	— цоизит
Лом	— ломонтит	Шп	— шпинель
Ми	— микроклин	Эг	— эгирин
Мп	— моноклинный пироксен	Эн	— энстатит
Мт	— магнетит	Эп	— эпидот

$$F = \frac{\Sigma Fe + Mn}{\Sigma Fe + Mn + Mg} \cdot 100$$
$$x_{Mg} = \frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg}$$

СОДЕРЖАНИЕ

Добрецов Н. Л., Попомарева Л. Г. Метаморфические формации западной насти Алтае-Саянской складчатой области	3
	0
ленезин 1.1., велоусов А. Ф., мельгунов С. Б., ланин Б. п., митрополь-	
скии А. С., Короосеиников, В. П., Аорамов А. В. Осоосенности низко-	
температурного метаморфизма рифеиско-нижнепалеозоиских от-	
ложений Алтае-Саянской складчатой области.	38
Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Система $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO \rightarrow$	
MnO — K ₂ O — H ₂ O применительно к среднетемпературным ме-	
тапелитам	67
Хололова Л. Л., Василенко В. Б., Скляров Е. В. Минералогические и	
химические особенности апатитов из руд Селигларского место-	
пожления (Аллан)	77
FURDING (TARGET)	•••
formore in avoin the portorial portorial warphuropharmon (in the	
vene Une Pereirona de Bonnoca l'elesada metatallepoasatos (la lipa-	00
	30
жданова л. в. Блияние палеофациальных условии формирования на	
геохимические осооенности отложении (на примере жаиминскои	404
свиты Восточного Саяна)	101
Василенко В. Б., Холодова Л. Д., Блинчик Т. М. Метод частных средних	
и некоторые другие алгоритмы математической статистики для	
геохимиков	121
Василенко В. Б., Лепезин Г. Г., Мельгунов С. В., Макитро Н. Ф., Мири-	
евская О. С. Геохимия метаморфического комплекса Тонгулакского	
хребта (Горный Алтай)	147
Василенко В. Б., Кецежинскас К. Б., Макитро Н. Ф. Геохимия средне-	
τεμπερατυρικών μεταπειτών τη είναι τη τη του	
TOTHY	163
	100

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СИБИРИ

Ответственный редактор Николай Леонтьевич Добрецов

Редактор издательства Н. Г. Рязанова Художник Н. А. Пискун Художественный редактор М. Ф. Глазырина Технический редактор А. В. Сурганова Корректоры Л. Л. Тычкина, А. А. Надточий

ИБ № 9835

Сдано в набор 9.08.77. Подписано к печати 17.04.78. МН-01519. Формат 70×108/16. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л. 15,4. Уч.-изд. л. 14,1. Тираж 1000 экз. Заказ № 639. Цена 2 р. 10 к. УДК 552.16

Метаморфические формации западной части Алтае-Саянской складчатой области. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 3—37.

Дается анализ метаморфических формаций применительно к конкретному региону — Алтае-Саянской складчатой области, учитывающий не только тип метаморфизма, но и состав метаморфизуемых толш. Выделяется 21 формация с подформациями, по условиям метаморфизма и тектопическим признакам, объединяемые в четыре группы: формации фундамента и зональные комплексы, офиолитовых зон, раннегеосинклинальные зеленосланцевые формации и геосинклинальные осадочно-метаморфизованные. Приводятся многочисленные примеры, рассматриваются закономерности распространения и обосновывается связь метаморфических формаций с металлогенией. Библ. 71. Табл. 7. Ил. 6.

УДК 551.25;552.16;551.24

Особенности ннакотемпературного метаморфиама рифейско-нижнепалеозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Лепезин Г. Г., Белоусов А. Ф., Мельгунов С. В., Лапин Б. Н., Митропольский А. С., Коробейников В. П., Абрамов А. В. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 38—66.

Показано, что метаморфизм рифейско-нижнепалеозойских геосинклинальных отложений байкалид, каледонид и герцинид Алтае-Саянской складчатой области неоднороден и укладывается в пренит-пумпеллиитовую и зеленосланцевую фации. Степень измененности пород (сохранность текстурно-структурных признаков осадконакопления, реликты первичных минералов и т. д.) также изменчива, но не зависит от возраста метаосадков. Вибл. 16. Табл. 35. Ил. 1.

УДК 552.16

Система SiO₂ — Al₂O₃ — FeO — MgO — MnO — K₂O — H₂O применительно к среднетемпературным метапелитам. Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 67—76.

Построение P — T-диаграммы для этой системы подтверждает ранее высказанное предположение, что все несоответствия между минералогическими наблюдениями и выводами из P — T-диаграммы для безмарганцевой системы могут быть объяснены влиянием дополнительных компонентов. Введение даже одного MnO позволило целиком избежать таких противоречий.

