


ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



4

1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **Н.А. ШИЛО**

Ю.А. Косыгин (зам. главного редактора), *А.Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г.Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Ч.Б. Борухаев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Врублевский*, *В.А. Красилов*, *Н.И. Лаврик*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Попеко*, *О.В. Равдоникас*, *А.Е. Радкевич*, *В.В. Ревердатто*, *К.Ф. Сергеев*,
А.А. Сидоров, *В.Н. Шаранов*

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю. Чена, 65
ИТиГ ДВО РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука", Сибирская издательская
фирма Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Ливиниц*
Мл. редактор *М.А. Языкова*
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*
Технический редактор *Т.Н. Драгун*
Корректор *Е.И. Тимофеева*

Сдано в набор 09.04.92. Подписано к печати 20.07.92. Формат 70×108 1/16. Бумага тип. № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,6. Усл. кр.-отт. 14,1 + вкл. Уч.-изд. л. 15. Тираж 410 экз. Заказ № 158.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука", Сибирская издательская фирма. 630099 Новосибирск,
ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

№ 4, 199

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Герасименко М. Д., Каморный В. М., Герасименко Г. М., Пак В. В. Определение движений и деформаций Тихоокеанской и Северо-Американской плит по данным радиоинтерферометрии со сверхдлинной базой	3
Бехтольд А. Ф. Платиноиды в железомарганцевых корках и конкрециях некоторых районов Тихого океана	10
Борукаев Ч. Б. Так ли уникальны мезозойские дива-структуры Восточной Азии?	24
Капица А. А. О ларамийском диастрофизме в Японо-Сахалинском архипелаге и на ближайшем к нему Азиатском материке	32
Мишин Л. Ф. Петрология субвулканических интрузий оловяносных вулканических зон Востока СССР	44
Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Курдюков Е. Б. Термобарогеохимические признаки «омоложения» изотопного возраста метаморфических пород (Алданский щит)	65
Горошко М. В. Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива)	77
Ханчук А. И., Голозубов В. В., Панченко И. В., Игнатьев А. В., Чудаев О. В. Ганьчаланский террейн Корякского нагорья	82
Игнатьев В. А. Верхнеюрские вулканогенные толщи и вулканоструктуры бассейна р. Кричальская (Западная Чукотка)	94
Гордиенко И. В. Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования	101
Лутц Б. Г. Магматизм континентальных рифтов в докембрии	110
Недашковский П. Г., Ленников А. М. Барий-рубидий-стронциевые отношения как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов	117
Пан В. П. Обобщенная геологическая модель континентальных плит	129

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Обжиров А. И., Советникова Л. Н. Исследования донных осадков и придонных вод северной части Охотского моря	132
Школьник Э. Л., Батурин Г. Н., Жегалло Е. А. О структуре фосфоритов о. Науру	136
Бобылев В. В., Бакун Н. Н. Стратиграфический перерыв в олигоцене Колпаковского прогиба (Западная Камчатка)	140
Гранник В. М. Ассимиляция лавой глинисто-алевритовых пород (о. Сахалин)	144

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

Пензин Ю. П. Шаг назад в познании глобального углеобразования	146
---	-----

НЕКРОЛОГ

Памяти Н. П. Васильковского (25.12.1904 — 3.05.1992)	152
--	-----

PACIFIC GEOLOGY

SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

July — August

№ 4, 1992

CONTENTS

Gerasimenko M. D., Kamorny V. M., Gerasimenko G. M., Pak V. V. Determination of Pacific Ocean and North America plates motions and deformations on the basis of very long baseline radiointerferometry	3
Bechtold A. F. Platinoids in ferromanganese crusts and nodules of some Pacific Ocean basins	10
Borukaev Ch. B. Are Mesozoic diwa structures of East Asia so unique?	24
Kapitsa A. A. On Laramide diastrophism in Japan-Sakhalin archipelago and adjacent Asian continent	32
Mishin L. F. Petrology of subvolcanic intrusives of the USSR East stanniferous volcanic zones	44
Berdnikov N. V., Karsakov L. P., Kurdyukov E. B. Thermobarogeochemical evidences of the metamorphic rocks isotope age «rejuvenation», Aldan Shield	65
Goroshko M. V. Post-ore dislocations and magmatic processes influence on the estimate of ore deposits: example from Aldan Shield and Hankai massif	77
Khanchuk A. I., Golosubov V. V., Panchenko I. V., Ignatiev A. V., Chudaev O. V. Ganychalansky terrain of the Koryak Highland	82
Ignatiev V. A. Upper Jurassic volcanogenic rock masses and volcanic structures of the Krichalsky River basin, West Chukotka	94
Gordienko I. V. Evolution of Paleozoic magmatism and endogenic mineralization of south Siberian platform folded framing and geodynamic environment of its formation	101
Lutz B. G. Magmatism of pre-Cambrian continental rifts	110
Nedashkovsky P. G., Lennikov A. M. Ba-Rb-Sr relationships as indicator of granitoids genesis and evolution	117
Pan V. P. Generalized rheological model of the continental plates	129

BRIEF COMMUNICATIONS

Obzhairov A. I., Sovetnikova L. N. Investigations of bottom sediments and benthonic waters of the Okhotsk Sea northern part	132
Shkolnik E. L., Baturin G. N., Zhegallo E. A. On the structure of Nauru island phosphorites	136
Bobylev V. V., Bakun N. N. Break in Oligocene Kolpakovsky trough section, West Kamchatka	140
Grannik V. M. Lavas assimilation of argillo-aleurite rocks of Sakhalin island	144

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Penzin Yu. P. A step backward in the study of global coal formation	146
--	-----

NECROLOGY

On the memory of N. P. Vasilkovsky (25.12.1904 — 3.05.1992)	152
---	-----

VO NAUKA
NOVOSIBIRSK

УДК 551.241+528.1

М. Д. Герасименко, В. М. Каморный, Г. М. Герасименко, В. В. Пак

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ТИХООКЕАНСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛИТ ПО ДАННЫМ РАДИОИНТЕРФЕРОМЕТРИИ СО СВЕРХДЛИННОЙ БАЗОЙ

В последнее десятилетие для изучения движений и деформаций литосферных плит стали использоваться методы радиоинтерферометрии со сверхдлинной базой (РСДБ). В настоящей работе использован математический аппарат обработки результатов измерений, свободный от недостатков ранее выполненных исследований. Получены детальные характеристики движений и деформаций с полной оценкой их точности, что позволяет делать более обоснованные выводы о геодинамике рассматриваемого региона.

Как известно, геодезические методы определения движения литосферных плит земной коры, в том числе методы радиоинтерферометрии со сверхдлинной базой (РСДБ), часто не соответствуют региональным схемам напряжений и длительности протекания выявленных глубинных тектонических процессов, что объясняется наличием локальных, быстропериодических явлений, обусловленных термоупругими вариациями внутренних параметров среды. Одной из причин этого несоответствия может являться несовершенство способов определения современных движений земной коры (СДЗК): геодезические пункты часто закрепляются не на кристаллическом фундаменте, жестко связанном с данной плитой или блоком земной коры, а в осадочном чехле, в результате чего такие определения в большей степени отражают результаты движений земной поверхности и протекания экзогенных геомеханических процессов.

Существенное устранение этого недостатка возможно лишь на стадии проектирования работ и часто связано с большими материальными затратами, в том числе по выполнению геодезических наблюдений за локальными движениями пунктов, в которых установлены радиотелескопы (станции РСДБ). Решение задачи оптимального проектирования этих наблюдений должно учитывать стоимость закладки пунктов, их число, расположение и программу собственно измерений.

Второй причиной указанного несоответствия может являться недостаточно корректная математическая обработка результатов измерений. Эту задачу целесообразно решать в два этапа.

На первом этапе выполняется обработка локальной наземной геодезической сети, построенной с целью выявления, моделирования и дальнейшего исключения из результатов измерений РСДБ возможных локальных подвижек собственно пункта РСДБ, обусловленных быстропериодическими процессами.

На втором этапе обрабатываются непосредственно результаты измерений РСДБ, исправленные по результатам обработки локальных геодезических сетей первого этапа, поэтому их можно считать практически относящимися к взаимным подвижкам локальных регионов (блоков земной коры), на которых расположены станции РСДБ.

Формально решение на обоих этапах аналогично и его следует выполнять с привлечением современного математического аппарата теории свободного уравнивания геодезических сетей, когда вектор подвижек

координат пунктов находится в виде

$$X = -N^{-1} \cdot A^T \cdot P \cdot l, \quad (1)$$

где X — вектор необходимых параметров (координат); A , P , l — матрица коэффициентов, весовая матрица и вектор свободных членов уравнений поправок наблюдений; N^{-1} — обобщенно обратная матрица, фиксируемая предварительными координатами квазистабильных пунктов, в качестве которых следует выбирать пункты, закрепленные на кристаллическом фундаменте одного блока или плиты земной коры.

Обобщенно обратная матрица может быть представлена в виде:

$$N^{-1} = (A^T P A + B^T B)^{-1} - R^T (R B^T B R^T)^{-1} R. \quad (2)$$

Здесь R — известная матрица, зависящая от вида геодезической сети и наличия в ней свободных параметров, а $B = R S$, где S — диагональная матрица, содержащая нули на диагонали для координат мобильных пунктов и единицы для квазистабильных. Различные детали получения решения в виде (1) хорошо известны в геодезической литературе и описаны, например, в [2].

Решение (1) относится к центру тяжести квазистабильных пунктов, учитывает деформации кристаллического фундамента и свободно от ошибок исходных данных, присущих традиционной обработке, когда некоторые пункты принимаются исходными (стабильными, т. е. жесткими). Если выбор квазистабильных пунктов по геолого-геофизическим данным затруднен, они могут быть выбраны из результатов математической обработки по каким-либо статистическим тестам. Особое внимание должно быть обращено на анализ устойчивости пунктов, расположенных вблизи или в зоне активных разломов земной коры. Эти пункты, вероятнее всего, следует считать мобильными.

Компоненты вектора X дадут подвижки (скорости подвижек) пунктов в принятой для обработки системе координат с ковариационной матрицей.

$$Q_X = \sigma^2 N^{-1}, \quad (3)$$

$$\text{где} \quad \sigma^2 = V^T P V / (n - n_X + d) \quad (4)$$

— квадрат средней квадратической ошибки единицы веса; V — вектор поправок к результатам измерений; n — число непосредственных измерений; n_X — число определяемых необходимых неизвестных параметров; d — дефект матрицы нормальных уравнений N .

Полученный вектор подвижек X может быть использован для вычисления компонент деформаций конечных элементов земной коры, ограниченных пунктами сети [7]: сдвиговых параметров $\gamma_1, \gamma_2, \gamma = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{-1/2}$, дилатации Δ , максимального $E_1 = (\Delta + \gamma)/2$ и минимального $E_2 = (\Delta - \gamma)/2$ растяжений (сжатий), дирекционного угла $\theta = 1/2 \arctg(-\gamma_2/\gamma_1)$ направления E_1 , вращения ω . Отметим, что перечисленные параметры деформаций в сети РСДБ с измеренными продольными и поперечными взаимными подвижками пунктов не зависят от принятой системы координат, т. е. от выбора квазистабильных пунктов, и определяются несмещенно, в то время как оценка вектора подвижек пунктов (1) смещена и зависит от выбора матрицы (2).

Если же обработку провести традиционным способом с жесткой фиксацией исходных пунктов, все определяемые величины в сети будут искажены влиянием ошибок исходных данных, в число которых войдут и случайные локальные подвижки пунктов, принятых за исходные.

Изложенная методика использована нами для обработки сети РСДБ, построенной на западе США [5] и состоящей из 20 пунктов. Приведенные в [5] взаимные продольные L_{ij} и поперечные T_{ij} скорости подвижек пунктов i и j считались измеренными с соответствующими ошибками на плоскости в проекции Гаусса — Крюгера, долготы осевого меридиана которой взята равной 244° . Для обработки использована видоизмененная вер-

Векторы движения пунктов РСДБ и результаты оценки их точности (мм/год), отнесенные к центру тяжести сети, закрепленной на Северо-Американской плите

Пункт	Векторы движений	Ошибка вектора	Дирекц. угол, град.	Размеры эллипсов ошибок		
				Большая полуось	Дирекц. угол	Малая полуось
1. MOJAVE	7,8	0,8	337	0,9	154	0,7
2. OVRO	8,0	1,0	334	1,0	175	0,9
3. QUINCY	5,2	1,6	324	2,2	48	1,6
4. HATCREEK	8,3	1,2	322	1,2	172	1,1
5. ELY	2,4	2,8	197	2,9	172	2,5
6. PLATTVIL	6,4	2,4	112	2,4	41	2,4
7. FLAGSTAF	2,5	2,7	201	2,8	151	2,6
8. BLKBUTTE	5,3	1,8	286	2,0	172	1,7
9. YUMA	3,1	1,3	274	1,4	168	1,3
10. FT. DAVIS	0,8	1,0	90	1,0	116	0,9
11. WESTFORD	21,9	5,6	153	5,6	146	1,2
12. FAIRBNKS	7,8	3,2	94	3,4	65	2,3
13. MONPEAK	37,0	1,3	311	1,3	97	1,3
14. PINFLATS	25,3	1,6	319	1,7	4	1,5
15. JPL	33,5	2,0	323	2,5	35	2,0
16. PBLOSSOM	25,7	2,7	315	2,8	156	2,1
17. VNDNBERG	48,6	1,1	321	1,1	162	1,0
18. FT. ORD	50,7	1,9	335	2,2	45	1,9
19. PRESIDIO	36,1	2,7	307	2,9	76	2,6
20. PT. REYES	38,8	3,1	332	3,2	179	2,6

сия программы DELTA [1], позволяющая уравнивать разности или скорости изменений измеренных длин линий, направлений и дирекционных углов, поэтому поперечные скорости подвижек были преобразованы в изменения дирекционных углов.

$$\Delta\alpha_{ij} = \rho'' T_{ij}/d_{ij},$$

где $\rho'' = 206265''$, d_{ij} — расстояния между пунктами.

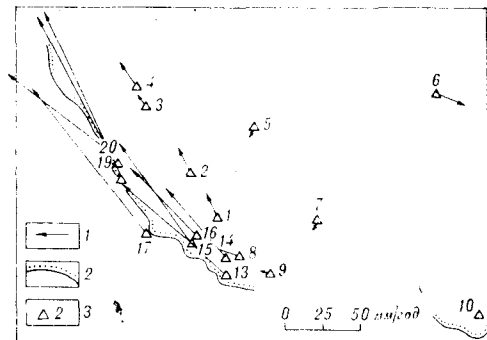
Для сравнения и некоторого контроля исходной информации в одном из вариантов обработки пунктов MOJAVE и WESTFORD, как и в [5], были приняты исходными. Полученные векторы подвижек на 10 пунктах совпали с точностью до 0,1 мм/год, на семи пунктах — с точностью 0,2 ÷ ÷ 0,6 мм/год и лишь на наиболее удаленном пункте FAIRBNKS отличие составило 0,9 мм/год. Размеры эллипсов ошибок векторов подвижек положения пунктов в нашей обработке возросли по сравнению с [5] в среднем на 0,4 мм/год.

Одной из причин расхождений может являться различие в принятой модели уравнивания (переход к эллипсоиду или плоскости и т. п.), поэтому в дальнейших вариантах обработки все результаты измерений были редуцированы на плоскость. Совпадение результатов обработки улучшилось: на десяти пунктах векторы совпали с точностью до 0,1 мм/год, на остальных с точностью 0,2—0,5 мм/год. Результаты оценки точности практически не изменились, т. е. уравнивание непосредственно измеренных подвижек или их редуцированных на плоскость величин практически идентично.

При свободном уравнивании точность несмещенно оцениваемых параметров сети возросла на ~12 %, причем пункт WESTFORD для разных комбинаций квазистабильных пунктов обычно имел подвижку не менее 20 мм/год, т. е. считать его стабильным (исходным), как в [5], нельзя. В табл. 1 приведены значения векторов скоростей подвижек и параметры соответствующих эллипсов ошибок для свободного уравнивания, когда в качестве квазистабильных взяты все пункты, расположенные на Северо-

Рис. 1. Скорости подвижек.

1 — векторы движений, 2 — береговая линия, 3 — номер пункта.



Американской плите, включая пункты FAIRBNKS и WESTFORD (дирекционные углы приведены в градусах).

Соответствующие табл. 1 векторы движений приведены на рис. 1. Данных по параметрам деформаций в [5] не дано, поэ-

тому в табл. 2 приведены сдвиговые компоненты деформаций (в ед. 10^{-6}) и величины вращений (в секундах) заданных треугольников с результатами оценки их точности. Номера пунктов в названиях треугольников здесь и в дальнейшем совпадают с номерами в табл. 1 и соответствуют рис. 1. Численные значения растяжений (сжатий) и дилатации приведены в табл. 3. Схема выделенных треугольников и изолиний дилатации показана на рис. 2.

Любопытно отметить (см. табл. 2, 3) примерное совпадение характеристик деформаций для трех треугольников, включающих пункты WESTFORD и FAIRBNKS и в наибольшей степени охватывающих Северо-Американскую плиту. Средние значения деформаций для них равны:

Таблица 2

Сдвиговые компоненты деформаций (10^{-6}) и вращения (ϵ) по треугольникам сети пунктов РСДБ на западе США (в год)

Треугольник	γ_1	m_{γ_1}	γ_2	m_{γ_2}	γ	m_{γ}	ω	m_{ω}
1. 1-17-2	0,121	0,004	-0,041	0,004	0,128	0,004	0,0125	0,0005
2. 1-2-5	0,021	0,009	-0,019	0,009	0,028	0,009	0,0024	0,0009
3. 1-5-7	0,018	0,009	-0,017	0,009	0,024	0,009	0,0024	0,0009
4. 1-7-8	-0,016	0,013	-0,006	0,012	0,017	0,013	0,0035	0,0012
5. 1-8-14	0,272	0,034	-0,145	0,038	0,308	0,036	0,0364	0,0038
6. 1-14-16	0,149	0,022	0,039	0,024	0,154	0,021	0,0139	0,0026
7. 2-17-18	0,066	0,010	-0,063	0,008	0,092	0,009	0,0185	0,0010
8. 2-18-20	0,177	0,022	-0,057	0,021	0,186	0,022	0,0155	0,0020
9. 17-16-13	0,156	0,028	0,007	0,021	0,156	0,028	0,0190	0,0026
10. 5-4-6	-0,023	0,019	-0,006	0,016	0,024	0,019	0,0005	0,0017
11. 4-6-10	0,011	0,003	0,000	0,004	0,011	0,003	0,0013	0,0004
12. 4-12-11	0,006	0,001	0,000	0,001	0,006	0,002	0,0010	0,0002
13. 10-12-11	0,004	0,002	-0,002	0,001	0,005	0,002	0,0008	0,0002
14. 10-9-7	0,013	0,011	0,002	0,010	0,014	0,011	0,0007	0,0011
15. 10-7-6	0,008	0,005	0,008	0,005	0,011	0,005	0,0004	0,0005
16. 13-8-9	0,294	0,026	0,068	0,024	0,302	0,026	0,0294	0,0025
17. 13-17-15	0,131	0,036	0,078	0,042	0,152	0,034	0,0210	0,0035
18. 13-15-14	0,148	0,029	0,063	0,032	0,161	0,029	0,0227	0,0031
19. 13-14-8	0,230	0,040	-0,108	0,042	0,254	0,040	0,0409	0,0045
20. 6-7-5	0,006	0,008	0,005	0,009	0,008	0,009	0,0005	0,0009
21. 3-2-20	0,116	0,012	-0,054	0,014	0,128	0,014	0,0125	0,0014
22. 3-20-4	0,101	0,032	-0,122	0,026	0,159	0,026	0,0143	0,0033
23. 3-4-5	-0,020	0,024	-0,030	0,030	0,036	0,025	-0,0012	0,0025
24. 3-5-2	0,026	0,010	-0,010	0,009	0,028	0,010	0,0022	0,0011
25. 11-2-12	0,006	0,001	-0,001	0,001	0,006	0,002	0,0009	0,0002
26. 16-17-1	0,089	0,038	0,024	0,034	0,092	0,040	0,0199	0,0031
27. 8-7-9	0,016	0,017	-0,012	0,017	0,020	0,017	0,0006	0,0018
28. 14-15-16	0,200	0,078	-0,092	0,072	0,220	0,078	—	—
29. 15-17-16	0,238	0,089	-0,078	0,075	0,250	0,088	—	—

Дилатация и деформация сжатия (растяжения) (10^{-6}) по треугольникам сети пунктов РСДБ на западе США (в год)

Треугольник	Δ	m_{Δ}	E_1	m_{E_1}	E_2	m_{E_2}	θ , град.
1. 1-17-2	0,0253	0,0040	0,0765	0,0026	-0,0512	0,0032	99
2. 1-2-5	-0,0050	0,0083	0,0117	0,0060	-0,0167	0,0064	111
3. 1-5-7	-0,0090	0,0097	0,0076	0,0069	-0,0167	0,0067	112
4. 1-7-8	0,0243	0,0127	0,0203	0,0108	0,0039	0,0066	170
5. 1-8-14	0,0484	0,0346	0,1785	0,0279	-0,1302	0,0215	104
6. 1-14-16	0,0060	0,0197	0,0800	0,0187	-0,0739	0,0079	83
7. 2-17-18	0,0293	0,0081	0,0606	0,0079	-0,0313	0,0037	112
8. 2-18-20	-0,0785	0,0227	0,0542	0,0050	-0,1327	0,0218	99
9. 17-16-13	-0,0429	0,0242	0,0567	0,0102	-0,0996	0,0240	89
10. 5-4-6	0,0387	0,0191	0,0314	0,0188	0,0074	0,0033	172
11. 4-6-10	0,0045	0,0035	0,0079	0,0020	-0,0034	0,0029	90
12. 4-12-11	-0,0018	0,0010	0,0021	0,0008	-0,0040	0,0010	91
13. 10-12-11	-0,0018	0,0006	0,0016	0,0010	-0,0034	0,0009	104
14. 10-9-7	-0,0041	0,0106	0,0048	0,0032	-0,0089	0,0102	86
15. 10-7-6	0,0040	0,0051	0,0075	0,0045	-0,0035	0,0024	67
16. 13-8-9	-0,0671	0,0266	0,1177	0,0077	-0,1848	0,0253	83
17. 13-17-15	0,0293	0,0429	0,0910	0,0268	-0,0616	0,0277	75
18. 13-15-14	0,0137	0,0316	0,0875	0,0228	-0,0738	0,0197	78
19. 13-14-8	0,0839	0,0391	0,1691	0,345	-0,0852	0,0194	103
20. 6-7-5	0,0069	0,0087	0,0076	0,0038	-0,0007	0,0079	71
21. 3-2-20	-0,0242	0,0135	0,0519	0,0067	-0,0761	0,0121	102
22. 3-20-4	0,0434	0,0254	0,1011	0,0242	-0,0577	0,0093	115
23. 3-4-5	0,0219	0,0294	0,0288	0,0160	-0,0069	0,0222	152
24. 3-5-2	-0,0149	0,0088	0,0064	0,0062	-0,0213	0,0073	101
25. 11-2-12	-0,0023	0,0008	0,0019	0,0009	-0,0041	0,0009	96
26. 16-17-1	0,0253	0,0406	0,0589	0,0036	-0,0335	0,0401	83
27. 8-7-9	0,0096	0,0173	0,0146	0,0120	-0,0050	0,0120	108
28. 14-15-16	-0,1340	0,0776	0,0432	0,0209	-0,1772	0,0748	102
29. 15-17-16	-0,1338	0,0856	0,0582	0,0068	-0,1920	0,0868	99

дилатация ($-0,0019 \pm 0,0008$) 10^{-6} ; растяжение практически ориентировано с запада на восток и равно $E_1 = (0,0019 \pm 0,0009)10^{-6}$; перпендикулярное растяжению сжатие $E_2 = (-0,0038 \pm 0,0009)10^{-6}$; вращение по часовой стрелке равно $0,0009'' \pm 0,0002''$ или $(0,25 \pm 0,06^\circ) \cdot 10^{-6}$. Все приведенные выше величины представляют изменения соответствующих характеристик в год, т. е. скорости.

Обращает особое внимание, что практически все треугольники сети вращаются по часовой стрелке, причем степень надежности определения вращения достаточно велика. Этот результат, возможно, отражает неучтенное движение полюсов Земли или же собственное глобальное вращение Северо-Американской плиты и требует дальнейших самостоятельных исследований для правильной интерпретации.

Для уточнения глобальных характеристик Тихоокеанской и Северо-Американской плит требуется расширение и сгущение сети РСДБ, так как полученные характеристики деформаций, по-видимому, существенно искажены собственными локальными движениями отдельных блоков земной коры и отдельных пунктов, особенно WESTFORD и FAIRBNKS. В целом же деформации треугольных элементов территории к востоку от разлома Сан-Андреас сравнительно невелики. Величины дилатации, сжатий и растяжений, например, оказались сравнимыми с ошибками определения, хотя полученная из обработки сети РСДБ ориентировка сжатий (растяжений) в основном не противоречит выводам, сделанным в работе [8] по другим геофизическим данным.

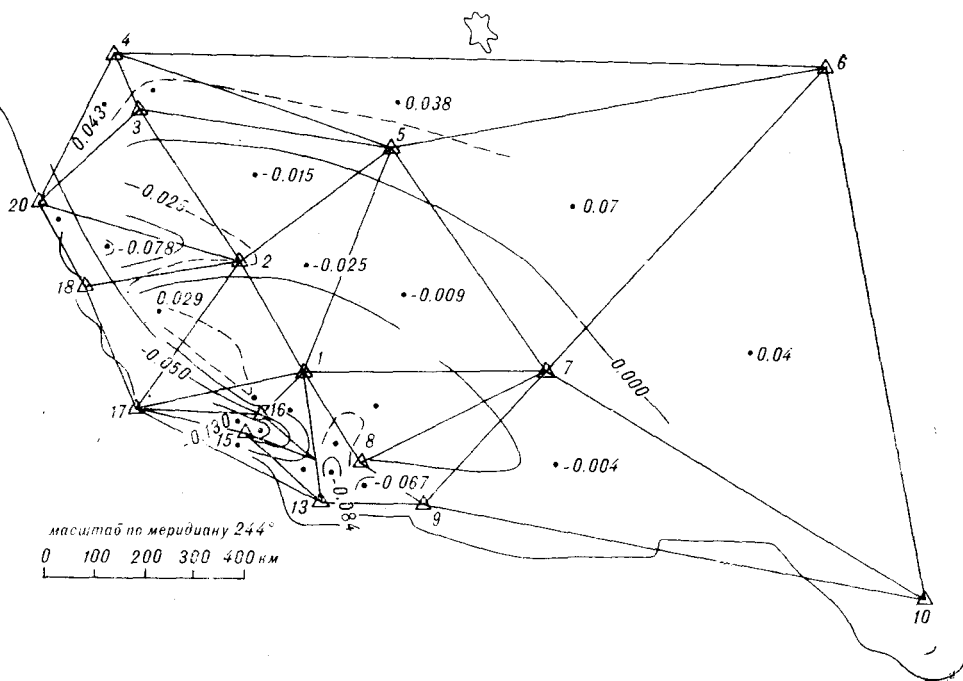


Рис. 2. Скорости изменения дилатации.

Существенно иная картина наблюдается в зоне разлома Сан-Андреас и к западу от него. В год дилатация достигает на разных участках от $0,13 \pm 0,08)10^{-6}$ до $(+0,08 \pm 0,04)10^{-6}$. Растяжения достигают $(0,18 \pm \pm 0,03)10^{-6}$ и ориентированы в среднем вдоль параллелей. Перпендикулярные им сжатия достигают таких же значений.

Полученные характеристики дают довольно обобщенную картину деформаций земной коры в зоне разлома Сан-Андреас, существенно искаженную локальными движениями и деформациями отдельных блоков. Уверенная геофизическая интерпретация полученных данных может быть выполнена с привлечением детальных геологических и наземных геодезических исследований в данном районе.

Векторы скоростей пунктов, расположенных на Тихоокеанской плите, из представленного свободного уравнивания получились в среднем примерно на 7 мм/год больше, чем в работе [5]. Они достигают $48,6 \pm \pm 1,1$ мм/год для пункта VNDNBERG и $50,7 \pm 1,9$ мм/год для пункта FT. ORD, что исключительно хорошо согласуется с моделью NUVEL-1 относительного движения Тихоокеанской и Северо-Американской плит [6], для которой он равен 49 ± 2 мм/год. Аналогичное близкое приближение получено в [5] при искусственном введении гипотезы о неизменности положения пунктов ELY, FLAGSTAF, PLATTVIL, FT. DAVIS, FAIRBNKS, WESTFORD, что, естественно, вызывает значимые искажения всех результатов обработки. Примененное нами свободное выравнивание свободно от этого недостатка, причем три из указанных выше шести пунктов имеют подвижки в пределах от 6,4 до 21,9 мм/год, определенные с ошибками в 2,5—3,9 раз менее самих величин, т. е. эти пункты следует считать мобильными.

Рассмотрим геологическую интерпретацию полученных результатов. Так как наибольшие величины скоростей подвижек (см. рис. 1) концентрируются вдоль Тихоокеанского побережья, можно предположить, что основной причиной, вызывающей движение данного участка Северо-Американской плиты, является воздействие со стороны океанической плиты. Таким образом, в этом процессе активная роль принадлежит Тихо-

океанской плите, а движение континентальной — вторично. Направления скоростей подвижек (см. рис. 1) показывают, что океаническая плита движется примерно вдоль разлома Сан-Андреас, создавая тем самым на границе с континентальной значительные скалывающие (касательные) напряжения. Это, вероятно, является одной из основных причин образования разлома. Воздействие Тихоокеанской плиты вдоль границы с рассматриваемым регионом сильно изменяется. Судя по величинам скоростей (см. рис. 1), наибольшие граничные напряжения сосредоточены на центральном выступе между точками 17 и 18. Скорости изменения дилатации (см. рис. 2) показывают, что на северо-западной части границы преобладает сжатие, а на юго-восточной — растяжение. Это неизбежно должно приводить к глобальному повороту региона континентальной плиты по направлению часовой стрелки, о чем свидетельствуют представленные выше результаты расчетов.

Дальнейшее уточнение геодинамической схемы весьма сложно осуществить из-за недостатка информации:

отсутствуют данные о движении Тихоокеанской плиты, так что определить причины неравномерного воздействия ее на рассматриваемый регион Северо-Американской плиты можно только предположительно;

отсутствуют надежные количественные характеристики скоростей и напряжений на подошве литосферы региона и на более глубоких горизонтах, без которых невозможно связать глубинные тектонические движения с поверхностными. Так как количественным результатам, полученным с помощью высокоточных инструментальных средств и статистических методов обработки, можно сопоставить лишь качественную геодинамическую схему, говорить об их однозначном соответствии весьма трудно. Одним из способов преодоления указанных затруднений является рассмотрение геодезических данных в комплексе с геофизическим и сейсмическим материалом; другим — применение моделей механики сплошной среды.

Моделирование применительно к рассматриваемой ситуации имеет значительные трудности. Для правильного отражения геодинамики региона необходимо использовать трехмерную модель. В настоящее время разработаны в основном двумерные модели, пригодные для изучения взаимодействий литосферных плит, направленных вкост их границе (типа спрединга или субдукции).

Правильную интерпретацию невозможно дать на основе представлений о жестких плитах: в данном случае нельзя пренебрегать деформацией плиты и ее блоковой структурой [3, 4].

Однако разработка блоковых моделей сопряжена со значительными трудностями и недостатком на современном этапе измерительной информации.

Таким образом, результаты измерений в сети РСДБ, построенной на западе США, уже представляют большую научную и практическую ценность с точки зрения изучения глобальной геодинамики и тектонического движения литосферных плит. Важную роль, как показано выше, здесь играет и корректная математическая обработка полученных результатов измерений, позволяющая более надежно находить требуемые параметры движений и деформаций. Для более полного и эффективного использования результатов расчета необходима разработка математических моделей, позволяющих рассчитывать глубинные тектонические течения с целью выявления связи с поверхностными движениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасименко М. Д. Комплекс программ GEODELTA: возможности, предварительные итоги исследований и перспективы развития // Симп. КАПГ по изучению современных движений земной коры, Дагомыс, 5—11 дек. 1988: Тез. докл.— Воронеж, 1988.— С. 78—80.
2. Герасименко М. Д., Склюева О. Н. Анализ численной устойчивости результатов уравнивания геодезических сетей на геодинамических полигонах // Геодезия и картография.— 1987.— № 6.— С. 22—25.

3. Ефимов А. Б., Демин С. С. К проблеме геодинамики активных зон переходов от океана к континенту // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 287, № 3.— С. 590—594.
4. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника.— 1982.— № 6.
5. Clark T. A., Gordon D., Himwich W. E. et al. Determination of relative site motion in the Western United States using Mark 111 very long baseline interferometry // J. Geophys. Res.— 1987.— V. 92, N B12.— P. 12741—12750.
6. De Mets C., Gordon R. G., Stein S., Argus D. F. A revised estimate of Pacific — North America motion and implication for Western North America plate boundary zone tectonics // Geophys. Res. Lett.— 1987.— N 14.— P. 911—914.
7. Welsch W. M. Finite elements analysis of strain patterns from geodetic observations across a plate margin // Tectonophys.— 1983.— N 97.— P. 57—71.
8. Zoback M. L. State of stress and modern deformation of the Northern Basin and Range province // J. Geophys. Res.— 1989.— V. 94, N B6.— P. 7106—7128.

ИПМ ДВО РАН
ТИГ ДВО РАН
ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
2 августа 1991 г.

УДК 550.42 : 546.9

А. Ф. Бехтольд

ПЛАТИНОИДЫ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ И КОНКРЕЦИЯХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Методом нейтронной активации с предварительным химическим концентрированием элементов определены содержания платиноидов в 16 железомарганцевых образцах, отобранных драгированием склонов глубоководных холмов Тихого океана от экватора до 27° с. ш. Показано отсутствие зависимости содержания платиноидов в глубоководных (3000 м и более) ЖМК от глубины отбора образцов и различная степень обогащения платиноидами разновозрастных оболочек конкреций. Обосновывается вывод о признании в качестве первичного источника платиноидов в ЖМК ультраосновных пород зонального (кольцевого) типа.

Глубоководные железомарганцевые корки и конкреции (ЖМК) рассматриваются сейчас в качестве наиболее перспективного комплексного вида минерального сырья Мирового океана, пригодного для широкомасштабного промышленного освоения в недалеком будущем. Ресурсы железомарганцевых конкреций настолько велики, что промышленное освоение всего лишь одного их процента обеспечит мировую потребность в никеле на 230 лет, меди на 17 лет, кобальта на 1200 лет [9].

Высокая концентрация платины в железомарганцевых корках и конкрециях (500 мг/т), несомненно усиливающая практическую значимость этих уникальных образований, была обнаружена еще в 1932 г. [1]. Последующие многочисленные определения платины в ЖМК подтвердили ее высокое содержание в этих образованиях — в отдельных конкрециях до 1000—2400 мг/т при среднем значении 250 мг/т [1, 15]. Однако закономерности накопления и распределения в ЖМК платины, а особенно элементов группы платины (Pd, Ru, Os, Ir) изучены не полно и требуют своего осмысления.