Среди всех кварцсодержащих минеральных ассоциаций системы с MnO можно выделить три типа, реальные пределы устойчивости которых различны в зависимости от содержания MnO в системе. Библ. 23. Табл. 4. Ил. 3.

УДК 552.16:550.42

Минералогические и химические особенности апатитов из руд Селигдарского месторождения (Алдан). Холодова Л. Д., Василенко В. Б., Скляров Е. В. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новоси бирск, «Наука», 1977, с. 77—89.

По минералогическим критериям выделено пять типов апатитовых руд. Доломит, кварц и гематит — основные сопутствующие минералы. Приведены результаты изучения примесей по данным микрозондирования и ЭПР, рентгенография и люминесценция апатита. Авторы считают, что апатит Селигдарского месторождения плутонической природы, хотя температу ры гомогенизации газово-жидких включений не превышают 370°С. Типоморфные особенности апатита — высокое содержание Мл, SO₃, Th, TR, низкое — Сl. Библ. 13. Табл. 8. Ил. 1.

УДК 552.231 5/6(235.21)+552.16

Минералогические особенности и некоторые вопросы генезиса метагипербызитов (на примере Юго-Западного Памира). Будан ова К. Т., Хмельникова О. С., Усова Л. В. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 90—100.

Изложены результаты исследований на микрозонде минералов магматической стадии (опивин, пироксены, шпинель, плагиоклаз) и метаморфогенных минералов метагипербазитов (амфибол, гранат). Делается вывод об отличии минералов изученных пород от минералов гипербазитов офиолитовых формаций; установлен метаморфогенный генезис граната, образующегося при эклогитизации плагиоклазсодержащих разновидностей гипербазитов в продессе их охлаждения в условиях давлений порядка 8—12 кбар. Приводятся оценки температур кристаллизации и метаморфизма гипербазитов. Библ. 21. Табл. 7. Ил. 2.

УДК 552.16:550.42

Влияние палеофациальных условий формирования на геохимические особенности отложений (на примере жайминской свиты Восточного Саяна). Ж данова Л. В. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 101—120.

Показано, что геохимические особенности толщ описываемого района определяются особенностями их осадконакопления. Для многих элементов установлены изменения концентраций в зависимости от литологического состава пород и по латерали. Библ. 18. Табл. 6. Ил. 2.

уДК 550.42

Метод частных средних и некоторые другие алгоритмы математической статистики для геохимиков. В асиленко В. Б., Холодова Л. Д., Блинчик Т. М. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 121—146.

Описываются алгоритмы и приводятся программы к ЭВМ по трем матстатистическим методам: оценка доверительных интервалов средних арифметических коаффициентов корреляции в условиях асимметричных распреденений, сравнение средних и их ошибок в сериях из нескольких выборок, сравнение матриц коаффициентов корреляции. Дается оценка распространенности нормальной и логнормальной моделей в геохимии. Библ. 11. Табл. 13. Ил. 5.

УДК 552.16:550.42

Геохимия метаморфического комплекса Тонгулакского хребта (Горный Алтай). Василенко В. Б., Лепезин Г. Г., Мельгунов С. В., Макитро Н. Ф., Мириевская О. С. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 147—162.

С помощью методов математической статистики оценен привнос — вынос редких элеентов в условиях неоднородного распределения P — T параметров. Показано, что метаморфизм в целом изохимичен, за исключением Pb. Ba, Zn, Cu. С переходом от низкотемпературных зон к высокотемпературным происходит перераспределение вещества, выражающееся в его гомогенизации (показатели асимметрии и дисперсии уменьшаются) либо в дифференциации (те же параметры увеличиваются). Эта тенденция проявляется у Sn, Ga, Cr, It, Sr, Zr, Cu. Библ. 3. Табл. 11. Ил. 1.

УДК 552.16

Геохимия среднетемпературных метанелитов в свете новых статистических методик. В ас и ленко В. Б., Кепежинскас К. Б., Макитро Н. Ф. Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 163—172.

Данные, полученные с применением новых статистических методик (в первую очередь позволяющих сравнивать частные средние для окислов, распределения которых отличаются от нормального закона), полностью подтвердили ранее полученные петрологические выводы о том, что процесс низко- и среднетемпературного прогрессивного регионального метаморфизма в отношении главных петрогенных элементов не противоречит изохимической модели. В этом смысле можно говорить об отсутствии регионального метасоа можно.

на в отношения главных петрогенных элементов не противоречит изохимической модели. В этом смысле можно говорить об отсутствии регионального метасоматоза. Отмеченные различия средних для ΣFe и CaO и условных дисперсий для ряда других окислов легко объясняются уже доказанной эволюцией осадионакопления во времени или тенденцией к гомогенизации химизма толщ без регионального привноса — выноса. Библ. 2. Табл. 10. Ил. 1.