В предлагаемой работе приводятся и обсуждаются новые данные по распространенности элементов группы платины в ЖМК ряда районов Тихого океана. Образцы железомарганцевых корок и конкреций были получены посредством драгирования склонов морских холмов в течение 7-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов» (1986 г.) и 13-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов» (1988 г.) (рис. 1).

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРКОВ И КОНКРЕЦИЙ

Станция драгирования В7-18. Отобраны образцы с северо-восточного склона восточного массива плато Огасавара (см. рис. 1). Глубина отбора образцов 4100 м. Железомарганцевые корки мощностью от десятых до

Рис. 1. Схема расположения станций драгирования железомарганцевых образцов.

лей миллиметра до 1,5 см покрывают поверхность наиболее распространенных здесь эффузивных пород (рис. 2).

Тонкие плотные корки черного цвета равномерно облекают угловатые обломки пород, имеют гладкую, иногда микропористую поверхность. Корки мощностью до 1 см и более обладают глобулярной трещиноватой поверхностью и имеют двухслойное строение. Первый слой, непосредственно прилегающий к обломку породы, отличается незначительной мощностью (до 2 мм), высокой плотностью, однородностью и темным, почти черным, цветом. Второй — более мощный (до 0,5—1 см) слой характеризуется трещиноватой, пористой поверхностью, меньшей, по сравнению с первым слоем, плотностью, неоднородным строением, бурым цветом.

Станция драгирования В7-44 расположена над каньоном на южном склоне Центрального массива плато Огасавара. Глубина отбора образцов 4800 м.

В крупных глыбах (до 30 см в поперечнике) вулканогенно-осадочных брекчий, поднятых на этой станции, обнаруживаются два типа железомарганцевых образований (рис. 3). Первый тип представляют довольно мощные (до 5 см), но зрелые, рыхлые, неоднородные по строению чернобурые корки вокруг обломков вулканических пород (обр. В7-44/11). Второй тип представлен округлыми, довольно плотными, однородными черными конкрециями до 3 см в диаметре (как правило, без ядер), погруженными в известково-глинистый цемент брекчий. Контакт конкреций с вмещающим осадочным материалом нечеткий дендритовидный (см. рис. 3, обр. В7-44/6).

Станция драгирования В7-45 расположена там же, где и станция В7-44, только выше по склону каньона (см. рис. 1). Глубина отбора образцов 3450 м.

Несмотря на пространственную близость станций В7-44 и В7-45, взятые здесь образцы железомарганцевых образований по визуальным характеристикам существенно отличаются друг от друга.

На станции В7-45 железомарганцевое вещество представлено, главным образом, тонкими (не более 1 мм) однородными с гладкой поверхностью черными пленками на обломках эффузивных пород и известняков. Однако встречаются и крупные обломки (до 10 см в поперечнике) железомарганцевого вещества концентрически слоистого строения с гладкой или микропористой поверхностью, являющиеся, вероятно, фрагментами более крупных сферических конкреций (рис. 4, обр. В7-45/25).

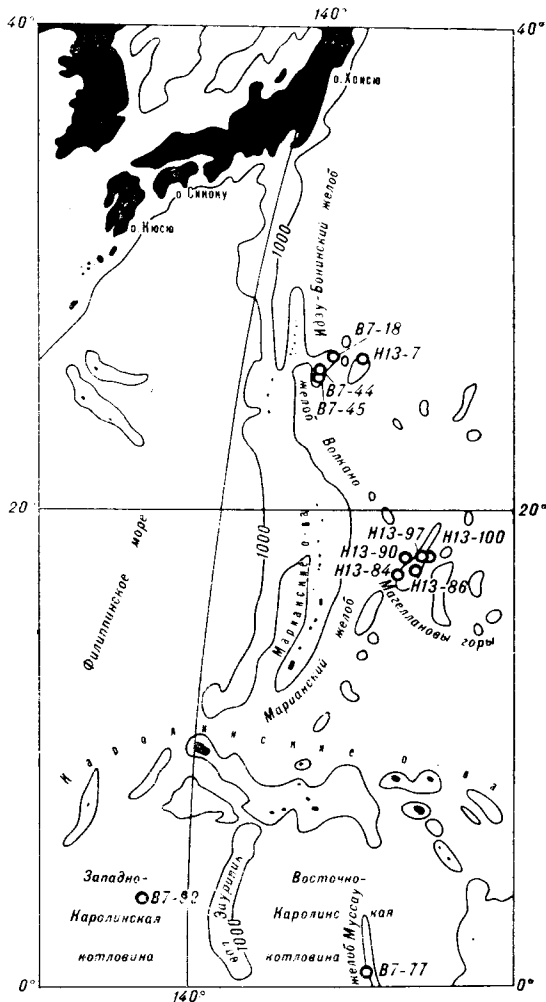




Рис. 2. Железомарганцевая корка на базальте станции В7-18.

Станция драгирования Н13-7. Гайот Поллукс, северо-западный склон (см. рис. 1). Глубина отбора образцов 1500 м. Железомарганцевые образования (обр. Н13-7, 7/5, 10, 20) представлены овально уплощенными, преимущественно повторяющими форму ядер, конкрециями. Ядра сложены, главным образом, фосфоритами. В подчиненном количестве в ядрах присутствуют неправильной формы угловатые обломки вулканических пород. Размеры корок и конкреций колеблются в широких пределах (от 1—2 до 40 см). Поверхность конкреций глобулярная. Количественное соотношение вещества ядра и оболочек непостоянно: в отдельных образцах собственно фосфатные ядра выполняют лишь 30—50 % объема конкреции, в других случаях они преобладают и окружены лишь тонкой железомарганцевой оболочкой (рис. 5, б).

Внутренняя текстура рудного вещества — тонкоконцентрически слоистая. Нередко конкреции с ядрами из фосфатизированных известняков и вулканических пород цементируются туфогенно-осадочным материалом и образуют глыбы, покрытые, в свою очередь, железомарганцевой оболочкой с глобулярной поверхностью (см. рис. 5, а).

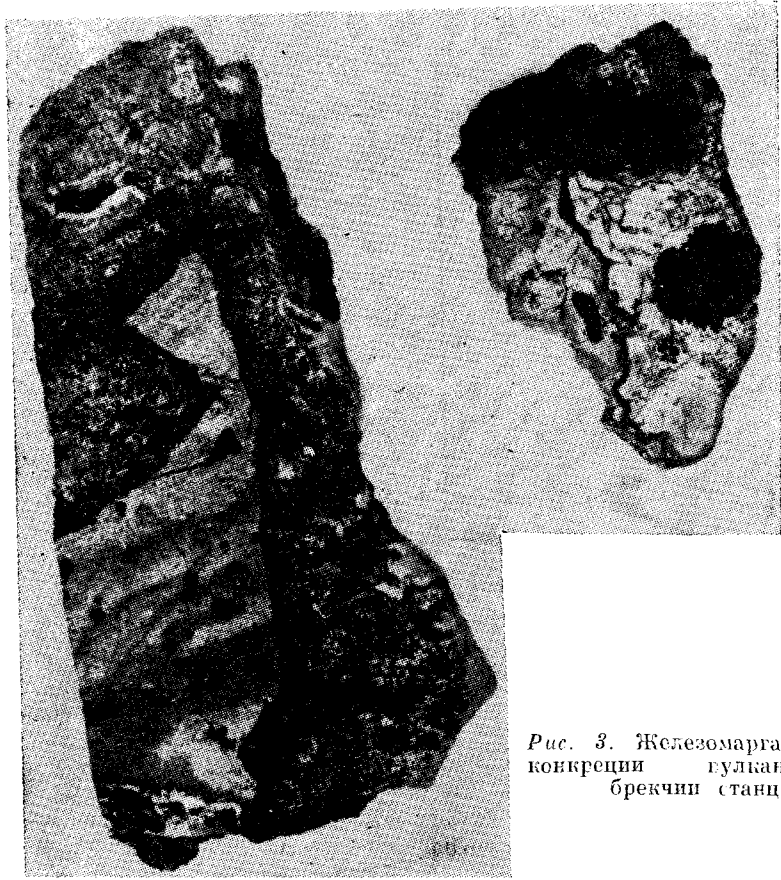


Рис. 3. Железомарганцевые корки и конкреции вулканогенно-осадочной брекчии станции В7-44.

Станция драгирования Н13-100. Магеллановы горы, восточный склон гайота Северо-Западный (см. рис. 1). Глубина отбора ЖМК — 3500 м. Немногочисленные до 2 см в поперечнике железомарганцевые конкреции округлой, почти правильной шарообразной формы обладают однородной массивной, иногда концентрически слоистой текстурой. Поверхность гладкая. Следы ядер, как правило, отсутствуют (рис. 6).

Станция драгирования Н13-97. Там же, глубина отбора 3000 м. Разновеликие (от 3 до 8 см в поперечнике), многочисленные, как правило, моноядерные железомарганцевые конкреции характеризуются обыч-

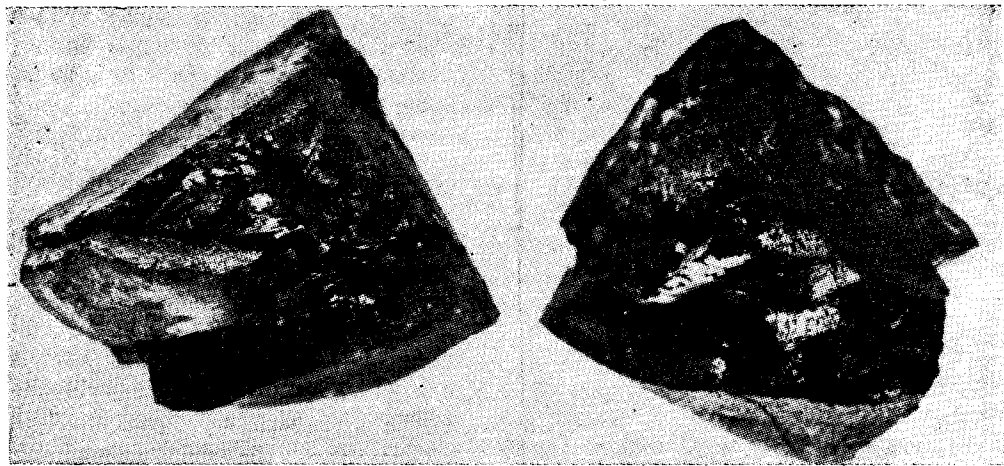


Рис. 4. Фрагмент крупной железомарганцевой конкреции станции В7-45.



Рис. 5. Железомарганцевые корки и конкреции станции Н13-7.

внизу — туфогенно-осадочная брекчия с железомарганцевыми конкрециями; вверху — разновидности железомарганцевых конкреций с фосфатными и базальтовыми ядрами.

но гладкой, иногда шероховатой поверхностью, правильной шарообразной или эллипсоидальной формой. Соотношения между размером ядра и железомарганцевой оболочкой различные, часто встречаются конкреции почти без ядер или, напротив, ядро занимает часть объема конкреции. Ядра конкреций сложены как вулканогенными, так и осадочными породами. Конкреции, практически лишенные ядер, имеют специфическое концентрически зональное строение (рис. 7).

Станция драгирования Н13-90. Там же, западный склон (см. рис. 1), глубина отбора образцов 3500 м. Многочисленные, некрупные (от 1 до 4—5 см в поперечнике), тонко концентрически слоистые, многоядерные сrostковые железомарганцевые конкре-

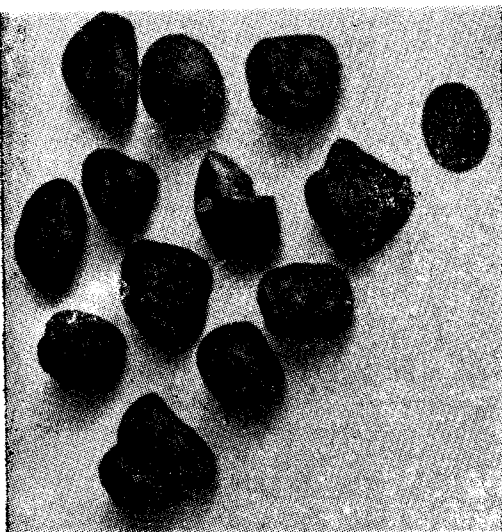


Рис. 6. Железомарганцевые конкреции станции Н13-100.

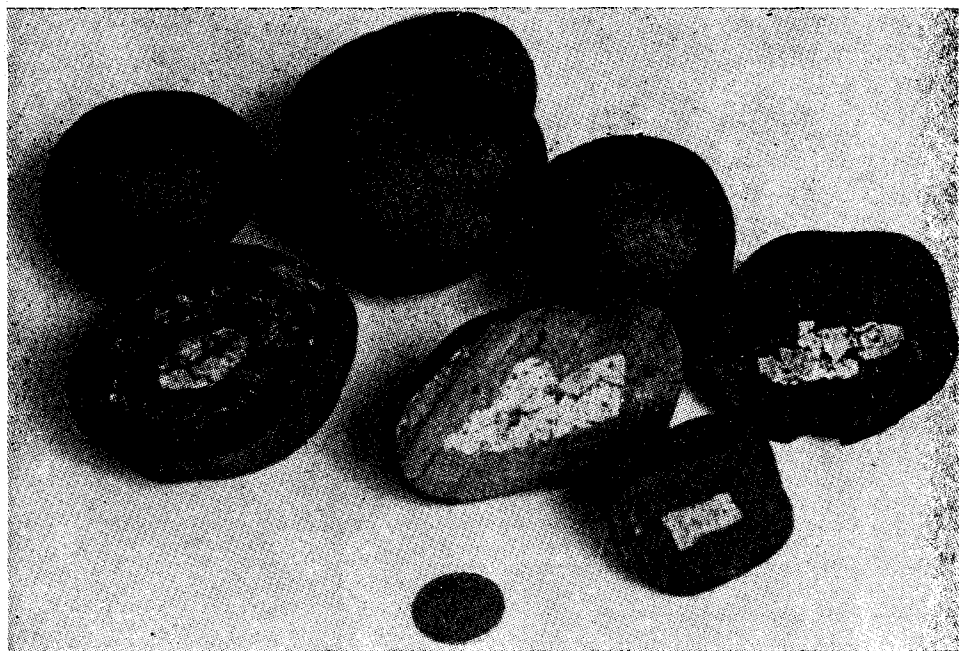


Рис. 7. Железомарганцевые конкреции станции Н13-97.

ции имеют лепешковидные, округло-неправильные, сферические формы. Рудное вещество покрывает обломки базальтов, витрокластических туфов, осадочных пород. Корки характеризуются небольшой мощностью (от 1 до 5—7 мм), однородностью, черным цветом, металлическим блеском на изломе. Поверхность конкреций гладкая, иногда шероховатая (микрорепористая).

Станция драгирования Н13-86. Там же, глубина отбора 2700 м. Железомарганцевые корки мощностью до 1—1,5 см покрывают верхнюю часть обломков гиалокластитовых брекчий, витрокластических туфов, шлаковидных пород, фосфоритизированных известняков. Мощность корок непостоянная, поверхность ноздреватая, грубо шероховатая. Рудное вещество черное, плотное, на изломе с металлическим блеском (рис. 8).

Станция драгирования Н13-84. Там же, глубина отбора 5000 м. Железомарганцевые образования представлены некрупными (от 1 до 4 см в диаметре) конкрециями, имеющими округлую, иногда уплощенную эллипсоидальную форму. Часто конкреции двух-, трехъядерные. Поверхность мелких шарообразных конкреций гладкая, иногда микрошероховатая. Относительно крупные (до 4 см) конкреции имеют бугристую глобулярную поверхность. Конкреции выполнены однородным концентрически слоистым черным рудным веществом. Ядра либо отсутствуют, либо сохраняются в виде очень небольших с нечеткими границами обломков первично-осадочных пород (рис. 9).

Станция драгирования В7-92. Одиночная возвышенность в Западно-Каролинской котловине (см. рис. 1). Глубина отбора образцов 4500 м. Железомарганцевое вещество представлено небольшими (до 3—5 см) обломками конкреций. Обломки плотные, однородные, с шероховатой поверхностью темно-бурого, почти черного цвета.

Станция драгирования В7-77. Восточный склон желоба Муссау (см. рис. 1). Глубина отбора 3000 м. Железомарганцевые корки изменчивой мощности (от 1—2 мм до 1 см) покрывают обломки эффузивных пород. Поверхность корок глобулярная, грубо шероховатая. Железомарганцевое вещество наряду с карбонатным выполняет также многочисленные трещинки, которыми разбиты катаклазированные обломки вулканических пород.



Рис. 8. Фрагменты железомарганцевых корок станции H13-86.

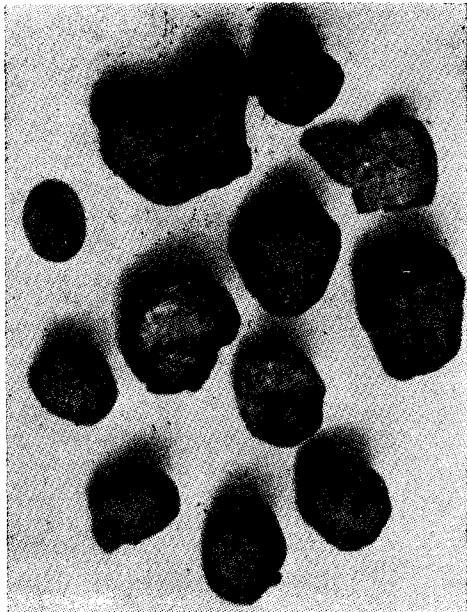


Рис. 9. Железомарганцевые конкреции станции H13-84.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ

В 16 образцах железомарганцевых корок и конкреций были определены содержания платины, палладия, рутения, осмия, иридия, золота (табл. 4) с использованием оригинальной методики А. И. Квасова — нейтронно-активационное определение платиноидов с предварительным химическим концентрированием элементов [6].

Концентрирование элементов осуществлялось посредством пробирной плавки. Состав шихты и условия пробирной плавки подбирались экспериментально и способствовали максимальному химическому выходу элементов (в нашем случае выход элементов составил 80—90 %). Навески проб (5 г) и шихты (50 г) тщательно перемешивались и подвергались плавке на сульфидно-никелевый штейн при температуре 1050—1100 °С в течение часа. Штейн истирался в порошок и растворялся в 12М растворе HCl при кипячении. Раствор фильтровался через фильтр «синяя лента». Промытый фильтр запаивался в полиэтиленовый пакет и подвергался облучению в потоке тепловых нейтронов $6 \times 10^{13} \times n \times \text{см}^{-2} \times \text{с}^{-1}$. В зависимости от периодов полураспада радионуклидов платиноидов время облучения и «остывания» было разным. Для определения содержания палладия, имеющего короткоживущие радионуклиды, проба облучалась (вместе с эталоном) в течение 200 с и после 10—12-часового «остывания» измерялась наведенная «активность». Для определения содержаний Pt, Ir, Os и Au, имеющих долгоживущие радионуклиды, пробы облучались в течение 5 ч, «остывали» 7 дней, а затем измерялась наведенная активность. Время измерения одной пробы — 500 с. Расчет концентраций проводили относительным способом с учетом химического выхода элементов и конкурирующих реакций. В качестве эталонов использовались готовые стандартные растворы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Платина. Наиболее распространенный металл в группе платиноидов, ее кларк в хондритах равен 1020 мг/т [4], по А. П. Виноградову [3] — 2000 мг/т. Среднее содержание Pt в земной коре оценивается в 5 мг/т [7], в ультраосновных породах — в 200 мг/т [3]. Концентрация платины в морской воде чрезвычайно низка — 0,0002 мг/т [19] (табл. 2).

Платиноиды в железомарганцевых корках и концентрациях, мг/т

Место отбора	Шифр пробы	Координаты		Pt	Pd	Ru	Os	Ir	Au	Pt/Pd	Глубина отбора, м
		с. ш.	в. д.								
1. Желоб Муссау	B7-77/14	00°50'	149°11,3'	75	—	6,3	29,0	0,43	5,2	—	3000
2. Западно-Каролинская котловина	B7-92	03°44,8'	137°37,6'	132	5,7	6,4	15,0	0,48	3,1	23,16	4500
3. Магеллановы горы	H13-84	17°01,0'	151°41,2'	120	4,9	7,5	11,9	0,45	7,3	24,49	5000
4. »	H13-86/5	17°03,7'	151°45,8'	78	—	6,1	21,0	0,45	6,9	—	2700
5. »	H14-90	17°43'	150°24,8'	76	5,0	3,0	16,1	0,46	3,5	15,2	3500
6. »	H13-97a	17°59'	151°19,6'	92	—	2,7	14,6	0,48	3,8	—	3000
7. »	H13-97б	»	»	55	2,8	2,4	10,7	0,37	3,9	19,64	»
8. »	H13-100	»	»	88	4,1	1,2	12,5	0,47	4,5	21,46	3500
9. Гайот Поллукс	H13-7	25°47,3'	147°41,7'	74	3,8	3,0	8,2	0,35	3,3	19,47	1500
10. »	413-7/5	»	»	260	—	3,9	6,7	0,45	11,4	—	»
11. »	H13-7/10	»	»	210	—	2,4	14,1	0,49	9,3	—	»
12. »	H13-7/20	»	»	84	—	2,3	13,5	0,37	5,9	—	»
13. Плато Огасавара	B7-44/11	25°50,6'	144°43,4'	258	6,9	4,2	21,0	0,71	4,1	37,39	4800
14. »	B7-44/6	»	»	210	—	1,3	8,2	0,52	10,1	—	»
15. »	B7-45/25	25°53'	144°33,2'	53	—	1,5	18,2	0,39	4,1	—	3450
16. »	B7-18/3	26°25,6'	145°25,2'	206	7,1	3,6	20,0	0,68	3,5	—	4100
Среднее				130,0	5,04	3,43	15,04	0,47	5,62		

Распространенность платиноидов в некоторых природных объектах, мг/т

Элемент	ЖМК по данным автора и [2] (в скобках) (а)	Земная кора по [7] (б)	Морские осадки по [2] (в)	Холмисты по [4] (г)	Коэффициент концентрации		
					а/б	а/в	а/г
Os	15(6)	5	0,2	524	3(1,2)	75(30)	0,029(0,011)
Ir	0,47(8)	1	0,3	540	0,47(8)	1,57(26,67)	0,0009(0,015)
Ru	3,43(5)	10	0,2	690	0,34(0,5)	17,15(25)	0,005(0,007)
Rh	—(9)	0,5	0,4	200	—(18,0)	—(22,5)	—(0,045)
Pt	130(210)	10	5	1020	13(21)	26(42)	0,13(0,21)
Pd	5(6)	10	3,5	545	0,5(0,6)	1,43(1,71)	0,0092(0,011)
Au	5,62(2)	4	2	152	1,41(0,5)	2,81(1,0)	0,037(0,013)
Pt/(Pt + Pd) (Pt + Pd)/ (Ru + Os + Ir)	0,96(0,97)	0,50	0,59	0,65			
	7,11(11,36)	1,25	12,14	0,89			

Железомарганцевые конкреции и корки, как правило, существенно обогащены платиной по сравнению с земной корой в целом и близки по средней концентрации металла (~ 230 мг/т) [2] к ультраосновным породам. Диапазон же колебаний содержаний платины в железомарганцевом материале чрезвычайно широк — от 5 до 900 мг/т [1]. Учитывая, что расхождения между результатами определения платины в железомарганцевых образованиях различными методами могут быть весьма значительными, примем за среднее содержание платины в ЖМК Тихого океана значение, полученное [17] методом нейтронной активации, т. е. методом, используемым в настоящей работе. Это среднее содержание составляет 250 мг/т.

Концентрация платины в 16 образцах железомарганцевых корок и конкреций, исследуемых в предлагаемой работе, колеблется от 74 до 260 мг/т (см. табл. 1). Среднее содержание платины составляет 130 мг/т и значительно уступает принятому нами значению среднего (250 мг/т). Многими исследователями [1, 17, 20, 21], изучавшими поведение платины в железомарганцевых корках и конкрециях океанического дна, подчеркивается устойчивая отрицательная корреляция между содержанием Pt в образцах и глубиной отбора образцов: чем больше глубина отбора образцов, тем ниже концентрация платины. Причем наибольшие содержания платины характеризуют образцы с глубины от 1100 до 2000 м [21]. Для железомарганцевых корок Маршалловых островов отмечается обратная зависимость. Наиболее глубинные образцы корок (2900 м) содержат Pt больше, чем относительно мелководные (1600—1800 м) [16].

Отличительной особенностью нашей подборки образцов является их глубоководность. Глубины отбора образцов железомарганцевого материала, исследуемых в настоящей работе, колеблются от 1500 до 5000 м, причем только четыре образца подняты с глубины менее 2000 м.

Рис. 10 демонстрирует отсутствие какой-либо зависимости концентрации платины от глубины отбора образцов железомарганцевого вещества, и, следовательно, вышеупомянутые как отрицательная, так и положительная корреляции между содержанием Pt в образцах и глубиной отбора образцов для ЖМК, поднятых с глубин в 3000 м и более, не закономерны.

Между тем, преобладающие в нашей выборке глубинные образцы ЖМК (глубина отбора от 3000 до 5000 м) отличаются значительным разбросом содержаний платины (55—260 мг/т), никак не связанных с глубиной отбора образцов. Малоглубинные (1500 м) образцы гайота Поллука также характеризуются широким диапазоном содержаний (от 74 до 260 мг/т), несмотря на принадлежность этих образцов к одной станции драгирования. Такие вариации концентраций платины в образцах ЖМК, поднятых одной

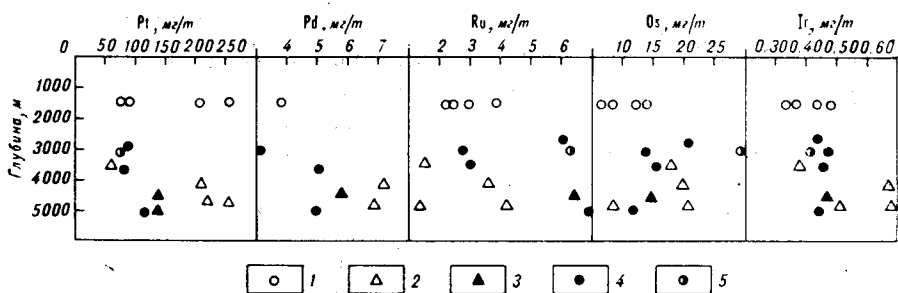


Рис. 10. Распределение платиноидов в зависимости от глубины отбора образцов ЖМК. 1 — гайот Поллукс; 2 — плато Огасавара; 3 — Западно-Каролинская котловина; 4 — Магеллановы горы; 5 — желоб Муссау.

драгой, могут быть объяснены различным уровнем содержаний Pt в разновозрастных частях железомарганцевых конкреций и корок. Близкое к двухкратному обогащение платиной корок более древних генераций (слой железомарганцевого материала, приближенные к ядру конкреции) по сравнению с корками молодых генераций (внешние оболочки конкреций) отмечалось в работах многих исследователей [1, 13, 14, 21].

Произвольно отобранные нами пробы железомарганцевого материала из конкреций могут принадлежать различным возрастным генерациям ЖМК и, соответственно, существенно различаться по концентрациям платины. Зависимость содержания платины от места отбора пробы (возраста) в конкреции подтверждается нашими данными: содержание платины в пробе железомарганцевого материала, отобранного из периферийной части конкреции (Н13-97б), примерно в два раза меньше концентрации платины в приядерной части конкреции (Н13-97а) (см. табл. 1).

Палладий. Второй по распространенности (после платины) элемент в группе платиноидов. Среднее содержание Pd в ультраосновных породах 120 мг/т [3], в хондритах — 540 мг/т [4].

Средняя концентрация палладия в железомарганцевых корках и конкрециях составляет 5 мг/т [1] и в отличие от платины существенно уступает таковой в ультраосновных породах и, тем более, в хондритах.

В настоящей работе определены содержания Pd в восьми пространственно разобщенных ЖМК. Диапазон колебаний содержаний палладия незначителен — от 2,8 до 7,1 мг/т. Среднее содержание Pd (5,04 мг/т) повторяет общепринятое значение среднего для Pd в ЖМК — 5 мг/т [1].

Концентрация палладия в исследуемых железомарганцевых корках и конкрециях не обнаруживает зависимости от глубины отбора образцов (см. рис. 10).

Иридий. Один из наименее изученных элементов группы платины. Надежные оценки кларка иридия в земной коре отсутствуют. Среднее содержание Ir в хондритах 540 мг/т [4], в остальных породах кларк не установлен. В ультраосновных — основных породах ряда расслоенных массивов Дальнего Востока и Восточной Сибири содержание Ir колеблется от 0,1 до 1,0 мг/т [5, 6].

Концентрация иридия в железомарганцевом материале Тихого океана, определенная методом нейтронной активации, колеблется в пределах от 0,9 до 23,1 мг/т и имеет среднее значение 9,39 мг/т [15]. Г. Н. Батурич [1] приводит среднее значение содержания иридия в ЖМК Мирового океана — 7 мг/т.

Содержания иридия определены нами в 16 образцах железомарганцевых корок и конкреций (см. табл. 1) и отличаются постоянными ровными и очень невысокими значениями, приближающимися к концентрациям иридия в ультраосновных породах расслоенных массивов Сибири и Дальнего Востока (диапазон колебаний 0,35—0,70 мг/т, среднее значение 0,47 мг/т). Незначительные изменения содержаний иридия в образцах не связаны с глубиной отбора образцов (см. рис. 10). По аналогии с

платиной наблюдается большая концентрация иридия в приядерной (более древней) части конкреции Н13-97 по сравнению с ее периферийной частью.

Рутений. Слабо изученный в геохимическом отношении элемент. Сведения о распространенности в природных объектах весьма скудны. Содержание рутения в хондритах оценивается в 690 мг/т [4]. Немногочисленные определения рутения в железомарганцевом материале Мирового океана позволили Г. Н. Батурину [1] привести значение среднего содержания в 13 мг/т при диапазоне колебаний от 1,6 до 20 мг/т. Полученные в настоящей работе значения концентраций в 16 образцах железомарганцевых корок и конкреций колеблются от 1,2 до 7,5 мг/т. Среднее значение составляет 3,43 мг/т. Какая-либо зависимость содержаний рутения в ЖМК от глубины отбора образцов отсутствует (см. рис. 10). Отмечается очень слабое обогащение рутением внутренней (более древней) части конкреции Н13-97 по сравнению с внешними ее оболочками.

Осмий. Наименее распространенный и самый слабоизученный элемент группы платины. В хондритах содержится 524 мг/т осмия [4]. Сведения о концентрации осмия в земных породах (не рудах) крайне ограничены. В железомарганцевых конкрециях и корках определения содержаний осмия единичны. Предполагаемое среднее содержание осмия в ЖМК определялось с учетом коэффициента распределения элементов группы платины между осадками и железомарганцевым материалом. Расчетное содержание осмия в ЖМК составляет $\sim 4-8$ мг/т [1].

В табл. 1 приведены концентрации осмия в 16 образцах железомарганцевых корок и конкреций, исследуемых в настоящей работе. Содержания меняются вне связи с глубиной отбора образцов (см. рис. 10) от 6,7 до 21 мг/т. Средняя концентрация Os в ЖМК 15,04 мг/т. Содержание осмия в периферийной части конкреции Н13-97 ниже, чем в приядерной.

Обсуждение результатов. Анализ поведения отдельных элементов пространственно разобранных железомарганцевых конкреций и корок Мирового океана показал [1, 8, 9], что вариации состава ЖМК в значительной степени контролируются такими факторами как климатическая, вертикальная и циркумконтинентальная зональность. Многие исследования показали зависимость между составом конкреций и климатической или широтной зональностью. Для Тихого океана максимальное содержание в конкрециях суммы рудных элементов отмечается от 40° с. ш. до 40° ю. ш. Конкреции с максимальным содержанием марганца, никеля и меди локализованы в интервале $0-20^\circ$ с. ш. Содержания других металлов также обнаруживают зависимость от широтного положения конкреций. С этой точки зрения заслуживает внимания анализ поведения элементов группы платины в исследуемых в настоящей работе конкрециях и корках, расположенных в довольно большом широтном интервале Тихого океана: от экватора до 27° с. ш. Небольшая выборка проанализированных образцов способна, на наш взгляд, лишь наметить тенденцию изменчивости состава платиноидов в ЖМК в зависимости от их широтного положения.

В табл. 1 порядковые номера станций драгирования возрастают в порядке их расположения с юга на север. Содержание платины в этом ряду не подчиняется какой-либо закономерности. Слабо проявлена тенденция обогащения палладием приэкваториальных конкреций и конкреций станций драгирования, расположенных на $25-27^\circ$ с. ш., по сравнению с конкрециями средней части опробованного интервала широт. Наиболее ясно в ряду платиноидов зависимость концентрации от широтного положения конкреций демонстрирует рутений: его содержание в конкрециях сравнительно устойчиво и постепенно растет от экватора к северу.

В распределении осмия скорее отсутствует какая-либо связь с пространственным положением конкреций, хотя наибольшие значения его концентраций приурочены к ЖМК, расположенным в крайних участках

опробованного широтного интервала: приэкваториальном и на 25—27° северной широты.

Ровные, без существенных вариаций, значения содержаний иридия в железомарганцевых образованиях не обнаруживают никакой зависимости от их широтного положения.

Совершенно хаотично и бессистемно в направлении от экватора к северу распределяется в конкрециях золото.

Многими исследователями отмечалась определенная зависимость химического состава конкреций от глубины океана. Анализ данных о конкрециях Тихого океана показал [8], что максимальные содержания в них марганца приурочены к глубинам до 2000 м, железа — 3000—4000 м, никеля и меди — более 5000 м, кобальта — до 2000 м.

Наибольшие концентрации платины обнаруживаются в конкрециях, расположенных на глубинах от 1000 до 2000 м [14, 20, 21].

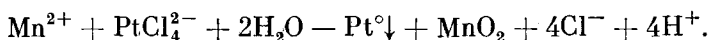
Анализ поведения платиноидов в конкрециях в зависимости от глубины отбора образцов в предлагаемой работе приведен при характеристике отдельных элементов. Отметим лишь основной вывод: концентрация элементов группы платины в конкрециях, поднятых с глубины более 3000 м, не зависит от глубины отбора образцов (см. рис. 10).

Многие исследователи выделяют в строении крупных конкреций две вещественные генерации, различающиеся возрастом и геохимической нагрузкой: наиболее древнюю (по некоторым оценкам рост ее продолжался от 18 до 12 млн лет) приядерную часть конкреций и более молодую (рост ее начался около 11 млн лет назад) периферийную часть. Между собой они разделены прослоем карбонатного или фосфатного материала, обязанного своим появлением, вероятно, изменению условий формирования конкреций.

Наибольшие концентрации платины обнаружены в наиболее молодых оболочках древнего железомарганцевого вещества. Молодые генерации конкреций содержат относительно меньшее количество платины. Эта геохимическая специализация железомарганцевого вещества разного возраста подтверждается нашими данными и не только для платины. В табл. 1 приведены содержания элементов группы платины как в приядерной части конкреции (Н13-97а), так и в периферийных ее оболочках (Н13-97б). Все без исключения платиноиды содержатся в большом количестве в более древней генерации железомарганцевого вещества по сравнению с молодой генерацией.

Источник металлов. Наиболее предпочтительным непосредственным источником элементов группы платины, содержащихся в повышенных количествах в океанических железомарганцевых корках и конкрециях, признается морская вода [1, 13, 14, 21].

По своим ядерно-физическим и химическим характеристикам шесть элементов группы платины (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) делятся на две контрастные триады: Ru, Rh, Pd и Os, Ir, Pt. Однако в природе платиноиды, как правило, встречаются вместе и резкого различия в их распространенности и путях миграции не наблюдается. К ним, вероятно, применимо эмпирическое правило: элементы, атомные веса которых близки или кратны двум, обладают большим геохимическим сродством и ведут себя одинаково в тех или иных природных процессах [10]. Физико-химическими свойствами элементов группы платины объясняется их склонность к комплексообразованию, особенно наиболее устойчивых для платиноидов хлоридных комплексов [10]. В морской воде основной разновидностью соединений платины является отрицательно заряженный тетрахлор-комплекс $[PtCl_4]^{2-}$, который имеет очень высокую константу прочности [14]. В [14] изучены возможные механизмы обогащения платиной железомарганцевых корок и конкреций и сделан вывод о наиболее удовлетворительном способе концентрации платины посредством следующей реакции:



Эта реакция возможна на глубинах ниже зоны кислородного минимума.

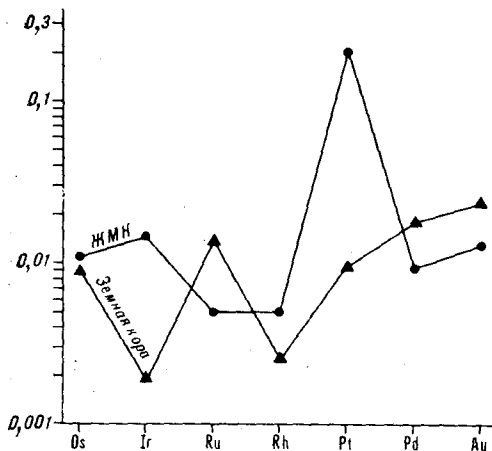


Рис. 11. Средние содержания платиноидов в ЖМК Тихого океана [1] и земной коре [7], нормализованные относительно хондритов.

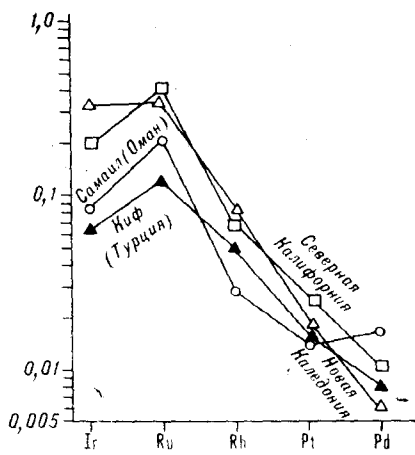


Рис. 12. Средние содержания платиноидов в альпийском типе ультраосновных пород [4], нормализованные относительно хондритов.

Учитывая геохимическую близость элементов группы платины, можно предполагать, что другие платиноиды накапливаются в ЖМК похожим способом.

Однако морская вода — непосредственный, но не первичный источник металлов. В океане существует три основных потенциальных источника рудных компонентов ЖМК [9]: снос с континентов, эндогенная поставка вещества; глубоководное выветривание (гальмиролиз); эрозия. Если платиноиды представляют собой компактную группу элементов с близкими физическими и химическими свойствами и одинаково ведут себя в природных процессах, то можно ожидать сохранения количественных соотношений элементов группы платины в конечных продуктах миграции вещества (в нашем случае это железомарганцевые корки и конкреции) по сравнению с первичным источником элементов. С этой точки зрения попробуем определить наиболее вероятный первичный источник платиноидов ЖМК из трех вышеперечисленных.

Среднее содержание элементов группы платины и их соотношения в земной коре приближаются по своим значениям к концентрации и пропорциям платиноидов в ЖМК (см. табл. 2, рис. 11) за исключением платины. Железомарганцевые конкреции значительно обогащены платиной относительно других платиноидов по сравнению с земной корой. Следовательно, снос с континентов вряд ли является первичным источником платиноидов для ЖМК.

Сведения о распространенности платиноидов в продуктах эндогенных процессов океанического дна исключительно скудны и не позволяют хотя бы в первом приближении оценить вклад этого источника в накопление элементов группы платины в ЖМК.

Несмотря на слабую геологическую изученность океанического дна, находки ультраосновных изверженных пород в основании океана не являются редкими. Известно, что из земных пород наибольшими концентрациями платиноидов обладают ультраосновные породы и можно предполагать, что именно гальмиролиз последних в значительной мере приводит к накоплению платиноидов в морской воде и последующему обогащению ими железомарганцевого материала. Ультраосновные породы, имея различия в магматической истории, в разной степени и в различных соотношениях концентрируют элементы группы платины.

В табл. 3 приведены средние содержания Pt и Pd в отдельных массивах ультраосновных пород Аляски и Дальнего Востока. Соотношения концентраций элементов группы платины в породах этих массивов определяют принадлежность их к весьма специфическому зональному ультра-

Платиноиды в ультраосновных породах, мг/т

Элемент	ЖМК по данным автора и [2] (в скобках)	Union Bay (Аляска) по [12]	Duke Island (Аляска) по [12]	Goodnews Bay (Аляска) по [11]	Кондерский массив [6]	Альпийский тип [4, 18]	Зональный ультрамафический тип [4, 18]
Pt	130(210)	1600	200	1400	800		
Pd	5(6)	200	140	20	23		
Pt/(Pt + Pd)	0,96(0,97)	0,89	0,59	0,98	0,97	0,64	Очень высокое
(Pt + Pd)/ (Ru + Os + Ir)	7,11(11,36)	—	—	—	—	0,14—1,12	Высокое

мафическому типу месторождений платиноидов по классификации [4] и максимально приближаются к пропорциям платиноидов в железомарганцевых корках и конкрециях, что позволяет предполагать в качестве наиболее вероятного первичного источника платиноидов для ЖМК именно этот тип ультраосновных пород.

Платиноносные ультраосновные массивы альпийского типа (по той же классификации) входят в состав широко известных офиолитовых комплексов Новой Гвинеи, Тасмании, Новой Каледонии, Калифорнии, Омана, Греции, Турции и др. Если офиолиты тождественны океанической коре (один из основных постулатов плитной тектоники), то следовало бы ожидать предпочтительную распространенность в пределах океанического дна именно альпийского типа ультраосновных пород и, как следствие, решающего влияния этих образований на накопление платиноидов в ЖМК.

Однако соотношения платиноидов (см. табл. 3, рис. 1, 2, 11, 12) в массивах альпийского типа и железомарганцевых конкрециях несопоставимы, и если основным механизмом накопления элементов группы платины в ЖМК является подводное выветривание и эрозия ультраосновных пород, то ультраосновные породы альпийского типа никак не могут играть роль первичного источника платиноидов для ЖМК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г. Н. Геохимия железомарганцевых конкреций в океане. — М.: Наука, 1986.
2. Батурин Г. Н. Средний химический состав железомарганцевых конкреций и корок со дна океана // Океанология. — 1991. — Т. 31, вып. 1. — С. 125—131.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. — 1962. — № 7. — С. 555—671.
4. Кабри Л., Налдретт А. Природа распределения и конкреции элементов платиновой группы в различных геологических средах // Материалы 27-го Международного геологического конгресса. Т. 10. Минералогия. — М.: Мир, 1984. — С. 10—26.
5. Квасов А. И. Распределение платиноидов, золота и элементов группы железа в породах офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 5. — С. 120—121.
6. Квасов А. И. Определение палладия, платины, иридия и золота в горных породах с использованием метода концентрирования элементов на сульфидно-никелевый штейн и последующего нейтронно-активационного анализа // Геохимия. — 1987. — № 7. — С. 1045—1047.
7. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
8. Скорнякова Н. С. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии им. П. П. Ширшова. — 1986. — Т. 122. — С. 109—184.
9. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана. — Л.: Недра, 1987.
10. Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. — М.: Недра, 1975.
11. Bird M. L., Clark A. L. Microprobe study of olivine chromitites of the Goodness Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum // J. Res. U. S. Geol. Survey. — 1976. — V. 4, N 7. — P. 717—725.

12. Clark A. L., Greenwood W. R. Geochemistry and distribution of platinum group metals in mafic to ultramafic complexes of southern and southeastern Alaska // U. S. Geol. Survey Prof. Paper 800-C.—1972.— P. 157—160.
13. Halbach P., Manheim F. T. Potential of Cobalt and other metals in ferromanganese crusts on seamounts of the Central Pacific Basin // Mar. Min.—1984.— N 4(4).— P. 319—336.
14. Halbach P., Kriete C., Prause B., Puteands D. Mechanisms to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crust // Chem. Geology.—1989.— N 76.— P. 96—106.
15. Harris R. C., Crocket J. H., Stainton M. Palladium, iridium and gold in deep-sea manganese nodules // Geochim. et Cosmochim. Acta.—1968.— V. 72, N 213.— P. 158—162.
16. Hein J. R., Schwab W. C., Davis A. S. Cobalt- and Platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands // Mar. Geology.—1988.— N 78.— P. 255—283.
17. Hodge V. F., Stallard M., Koide M., Goldberg E. D. Platinum and the platinum anomaly in the marine environment // Earth and Planet. Sci. Lett.—1985.— V. 72, N 213.— P. 158—162.
18. Naldrett A. J., Duke J. M. Platinum metals in magmatic sulfide ores // Science.—1980.— N 208.— P. 1417—1424.
19. Nozaki Y. Recent advances in marine chemistry // Chikyu Kagaku.—1985.— V. 19.— P. 59—64.
20. Terashima S., Usui A., Nakao S., Mita N. Platinum abundance in ocean floor ferromanganese crust and nodules // Mar. Mining.—1988.— V. 7.— P. 209—218.
21. Terashima S., Usui A., Nakao S., Mita N. Geochemistry of platinum and gold in ocean-floor ferromanganese crusts and nodules // Bull. Geol. Surv. Japan.—1989.— V. 40(3).— P. 125—140.

ИТУГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
27 сентября 1991 г.

УДК 551.24(571.6)

Ч. Б. Борукаев

ТАК ЛИ УНИКАЛЬНЫ МЕЗОЗОЙСКИЕ ДИВА-СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ?*

На базе анализа «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» отмечается принципиальное сходство дива-структур с орогенными структурами. Последние проявляются во времени и пространстве неравномерно. Пики их развития приходится на эпохи слияния континентальных масс в суперконтиненты Пангеи (середина протерозоя, поздний палеозой — ранний мезозой).

Наиболее интенсивно процессы орогенеза развиваются на активных окраинах континентов и практически на всей площади микроконтинентов. Орогенез находит наилучшую интерпретацию в рамках концепции тектоники литосферных плит. Уникальность мезозойских дива-структур Восточной Азии не подтверждается.

Понятие о дива-структурах и дива-стадиях развития земной коры было введено академиком Чень Гоа. Прочитируем одно из его последних, устоявшееся и отточенное, определений: «Термин „дива” образован от китайских слов Земля + депрессия, будучи особой разновидностью межгорных структурных бассейнов, встречающихся преимущественно в платформенной области и заполненных, главным образом, молассоидными осадками. Область дива характеризуется высоким рельефом, причем бассейны дива как отрицательные формы чередуются с хребтами как положительными, называемыми „геокуполами”. Это постплатформенная подвижная область, третий тектонический элемент земной коры, кроме геосинклинальных и платформенных областей, предложенный автором в 1959 г... Ее синоним — „активизированная” область, введенный автором в 1956 г., поскольку она образуется путем активации платформы» [15, p. III].

* Расширенный текст доклада на советско-китайском симпозиуме (Благовещенск, 1991 г.)

В русскую геологическую литературу термин *дива* ввели со ссылкой на Чень Гоа в 1963 г. В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий. Между тем, к тому времени существовало уже несколько терминов, предложенных для подобных структур Г. Ф. Мирчинком, В. А. Обручевым, С. С. Шульцем и др. еще в 30-х — 40-х гг. В 60-х — 70-х гг. дискуссии вокруг «третьего типа» активизировались, причем число употреблявшихся терминов перевалило за два десятка. Наиболее часто использовались в разных модификациях термины *орогенез*, *орогенные структуры* и т. п.

Надо заметить, что выделение «третьего типа структур» нанесло первый удар по «учению о геосинклиналях», хотя и обсуждалось в рамках последнего, ибо отвергло главный постулат учения о превращении мобильной геосинклинали в стабильную платформу в ходе геосинклинального цикла (стадии). Оно потребовало также переопределения понятий о геосинклинали и платформе, поставив перед исследователями так и не преодоленные трудности.

Термин «орогенез» был введен еще в 1890 г. Г. Гилбертом и использовался автором в геоморфологическом смысле. Э. Ог и Г. Штилле употребили его в тектоническом аспекте, связав проявления орогенеза только с геосинклинальными областями. В 1948 г. С. С. Шульц ограничил такое понимание, фактически вернув термину первоначальный смысл и обратив его в синоним «горообразования».

Новые разработки в плане уточнения понятийной базы и терминологии объектов, относящихся к «третьему типу», были осуществлены в серии работ К. В. Боголеповым [3]. Он предложил различать протоорогенез как стадию, непосредственно сменяющую стадию геосинклинального развития, и дейтероорогенез как горообразование на месте более древних, в той или иной мере *пенепленизированных* горных сооружений и платформенных областей. Эти разработки были осуществлены на данных анализа мезозойской тектоники Сибири и Центрально-Азиатского пояса. Классификационные неясности и неточности позволяют отождествлять с *дива*-процессами как дейтероорогенез (более уверенно), так и орогенез в целом.

Существенно, что вопроса о специфике мезозойской истории Востока Азии К. В. Боголепов не ставил. Напротив, он предпринимал попытки распространить свои выводы на палеозой (в частности, Алтае-Саянской области) и даже докембрий. С этой целью по его инициативе в Сибирском отделении АН СССР совместно с Мингео СССР была проведена огромная работа по программе «Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири». В ходе работы были составлены многие десятки карт и профильных разрезов по отдельным регионам Сибири. Принципиальная новизна Атласа заключается в том, что на его картах впервые в явном виде выделены орогенные комплексы (по возможности подразделенные на прото- и дейтероорогенные) как самостоятельный тип тектонических тел.

Атлас, опубликованный в упрощенном виде в 1988 г. под редакцией академика А. Л. Яншина [2], состоит из серии карт по разновозрастным этапам, структура которых изображена в виде размещения геологических тел, индексированных в терминах модернизированного учения о геосинклиналях. Такие этажи названы мегакомплексами [13]. Их границы в первом приближении синхронны и отвечают крупным перестройкам структурного плана территории. Построения проводились на современной топографической основе без каких-либо палинспастических реконструкций. В сумме карты Атласа дают объемное представление о структуре земной коры Сибири и ее эволюции. Последовательное рассмотрение карт позволяет выявить распространенность и роль орогенных структур на разных этапах эволюции.

Надо, правда, оговориться, что на картах нашли отражение только впадины, грабены и другие формы, выполненные формациями орогенного класса, т. е. собственно геодепрессии. Менее отчетливо выступают другие орогенные структуры, как то своды, валы и т. д. Представление о наи-

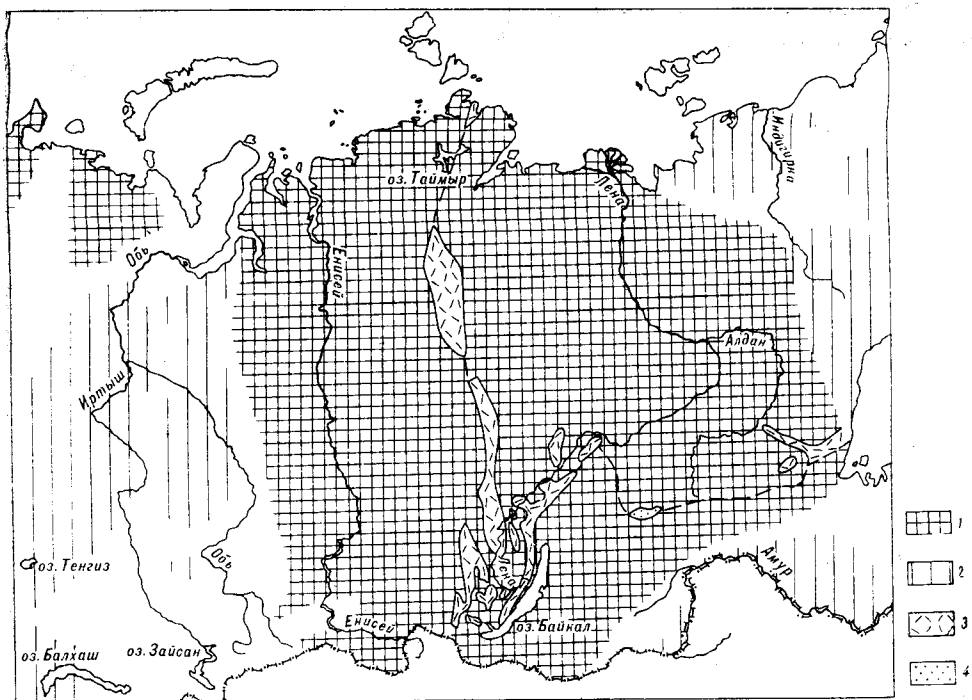


Рис. 1. Схема структуры дорифейских образований Сибири (по [2], упрощено). 1, 2 — континентальные блоки (1 — в основании кратонов, 2 — в подвижных поясах); 3 — окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса; 4 — орогенные комплексы.

более крупных из них можно получить с учетом размещения полей широкого распространения интрузий гранитоидов.

Дорифейские толщи обнажены на сравнительно малой площади, а количество скважин, вскрывших фундамент на Сибирской платформе, невелико. Поэтому их структура показана в Атласе на единой генерализованной схеме (рис. 1). В толще выделено четыре мегакомплекса.

Наиболее древний мегакомплекс, алданский (древнее 3,3 млрд лет), представлен глубокометаморфизованными породами и слагает кристаллический цоколь Сибирской платформы. Среди складчатых поясов его возрастные гомологи достоверно установлены лишь в Омолонском массиве. Высокая степень метаморфизма препятствует восстановлению литологических аналогов пород.

Выше следует сахаборский мегакомплекс (3,3—2,5 млрд лет). Он залегает в тектонических линзах и чешуях, а слагающие его толщи параллелизуются с зеленокаменными поясами других щитов древних платформ. Лишь местами в верхней части толщ появляются типичные молассы (например, тасмиэлинская серия), выполняющие впадины типа орогенных. Впрочем, многие исследователи рассматривают в качестве орогенных зеленокаменные комплексы в полном объеме [10 и др.].

Удоканский мегакомплекс (2,5—1,9 млрд лет) представлен терригенными толщами (удоканская, экитская серии и др.), подчас флишoidalного характера. Очевидно, области его распространения маркируют древние континентальные склоны. Этот факт показывает, что уже в начале протерозоя существовали многие континентальные массивы. На этих массивах, вероятно, довольно широко формировались орогенные впадины, которые ныне сохранились в западной части Алданского щита (Ярогинский грабен, Угуйская впадина и др.). В последнее время к этой же эпохе «активизации» относят тасмиэлинскую серию [11].

Особый интерес в плане рассматриваемой темы представляет собой аkitканский мегакомплекс (1,9—1,65 млрд лет). Наиболее примечательными его формами являются вулканоплутонические пояса (см. рис. 1).

Ажитканский пояс Прибайкалья вытянут на 1 тыс. км при ширине 70—80 км [6]. Реликты другого подобного пояса протягиваются вдоль границы Алданского щита и Станового блока. Предполагается также наличие пояса, расположенного под чехлом Сибирской платформы и простирающегося в субмеридиональном направлении от Таймыра до Байкала вдоль Трансазиатского линеймента, выделенного В. И. Драгуновым [8].

Пояса сложены субаэральными вулканитами бимодальной серии с преобладанием кислых разностей, связанными с ними гипабиссальными телами гранитов (часто рапакиви) и порфиоров. Аналогичная вулканоплутоническая ассоциация характерна для молодого Андского пояса Южной Америки, мезозойского Монголо-Охотского пояса, верхнепалеозойского пояса Казахстана. По аналогии с Андским поясом для всех подобных древних поясов доказывается окраинно-континентальное положение.

В середине протерозоя вулканоплутонические пояса были чрезвычайно широко распространены на окраинах различных континентальных блоков [4]. В современной структуре они приурочены к границам древних платформ и складчатых поясов рифея — фанерозоя.

Как показал А. С. Монин, вулканоплутонические пояса образуются в случаях относительной близости спрединговых океанских зон к краям континентов. При этом в зону субдукции затягивается горячая литосфера. Можно полагать, что в середине протерозоя континентальные блоки, сформировавшие фундамент Сибирской платформы, были разделены относительно узкими океанскими бассейнами, имевшими тенденцию к дальнейшему сокращению. В результате последовательного сближения все эти блоки вошли в состав суперконтинента Пангеи. Северо-Азиатский кратон, выделенный Ю. А. Косыгиным и соавторами [7], по-видимому, является частью Пангеи, сформированной перед началом рифея. Его границы отчасти первичны, а частью возникли в результате последующей дезинтеграции суперконтинента.

Перечисленные особенности позволяют охарактеризовать конец раннего протерозоя как эпоху широкого развития процессов орогенеза на площади всех континентальных масс. Несмотря на большую древность эпохи и трудности определения изотопного возраста улавливается некоторая диахронность вулканоплутонических поясов. В частности, на юге Северо-Американской платформы и в Центральном Казахстане вулканизм продолжался в раннем рифее, а на границе Русской платформы с Уралом, видимо, даже в среднем.

Для рифейского мегакомплекса (рис. 2) орогенные комплексы не характерны. Вообще говоря, он искусственно объединяет в себе по крайней мере два мегакомплекса. Нижне-среднерифейские отложения, начинающие разрез чехла Сибирской платформы и сложенные молассоидными формациями, распространены на ограниченных площадях (Учуро-Майский район, западная периферия Анабарского массива). Достоверно датированные толщи этого возраста установлены лишь в Енисейской и Байкало-Патомской складчатых областях. М. А. Семихатов [12] связывает это с высоким стоянием кратона в раннем рифее. Верхнерифейские образования развиты много шире и характеризуются иным структурным планом. На этом основании В. В. Хоментовский [14] предлагает выделять верхний рифей в самостоятельное подразделение байкалий.

Только в верхнем рифее выделяются собственно орогенные комплексы, тяготеющие к типу протоорогенных. Они выполняют сравнительно небольшие межгорные впадины, наиболее крупные из которых предполагаются по геофизическим данным в левобережье Енисея. В Байкало-Витимской области, видимо, в позднем рифее начинает формироваться огромный Баргузинский батолит. Здесь же расположен ряд небольших впадин (Сыннырская, Падринская и др.). Наличие межгорных верхнерифейских впадин на Енисейском кряже, в Восточном Саяне и Туве дискутируется.

В венд-нижнепалеозойском мегакомплексе (рис. 3) орогенные комплексы выделяются только в Южной Сибири и Казахстане. В Алтае-Саян-

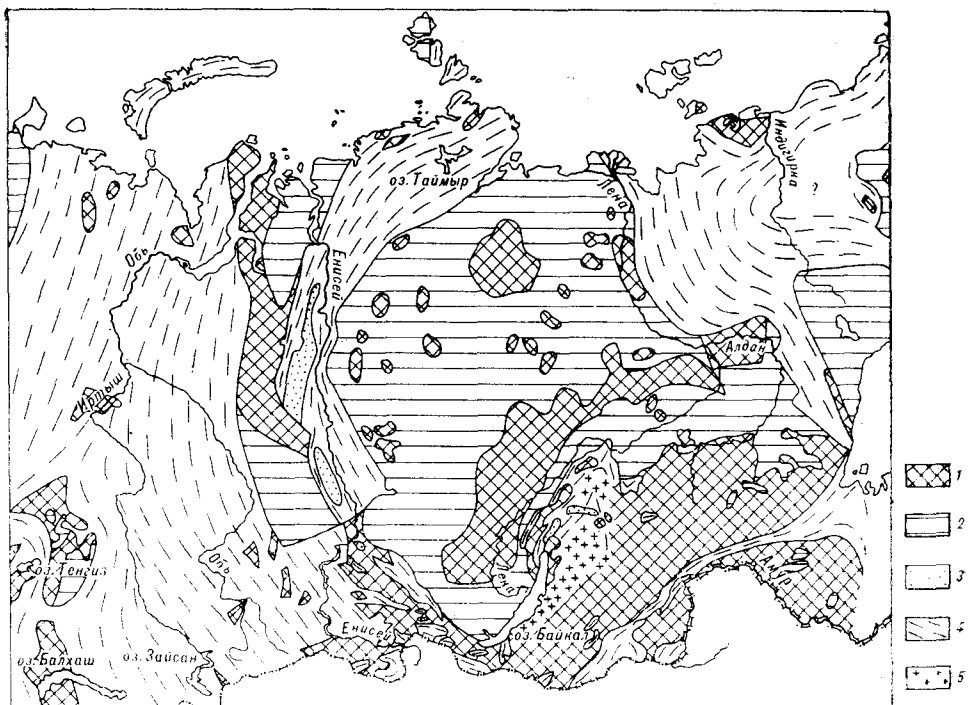


Рис. 2. Схема структуры рифейского мегакомплекса Сибири (по [2], упрощено).
Здесь и на рис. 3—6: 1 — выступы основания; 2—4 — тектонические комплексы (2 — платформенные, 3 — орогенные, 4 — геосинклинальные); 5 — районы интенсивного проявления гранитоидного магматизма.

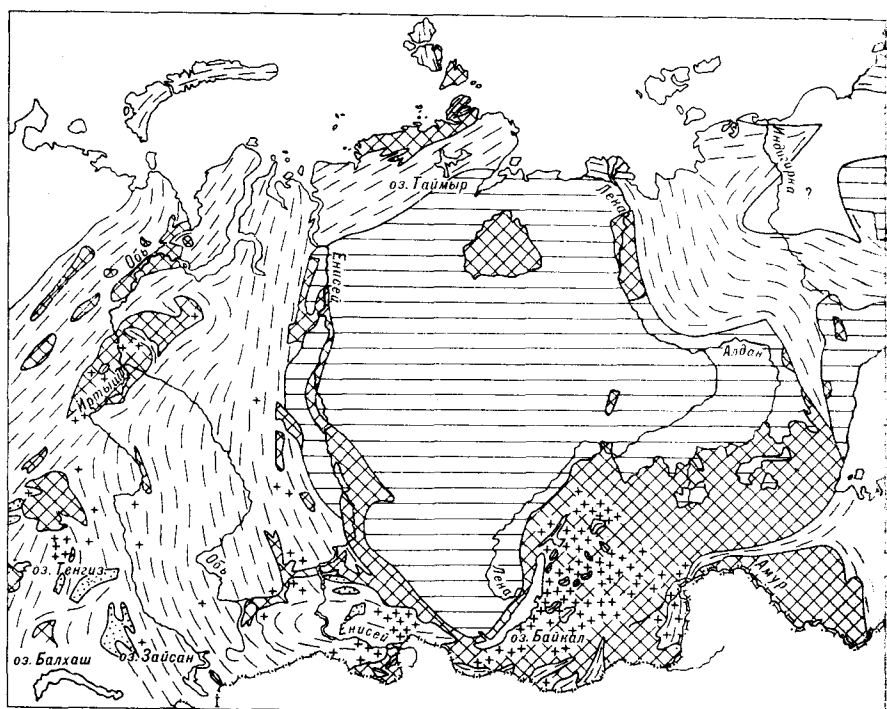


Рис. 3. Схема структуры венд-нижнепалеозойского мегакомплекса Сибири (по [2], упрощено).

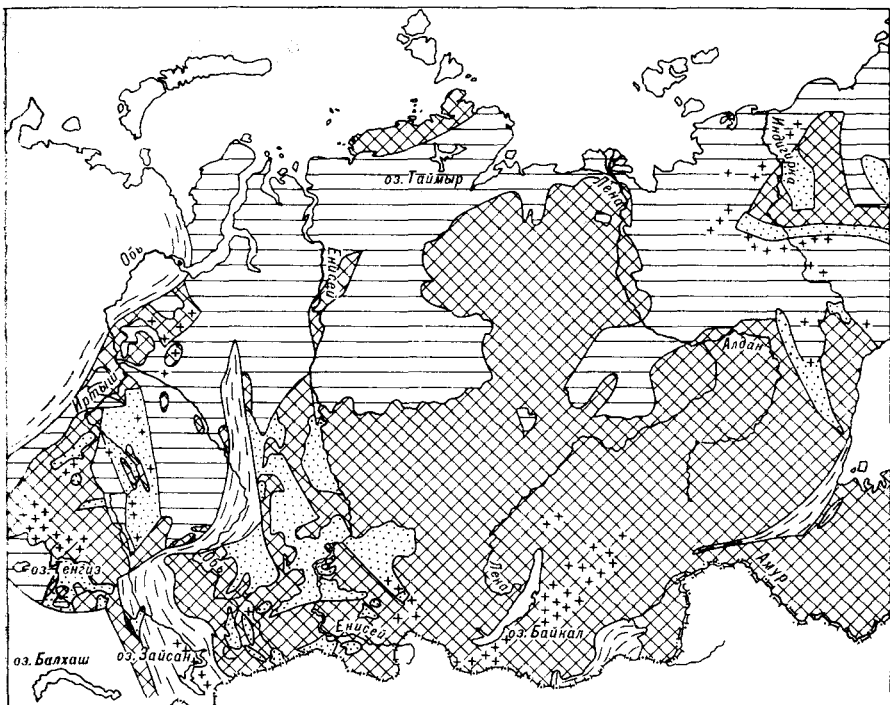


Рис. 4. Схема структуры среднепалеозойского мегакомплекса Сибири (по [2], упрощено).

ской области и Забайкалье комплексы формируются синхронно с огромными массами гранитоидов. Это преимущественно верхнекембрийские молассы, близкие к протоорогенным комплексам. Близкие по составу, но тесно ассоциирующиеся с вулканитами и более молодые толщи развиты в Божекуль-Чингизской зоне Казахстана. Терригенные молассы и многофазный гранит-тоналитовый комплекс характерны для Кокчетавского и др. массивов Казахстанского континента.

В среднем палеозое (рис. 4) площадь распространения орогенных комплексов существенно увеличивается. Мощные процессы дейтероорогенеза охватывают Алтае-Саянскую область и юго-западную часть Сибирской платформы, где формируются Минусинская, Рыбинская и др. впадины. В Казахстане возникает девонский вулканоплутонический пояс, маркирующий восточную границу Казахстанского континента. Подобный пояс протягивается от Хамар-Дабана в Северо-Байкальское нагорье. Толщи, показанные на схеме как орогенные в пределах Северо-Востока СССР и Сетте-Дабане, относятся преимущественно к рифтогенным. В среднем девоне — раннем карбоне по южной периферии Сибири в проявлениях орогенеза наступает некоторая пауза и формируются толщи субплатформенного типа.

В позднем палеозое — среднем триасе (рис. 5) орогенез резко усиливается как в названных областях, так и в некоторых смежных. Особенно широки его проявления на территории практически всей Западно-Сибирской плиты. Впадины, грабены и прогибы выполнены сероцветными терригенными и вулканогенно-терригенными молассами. Многочисленны гранитоидные интрузии. Подразделение орогенных структур на типы проводится по-разному в зависимости от оценки более ранней истории плиты. Все же большинство из них принадлежит, по-видимому, к дейтероорогенному типу. После отложения мощных пермских моласс возникла разветвленная система многочисленных рифтов, наиболее крупным из которых является Уренгойско-Колтогорский. Есть предположение [1], что в северной своей части он вместе с Ямальским и Худуттейским грабен-рифтами представлял собой малый океанский бассейн.

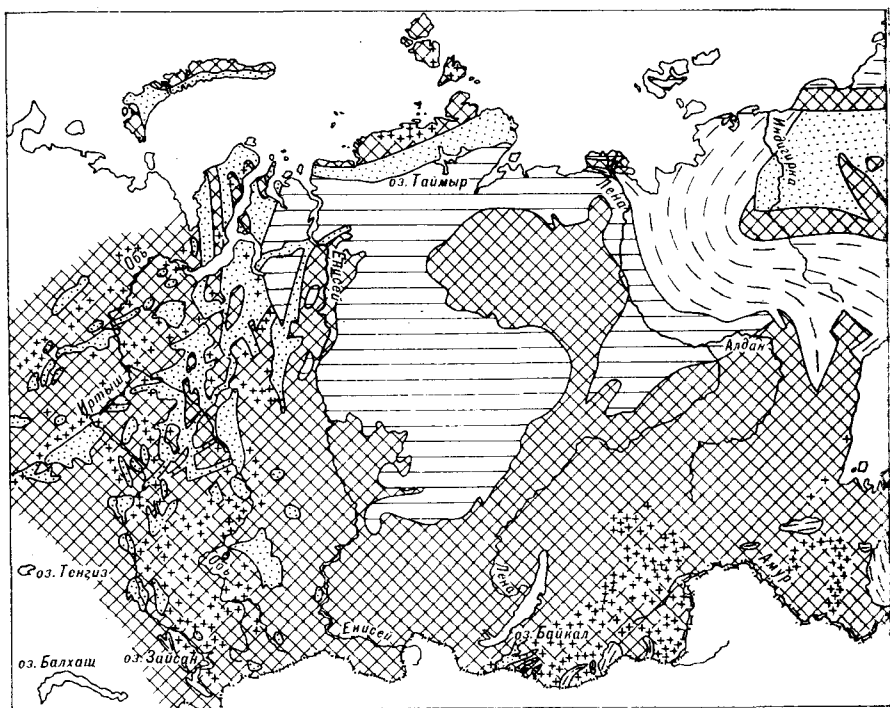


Рис. 5. Схема структуры верхнепалеозойско-среднетриасового мегакомплекса Сибири (по [2], упрощено).

В рассматриваемом этапе четко проявляются различия Атлантического и Тихоокеанского сегментов, граница между которыми проходит примерно по Трансазиатскому линеamentу. Если западнее линеamenta проявились мощные процессы дейтероорогенеза, то восточнее большие площади охватываются глубокими прогибаниями. В частности, на восточной окраине Сибирской платформы формируется мощный осадочный клин (верхоянский комплекс). К орогенным многие геологи относят траппы Сибирской платформы, которые все же логичнее включать в платформенный чехол.

В мезозойском мегакомплексе (рис. 6) дейтероорогенные структуры, напротив, много полнее выражены в восточном сегменте. Применительно к территории Центрально-Азиатского пояса это было очень точно замечено М. С. Нагибиной [9]. Для процессов, происходивших в восточном сегменте, она предложила даже специальный термин — ревивация — взамен активизации. При этом обращалось особое внимание на широкое участие в ревивации гранитоидного магматизма. Западнее Трансазиатского линеamenta дейтероорогенные впадины выполнены в основном терригенными угленосными толщами.

Неотектонический мегакомплекс, структура которого в Атласе отражена на специальной карте, заслуживал бы отдельного обсуждения. Карта составлена по особой легенде с учетом знака и амплитуды вертикальных движений. Выделены также зоны явного преобладания горизонтальных смещений над вертикальными.

Краткий обзор карт Атласа позволяет сделать некоторые выводы.

Проявления орогенеза (в особенности, дейтероорогенеза) во времени и пространстве неравномерны. Наибольшей активностью они характеризовались на протяжении двух крупных эпох. Одна из них отвечает середине протерозоя и была выделена под названием акиткания [5]. Другая охватывает в Атлантическом сегменте средний — поздний палеозой, а в Тихоокеанском — мезозой. Для этой молодой эпохи очевидна определенная комплементарность процессов орогенеза и интенсивных погружений по разные стороны Трансазиатского линеamenta.

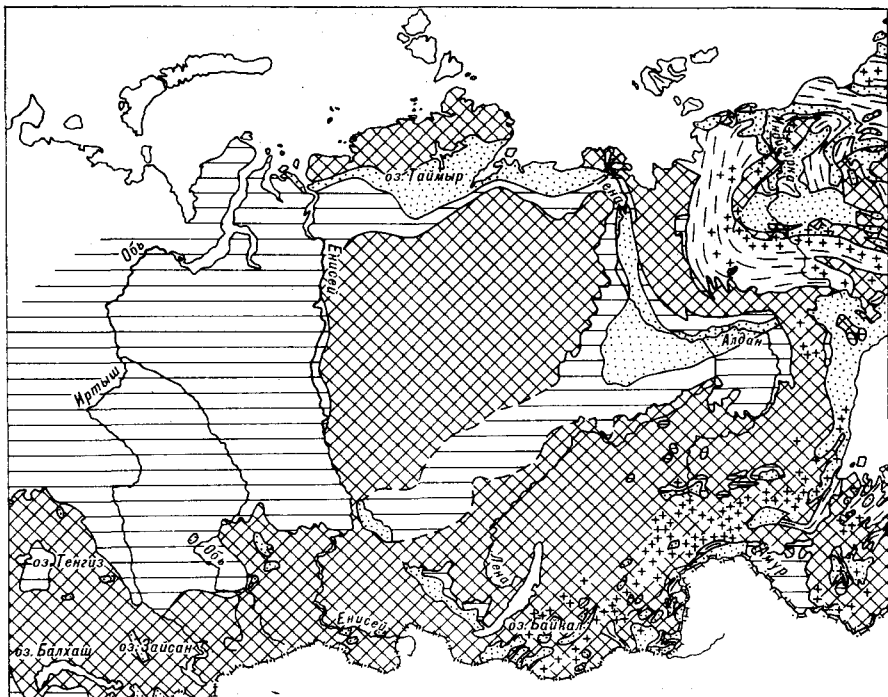


Рис. 6. Схема структуры мезозойского мегакомплекса Сибири (по [2], упрощено).

Проявления орогенеза приурочены в основном к границам литосферных плит, к их активным окраинам. При коллизии они охватывают также практически всю площадь микроконтинентов и распространяются в глубь крупных плит. Яркий пример тому — структура верхнепалеозойско-среднетриасового мегакомплекса на территории Западно-Сибирской плиты и прилежащих районов Северного Казахстана и юга Сибири. Эта структура эквивалентна таковой мезозойского мегакомплекса Востока Азии.

Следовательно, дива-структуры мезозоя Востока Азии нельзя считать уникальным явлением. Они по всем признакам отвечают орогенным структурам, в частности, их дейтероорогенным разновидностям.

При анализе структуры докембрия [4] было показано, что в середине протерозоя континентальные массы Земли были объединены в Пангею, подобную позднепалеозойско-раннемезозойской Пангее А. Вегенера. Очевидно, что главным механизмом, обуславливающим периодическую интеграцию и дезинтеграцию континентальных масс, является мантийная конвекция.

Таким образом, дейтероорогенез находит себе наилучшее объяснение в рамках концепции тектоники литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аглонов С. В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана / ИО АН СССР.— М., 1987.
2. Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири/СО АН СССР и Мингео СССР.— Новосибирск, 1987.
3. Боголепов К. В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
4. Борукаев Ч. В. Структура докембрия и тектоника плит.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
5. Борукаев Ч. В., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика.— 1969.— № 1.— С. 3—15.
6. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
7. Докембрийская тектоника Сибири/Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др./ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1964.

8. Драгунов В. И. Транссибирский, Трансазиатский, Кельско-Монголо-Алтайский линеаменты и некоторые вопросы минерагении // Мат-лы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Вып. 2/ВСЕГЕИ.— Л., 1965.— С. 55—57.
9. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
10. Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
11. Ранний докембрий Южной Якутии/В. Л. Дук, В. И. Кицул, А. Ф. Петров и др.— М.: Наука, 1986.
12. Семизатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— М.: Наука, 1974.
13. Тектоника и эволюция земной коры Сибири/К. В. Боголепов, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.
14. Хоментовский В. В. Байкальский комплекс и байкалиды // Геология и геофизика.— 1984.— № 8.— С. 33—40.
15. Chen Guoda. Tectonics of China.— Pergamon — CNPIEC Joint Venture, 1988.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
31 октября 1991 г.

УДК 551.763(571.642)

Памяти академика
Африкана Николаевича Криштофовича

А. А. Капица

О ЛАРАМИЙСКОМ ДИАСТРОФИЗМЕ В ЯПОНО-САХАЛИНСКОМ АРХИПЕЛАГЕ И НА БЛИЖАЙШЕМ К НЕМУ АЗИАТСКОМ МАТЕРИКЕ

Приводятся всесторонние доказательства активного проявления ларамийского диастрофизма на о. Сахалин и в сопредельных с ним регионах.

После основополагающих работ Ф. Б. Шмидта [42], Н. Н. Тихоновича, П. И. Полевого [41], Д. В. Соколова [39] и А. Н. Криштофовича [22—25] на Сахалине и в результате планомерной детальной геологической съемки на нем в период 30—50-х гг. экспедициями Дальневосточного геологического управления (Дальгеология) вполне определился факт повсеместного несогласного залегания раннепалеогеновых молассоподобных псефитопсаммитовых угленосных слоев конгломератной и нижнедуйской свит на более или менее глубоко размытых морских кампанских (жонкьерских) или на маастрихтских (бошняковских) вулканогенно-осадочных слоях сенонского (ороченского) надъяруса [15, 16].

Этот временной перерыв в седиментации, размыв и угловое несогласное залегание были обязаны ларамийскому (бошняковскому на Сахалине, камчатскому — на Камчатке и позднесакавскому — в Японии) диастрофизму, или «фазе складчатости» [12, 16, 31, 44, 47, 49]. Последняя широко проявилась не только в Японо-Сахалинском архипелаге и на Камчатке, но и в соседнем материковом хребте Сихотэ-Алинь и даже в Верхнем Приамурье, где платформенная раннепалеогеновая цагайская толща в основном речных угленосных отложений несогласно залегает на турон-сенонских кундуру-завитинских слоях и на домезозойских метаморфических породах.

Этот вполне очевидный факт стал позднее на Сахалине подвергаться дискуссии и переоценке [5—12, 21, 28, 29, 33, 49]. При этом выражались порой самые крайние представления: от непрерывной седиментации на грани мела и палеогена с отложением датских и даже палеоценовых слоев, до этого правильно считавшихся позднесенонскими, т. е. от полного отрицания ларамийской «фазы складчатости» вплоть до ее утверждения.

Ниже излагаются прямые и косвенные факты проявления ларамийского диастрофизма в Японо-Сахалинском архипелаге и за его пределами.

Ввиду ненужного и притом неудачного переименования сахалинских свит последователями Дальгеологии [5, 6, 29] ниже, во избежание досадной путаницы, речь будет идти о приоритетных названиях свит Дальгеологии [15]. Собственные наименования этих свит, их границы, объемы и последовательность были даны в 30-х гг. геологами Дальгеологии взамен номерных подразделений П. И. Полевого, Н. Н. Тихоновича и Д. В. Соколова, выделенных ими на мысе Жонкьер у города Александровска. На этом мысе и на ближайшей к нему с юга горе Верблюды сверху вниз наблюдался такой разрез:

Соколов, Полевой, Тихонович
Ранний палеоген: конгломерат

Дальгеология
Эоценовая конгломератная свита
А. Н. Криштофовича [22]; перерыв, несогласие

Сенон, ороченский надъярус:

4-я толща, глинистый песчаник с
«*Inoceramus Schmidtii*», «*Helcion giganteus*»

Жонкьерская (или верхнекрасноярская, «иноцерамоаммонитовая») свита, в том числе базальные псефитопсаммитовые флороносные слои этой свиты; перерыв, несогласие

5-я толща, слабо угленосные флороносные слои с предыдущей фауной

Верблюжьегогорская (или нижнекрасноярская свита)

6-я толща — тригониевый песчаник

Перерыв, несогласие

7-я толща — тонкая слойка из песчаников и алевролита с «*Inoceramus lobatus*»

Турон, гилляцкий ярус:

Михайловская флороносная угленосная свита

Эмперская (или коньякско-сантонская) верблюжьегогорская, кампанская жонкьерская и в других местах острова маастрихтская вулканогенная бошняковская свиты в совокупности составили сенонский или ороченский надъярус А. Н. Криштофовича [15, 22].

Одним из признаков более или менее длительного перерыва в отложении слоев, древнего их размыва и, в результате, несогласного залегания на разновозрастных слоях является большее или меньшее колебание мощности сохранившихся от размыва слоев подстилающей толщи. В процессе геологических съемок в Прибрежном и Западно-Сахалинском хребтах обнаружилось весьма солидное колебание остаточной мощности позднесенонских геосинклинальных образований на протяжении около 500 км по простиранию. Об этом же свидетельствует несогласное залегание раннепалеогеновых базальной конгломератной, а на юге Сахалина — вышележащей нижнеудуйской угленосной свит как на остатках маастрихтской бошняковской, так и на разных слоях кампанской жонкьерской свит. На соседнем о. Хоккайдо синхронная им раннепалеогеновая угленосная свита исикари местами несогласно залегает, минуя сенон, прямо на верхних позднетуронских скафитовых слоях гилляцкого яруса, а на юге Японии — даже на мезозойских и палеозойских образованиях [44]. Размеры колебания остаточной мощности этих позднесенонских слоев отсчитываются на Сахалине вверх от базального реперного кампанского горизонта «*Inoceramus schmidtii*» и «*Helcion giganteus*». Как известно, этот весьма стабильный горизонт простирается от Индии через Японо-Сахалинский архипелаг, Камчатку, Чукотку на Аляску и далее в западные районы Канады и США.

На юго-западном Сахалине остаточная мощность позднего сенона колеблется с севера на юг следующим образом. На участке мыс Жонкьер — падь Поселенческая — от 200 до 700 м. Раннепалеогеновый базальный конгломерат залегает здесь несогласно на самых нижних реперных слоях жонкьерской свиты. Бошняковская свита и верхняя часть жонкьерской, вследствие предпалеогенового размыва, отсутствуют. Мощные маастрихтские вулканогенно-осадочные слои бошняковской свиты более или менее сохранились только на протяжении 300 км примерно между речками Черная и Мануй. На этом отрезке ее мощность колеблется с севера на юг от 300 до 1000 м. Почти тысячетметровая мощность этой свиты отмечается

также на п-ове Терпения на восточном побережье Сахалина. На участке речек Черная — Ревун — Най-Най совокупная мощность жонкьерской и бошняковской свит оценивается примерно 2000 м; южнее от Широкой пади до Пильво и южнее 50-й параллели до р. Августовка у пос. Бошняково, г. Углегорск и р. Мануй, что под 48-й параллелью, — около 2400 м. Южнее г. Красногорск из разреза раннего палеогена выпадает базальная конгломератная свита и поэтому вышележащая нижнедуйская угленосная свита непосредственно несогласно ложится на позднеэоценовые слои: сначала на маастрихтские бошняковские, а к югу от р. Мануй — на р. Найба до п-ова Крильон — прямо на кампанские жонкьерские слои *, мощность которых здесь не превосходит 900 м. Таким образом, на р. Найба и особенно на мысе Жонкьер разрез позднего эоцена неполный и потому не является в полном смысле опорным. Полнее он представлен между речками Мануй — Най-Най. Следовательно, можно говорить о погребенном предпалеогеновом холмистом или гористом рельефе и длительном времени размытия верхней части позднеэоценовой пологоскладчатой толщи накануне грандиозной тихоокеанской палеогеновой трансгрессии.

Теперь обратимся к горно-геометрической и морфологической характеристике приконтактных меловых и раннепалеогеновых слоев. На мысе Жонкьер на более чем где бы то ни было глубоко размытых почти до самого основания кампанских слоев жонкьерской свиты с угловым и азимутальным несогласием залегает падающая на СЗ 310° под углом 62° базальная пачка раннепалеогенового конгломерата, а выше — песчаник с косоструйчатым расположением разнообразных галек. Подстилающие пачку раннекампанские песчано-глинистые слои жонкьерской свиты падают на запад 278° под углом 54° . Весьма неровная бугристая эрозионная поверхность с *ripple marks*, на которой покоится конгломератная свита, падает, в свою очередь, на СЗ 292° под углом 60° . Речной тип косой слоистости раннепалеогеновой молассы указывает здесь, как впрочем и в других местах западного побережья острова, на интенсивный, сравнительно недалекий размыв и снос хорошо окатанных (а местами неокатанных) разнородных и разновозрастных обломков пород с В — ВЮВ на З — ЗСЗ с воздымавшихся на востоке возвышенностей. Большая глубина размыва подчеркивается многочисленными находками в валунах раннепалеогенового конгломерата обломков кампанских иноцерамов и аммонитов, маастрихтских порфиритов и их туфов и даже валунов эмшерского алевrolита верблюжьегорской свиты, галек туронского «гиляцкого» каменного угля и древних кремнистых, метаморфических и прочих пород типа слагающих Восточно-Сахалинский хребет. Подчеркнем, что при приведении в первоначальное горизонтальное положение эрозионной предпалеогеновой поверхности и лежащих на ней раннепалеогеновых базальных конгломератных слоев оказывается, что кампанские слои падали в прошлом не на запад, как ныне, а полого на восток, подобно тому, как это имеет место и в ряде других случаев западного побережья острова, например, южнее — в Широкопадинском и Лесогорском районах. В первом из них тот же раннепалеогеновый базальный конгломерат залегает с нерезким (по простирацию) азимутальным, а местами с явным угловым (вкрест простираения) несогласием, но уже на маастрихтских бошняковских вулканогенных слоях. Как и на мысе Жонкьер, базальный валунный конгломерат падает здесь круче позднеэоценовых слоев, обуславливая тем самым в прошлом не западное, как ныне, а восточное пологое (около 20°) падение последних при приведении первых в их первоначальное горизонтальное положение. Как в прибрежных обнажениях Татарского пролива, так и в восточнее расположенной Первореченской раннепалеогеновой мульде мы имеем дело с явлением явного углового и ази-

* Ошибочно приняты Т. Г. Калишевич, В. Я. Посыльным и их последователями за «датский ярус» и даже за «палеоцен», от которого они впоследствии разумно отказались [5, 6, 9—11, 29, 33].

мутального несогласия раннего (угленосного) палеогена на разных слоях позднего сенона. Эрозионная поверхность самых верхних позднесенонских морских слоев здесь также бугристая и карманообразная, подчеркивающая тем самым совершенно ясный перерыв в осадконакоплении и осушении.

Еще резче угловое несогласие выражено на северном Сахалине в восточном крыле Дуйско-Каменной верхнедуйской угленосной наложенной мульды, где в процессе детальной геосъемки в 1938 г. нами было зафиксировано довольно пологое залегание раннепалеогенового базального конгломерата на глубоко размытых, круче падающих также на запад морских кампанских песчано-глинистых слоях. Южнее, между речками Поселенческая и Агнево в разрезе позднего сенона появляется маастрихтская бошняковская (местная шатровая) вулканогенная свита мощностью от 200 до 500 м. Она залегает на размытой поверхности нормальных тонкозернистых песчано-глинистых пород жонкьерской свиты, будучи представленной, как и в устье р. Агнево, базальным туфогенным конгломератом, конглобрекцией, туфогенным песчаником и алевролитом, прослоями углистых аргиллитов и зольных каменных углей, покровами авгитового порфирита и его туфа. К этой толще на р. Агнево приурочены слои с иноцерамами, аммонитами, устрицами, гелльционами и прочей фауной. В свою очередь, раннепалеогеновый конгломерат залегает здесь с угловым несогласием на разных горизонтах двух вышеназванных свит.

Южнее 50-й параллели под широтой пос. Бошняково в долине р. Августовка крутопадающий на запад, почти стоящий на головах раннепалеогеновой базальной конгломерат залегает в эпюре вкрест простирающаяся с видимым «согласием» на маастрихтской (но не на «датской») бошняковской вулканогенной свите, охарактеризованной нами и Т. Н. Байковской маастрихтскими флороносными слоями [15]. Однако, в плане простирающихся слоев конгломератной и бошняковской свит азимутально расходятся под острым углом несогласия, с чем связано наращивание мощности последней кверху в южном направлении. В связи с этим в бассейне р. Снежинка стратиграфически выше флороносных августовских слоев наблюдается еще стометровая пачка углисто-песчанистых слоев с нильссониями, а еще выше — слои с неопределимой морской фауной [30]. Южнее р. Снежинка мощность бошняковской свиты увеличивается за счет наращивания более молодых позднесенонских слоев, достигая на западном побережье своего максимума в бассейне р. Мануй, где самые верхи этой свиты охарактеризованы позднемаастрихтской аммонитовой и прочей фауной и флорой [18]. В этом последнем промежутке угловое и азимутальное несогласие между мелом и палеогеном отмечается еще в бассейне р. Дубовка.

Как видим, флороносная пачка пресноводно-наземной бошняковской свиты, верхнюю часть которой на р. Августовка наши последователи пытались рассматривать на основании флоры в качестве «датской», якобы синхронной синегорским морским слоям, таковой не является, поскольку стратиграфически выше этой пачки располагаются снежинские нильссониевые слои, а еще выше — аммонитовые слои бошняковской свиты на р. Мануй. Не могут быть «датскими» (и тем более «палеоценовыми») так называемые «синегорские слои» (или «ярус») в бассейне рек Найба и Су-луй [9, 11, 29]. Синхронизировать эти кампанские жонкьерские морские слои с проходящей из мела в палеоген фауной *Acila*, *Nuculana*, *Modiolus* и др., с августовскими флороносными пресноводно-наземными слоями под видом «подсвиты» (или, тем более, «датского яруса») никак нельзя! Выше уже отмечалось, что к югу от р. Найба до мыса Крильон под угленосным палеогеном обнажаются только кампанские жонкьерские слои, как это установлено японской геологической разведкой и геосъемкой Дальгеологии. По этим фактическим данным, раннепалеогеновая нижнедуйская угленосная свита с просачивающейся в нее нефтью в шахтах залегает здесь, с утратой конгломератной, несогласно на кампанских жонкьерских аммонитовых слоях; при этом в нижнедуйских породах встречаются

гальки с переотложенными аммонитами. Длительный перерыв в седиментации подчеркивается отсутствием на юге острова раннепалеогеновой конгломератной свиты. Последняя, впрочем, подобно бошняковской свите, либо размывалась, либо фациально изменилась, либо вообще здесь не отлагалась [16]. В Найбинской долине нижнедуйская свита параллельно несогласно залегает своим базальным конгломератовым песчаником с прослоями угля непосредственно на кампанских жонкьерских слоях с «Hamites» в кровле. Сам факт залегания пресноводного раннего палеогена на морских позднеэоценовых слоях указывает, таким образом, на регрессию и на значительный перерыв накануне грандиозной тихоокеанской палеогеновой трансгрессии.

Вещественный состав позднеэоценовых и раннепалеогеновых пород имеет отчетливо различную литолого-петрографическую характеристику, косвенно свидетельствующую о перерыве седиментации и катаклизме на этой грани. В этих породах бросаются в глаза различные их твердости и окраски, объясняемые присутствием в первых вулканического материала и прибрежно-морского глауконита, отсутствующих во вторых. Глауконит придает позднеэоценовым породам характерную зеленоватую или даже зеленую окраску, а большие их уплотнение, твердость и метаморфизм и потому большая сопротивляемость выветриванию обязаны ларамийскому катаклизму. Раннепалеогеновые песчаные породы, свободные от сингенетичного вулканического материала, отличаются светлосерой окраской, белесоватостью и сахаровидным обликом. О катаклизме на грани эоцена и палеогена косвенно свидетельствует разномарочность углей: газовых верхнемеловых и длиннопламенных раннепалеогеновых. О повсеместном длительном перерыве и глубоком размыве мощных эоценовых пород с образованием на востоке предпалеогенового гористого рельефа свидетельствует, как указывалось, наличие в валунах и гальках раннепалеогенового валунного конгломерата размытых разнообразных пород бошняковской, жонкьерской и более древних толщ. Вышеперечисленный состав пород указывает на размыв и снос обломков пород с востока с гористой суши, наличие которой в свое время допускал А. Н. Криштофович [22]. Поэтому никак нельзя согласиться с некоторыми геологами, считавшими Сихотэ-Алинь местом, откуда якобы происходил снос материала на Сахалин: вряд ли громадные валуны конгломерата могли перенестись с запада на восток через Татарский пролив на расстояние 100—150 км [33]!

Для выяснения относительной длительности ларамийского катаклизма и перерыва на грани эоцена и палеогена обратимся теперь к беглой палеонтологической характеристике этих пограничных слоев. Наиболее ярко катаклизм и связанные с ним перерыв и палеогеографическая перестройка нашли свое отражение в столь же катастрофической качественной скачкообразной смене позднеэоценовой морской фауны и наземной флоры раннепалеогеновой с утратой ряда звеньев биологической эволюционной цепи. Явление резкой перестройки органического мира на этой грани наблюдается, как известно, не только в Японо-Сахалинском архипелаге, но и в соседнем с ним хр. Сихотэ-Алинь, в Приамурье, на Камчатке и на Земле вообще. Поэтому для этих дальневосточных районов в целом никак нельзя утверждать о якобы «постепенном переходе» несомненно маастрихтских слоев в несомненный угленосный эоцен через аналоги датских и палеоценовых слоев европейского типа. Об этом косвенно свидетельствует отсутствие на Сахалине аналогов местных «датских» флороносных татаркино-богопольской и вышележащих (тоже местных «датских») тахобинско-гадушинской и маломихайловской вулканогенных свит Сихотэ-Алиня. Названные свиты покрывают в этом хребте больбинскую и самаргинскую флороносные вулканические свиты, несомненно синхронные маастрихтской флороносной туфопорфиритовой бошняковской свите Сахалина. Раннеэоценовые ороченские верблюжьегорская и жонкьерская морские свиты острова и синхронная с ними по общему составу флоры пресноводно-наземная приморская вулканогенная серия

«ольгинских кварцевых порфиров» хр. Сихотэ-Алинь вместе с вышеупомянутыми маастрихтскими и местными «датскими» свитами, в целом относясь к известному «подвижному вулканическому поясу», подчеркивают собой региональный катастрофический характер грани между мелом и палеогеном.

Регионально угленосный, в основном пресноводно-континентальный ранний палеоген архипелага с весьма резко обновленными прибрежно-морской фауной и наземной флорой образует обширный тихоокеанский пояс синхронного угленакопления, сменившийся после тектонических (пиренейских?) движений осадками (типа майкопских глин) бореальной олигоценовой трансгрессии геосинклинального иольдиевого моря геннойши — поронаи — асия или манда. Всюду мульдобразное залегание этих молассоподобных угленосных толщ в архипелаге, Сихотэ-Алине, Приамурье и на Камчатке подчеркивает факт ларамийского (бошняковского или камчатского) катаклизма. При этом угленосный палеоген залегает на Сахалине с угловым несогласием (местами с «видимым» согласием) на разных горизонтах сенона, а в Японии и на соседнем материке также на более древних мезозойских и палеозойских более дислоцированных образованиях [12, 13, 16, 31, 44, 47, 49]. Вообще известные на сегодня прямые и косвенные факты позволяют допускать наличие в архипелаге примерно синхронных европейским «фаз» или перестроек — субгерцинской, древнеларамийской, новоларамийской, пиренейской, савской, предплиоценовой и послеплиоценовой. Послеларамийские «фазы» (особенно савская или хойнджинская и позднелиоценовая) завуалировали все предыдущие и затруднили тем самым их восприятие [16].

Несмотря на резко выраженные среди сенонских морских моллюсков архипелага явления эндемизма, гигантизма и дегенератизма, вызванные резкими палеогеографическими пертурбациями, обусловившими усиление мутационных процессов, представляется возможным сопоставить местные ярусные подразделения с таковыми общеевропейской шкалы [32].

Так, коньякско-эмшерский возраст верблюжьегогорской (или нижнекрасноярской) свиты ороченского надъяруса (на Сахалине) и нижнеуракавской формации (в Японии) подтверждается присутствием в низах коньякских *Kossmaticeras*, *Peroniceras*, *Prionocyclus*, *Barroisiceras*. В вышележащих раннесантонских слоях среди весьма обильной фауны присутствуют *Texanites* sp. и викарирующий вид «*Inoceramus japonicus*» — подобный европейскому *Inoceramus undulato-plicatus*. В позднесантонских слоях свиты в ее «верхнем тригониевом песчанике» с мелкими деградирующими тригониями (отличными от позднесеноманских — раннетуронских тригоний из песчаных глейхениевых верхов айнуского яруса А. Н. Криштофовича, или хоэнской подсвиты тымовской свиты) присутствуют руководящие виды и разновидности *Inoceramus lobatus* Goldfus — *In. lingua* Goldfus — *In. patootensis* Lor. [30, 39]. К этой же свите приурочены остатки элязмовзавров, плезиозавров и нишнозавров [22, 40, 44].

Нелишне подчеркнуть, что именно в нижних слоях верблюжьегогорской свиты в начале обширной раннесенонской трансгрессии, последовавшей вслед за тектоническими движениями, в низах ороченского надъяруса всюду в архипелаге, как, впрочем, и за его пределами внезапно появляются весьма крупные радиально-концентрически-ребристые иноцерамы, равно как и другая обновленная фауна. Она резко сменяет в архипелаге туронскую фауну иноцерамов, аммонитов и тригоний гияцкокого яруса А. Н. Криштофовича с руководящими *Mammites*, *Romaniceras*, *Fagesia* и со скафитово-скаларитовым горизонтом в кровле этого яруса [15, 22, 52]. При этом отметим отсутствие на юге острова на р. Найба позднесантонского и позднесеноманско-раннетуронского тригониевых горизонтов, объясняемое здесь вероятными древними перерывами и их выпадением из разреза, поскольку эти горизонты присутствуют в разрезах верхнего мела как на северном Сахалине, так и южнее на соседнем о. Хоккайдо [22]. Эти тригонии исчезли в третичных слоях архипелага вместе

с окончательно вымершими в конце сенона аммонитами и иноцеррами: новая палеогеографическая обстановка с начала третичного периода заставила их мигрировать на юг к берегам Австралии, где этот род продолжает существовать и поныне. Вышеперечисленные виды верблюжьегогорской свиты присутствуют, как известно, на Камчатке и на Чукотке в быстринской и барыковской свитах, в Японии — в формациях верхнеуракавской и инфрахетонайской; некоторые из них — в формациях чигник, верхней матануска, барроу-трайл, шрадер блуф на Аляске (США), нанаимо в Британской Колумбии (Канада), остин (ниобрара) в США и Мексике [35, 44, 45, 48, 50, 51].

Кампанский возраст несогласно залегающей трансгрессивно-регрессивной жонкьерской (или верхнекрасноярской) свиты ороченского надъяруса подтверждается такими гигантскими деградирующими тихоокеанскими мутантами, как реперные *Inoceramus schmidti* Mich, *In. sachalinensis* Sok., *Helcion giganteus* Schmidt., и многими другими видами, известными в формации хетонай Японии, на Камчатке и Чукотке в свитах прунейской, корякской, веселовской, пиллалваямской и пр. На Сахалине руководящими видами являются, по А. Е. Глазуновой, европейские раннекампанские *Eupachydiscus lannayi* (Gross), *Eupachydiscus levyi* (Gross) [15, 32].

Маастрихтский ярус ороченского надъяруса представлен на Сахалине регрессивной бошняковской вулканогенной свитой, охарактеризованной под 48-й параллелью на р. Мануй *Parapachydiscus* aff. *gollevillensis* d'orb. и флорой *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Anemia piskranensis* Krysht. et Baik., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Salix* sp., *Trochodendroides sachalinensis* Krysht., *Magnolia* cf. *inglefieldii* Heer, *Pseudoprotophyllum ignatianum* (Krysht. et Baik.) Vachr. [15, 18].

Более полный список бошняковской флоры, отличной от туронской гиляцкой, благодаря внезапному появлению в ней кайнозойского типа хвойных и цветковых, был представлен А. А. Капицей и Т. Н. Байковской на р. Августовка у пос. Бошняково под 49°40'00" с. ш.: *Equisetites* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. ainorum* Baik., *A. sp.* *Phyllites* sp., *Osmunda oppositifolia* Baik., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. Arctica* (Heer) Sew., *C. acuta* (Font) Krysht., *Gleichenia Zippei* (Corda) Heer, *Sphenopteris oncilonica* Kr., *Sph.*, (*Denstaedtia*) sp., *Cycadaceae*, *Nilssonia serotina* Heer, *N. Johnstrupii* Heer., *N. Cf. yukonensis* Holl., *N. orientalis* Heer, *N. alaskana* Holl., *N. sachalinensis* Kr. et Baik., *Sequoia reichenbachii* (Gein) Heer, *S. ambigua*, *S. heterophylla* Vel., *S. sp.*, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Phragmites alaskana* Heer, *Juglandites?* sp., *Dryophyllum* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry?, *Aralia tichonovichi* Kr., *Menispermities septentrionalis* Holl., *Ziziphus serrulata* Ward, *Z. sp. cf.*, *Z. matutina* Kr., *Magnolia tenuifolia* Lesq., *M. sp.*, *Platanus* sp., *Celastrophyllum newberryanum* Holl., *Paliurus* sp., *Viburnum anadyrensis* Kr., *V. berengianum* Kr., *V. multinervum* Heer, древесина с годичными кольцами [15].

Позднее этот список был дополнен В. А. Вахрамеевым: из нижней части свиты — *Osmunda sachalinensis* Kr., *Gleichenia sachalinensis* Kr., *Sphenopteris* (*Denstaedtia*) cf. *tshuktschorum* Kr., *Ginkgo laramiensis* Ward., *G. adiantoides* Heer, *Araucarites longifolia* (Lesq.) Dorf., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Herr, *Parataxodium* sp., *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, *Thuja cretacea* (Heer) Sew., *Rulac quercifolium* Holl., *Pityospermum* sp., *Cephalotaxopsis magnifolia* Holl., *Juglans* sp., *Corylus insignis* Heer, *Quercus onorica*, *Ulmus* cf. *oblongifolia* Holl., *Menispermities sachalinensis* Kr., *Macclintockia* sp., *Platanus* sp. (cf. *septentrionalis* Holl.), *Ziziphus* sp., а из верхней части (якобы «датской») — *Asplenium dicksonianum* Heer, *Osmunda sachalinensis* Kr., *Taxites olrikii* Heer, *Ficus planicostata maxima* Berry, *Protophyllum* sp., *Ziziphus fibrillosus* (Lesq.) Lesq., *Tilia malmgrenii* [2—4].

Помимо сихотэ-алинских свит больбинской и самаргинской бошняковской свите, вероятно, соответствуют вулканогенные свиты кирганик-

ская Камчатки и буккокудзи — Япония и Корея [22, 34, 35]. На п-ове Терпения восточного Сахалина над жонкьерскими реперными кампанскими слоями с «*Inoceramus Schmidtii*» и «*Helcion giganteus*», идентичными таковым толщи Немуро о. Хоккайдо, также присутствует (как и на Хоккайдо) мощная вулканогенно-кремнистая толща, соответствующая маастрихтской бошняковской свите западного побережья Сахалина [15, 22, 44]. Типовой сенонский разрез архипелага простирается, как упоминалось, далеко на север на Камчатку, Чукотку и даже на Аляску, Западную Канаду и США. В частности, в Корякском нагорье установлены коньяк-сантонские слои барыковской свиты с *Inoceramus involutus* Sow., *In. lingua Golf.*, *In. patootensis* Lor., *In. indulato-plicatus* Roem., кампанские слои корякской свиты с *Inoceramus Schmidtii* Mich. и залегающая на ней своим базальным конгломератом чукотская угленосная свита с флорой, совершенно идентичной флоре раннеэоценовой свиты Сахалина. К кампану на той же Чукотке относятся также вачваямская и пааваямская туфокремнистые (как на Сахалине и Хоккайдо) свиты с *Inoceramus schmidtii* Mich., *Helcion giganteus* Schmidt. Маастрихт представлен в том же нагорье импеевской и мильгернайской свитами с *Pachydiscus gollevillensis* Orb., *Inoceramus ex gr. neubergicus* Hauer, аляскинским *Pachydiscus cf. kamishakensis* Jones, *Neophylloceras cf. ramosum* (Meek), хакинской свитой с *Inoceramus tegulatus* Hag. и гангутской свитой с *Pachydiscus kamishakensis* Jones. На Камчатке к маастрихту, видимо, относится кирганикская толща с *Platanus primaeva* Lesq., залегающая на кампанской ирунейской свите с «*Inoceramus Schmidtii*», тогда как вышезалегающая барабская свита с последней нильссонией, возможно, соответствует «датским» тахобинским слоям Сихотэ-Алиня [34, 35].

Вероятные аналоги бошняковской, самаргинской, больбинской, тахобинской и татаркинской свит в Японии присутствуют только в ее припониноморской структурно-фациальной зоне «тюгоку» на островах Кюсю, Хонсю и Цусима [44]. Эта зона по типу своего тектономагматического развития на грани мела и палеогена близка к таковому Корея и Сихотэ-Алиня. Такова, например, толща яхата с порфиритами, дацитами, риолитами, игнимбритами и туфами с саговниками и цветковыми, несогласно залегающая на поздненижнемеловой толще симноносеки с эстериями. Сама яхата несогласно покрыта морской олигоценовой толщей асия с выпадением из разреза угленосного эодена. Северо-восточнее в районе горного плато Хида известна складчатая вулканогенная пресноводно-континентальная толща Нохи, прорванная адамеллитом. Эта толща покоится на свите асува, представленной туфоловами, лавоконгломератами, песчаниками и алевролитами со слоями углей и флорой гилацкого типа, обильно обогащенной, как и в Сихотэ-Алине, третичными элементами: *Osmunda*, *Cladophlebis*, *Sagenopteris?*, *Nilssonia*, *Zamites*, *Ginkgo*, поздне-мелового типа *Sequoia*, *Pseudotsuga*, *Cunninghamites*, *Glyptostrobus*, *Taiwania*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Populus*, *Alnus?*, *Quereuxia*, *Nelumbo*, *Nymphaites*, *Menispermities*, *Vitis*, *Viburnum* [44]. Залегающая несогласно на досенонских мезозойских слоях, свита асува, возможно, соответствует «датским» вулканитам Сихотэ-Алиня.

Как видим, флоры, подобной этой и «датской» сихотэ-алинской, ни на Сахалине, ни на Хоккайдо нет. В «датской» сихотэ-алинской флоре, кроме тайвани, присутствуют «*Platanus nobilis*», «*Acer arcticum*», «*Grewiopsis*», *Protophyllum*, переходящие в раннепалеогеновые угленосные слои Японии, Сахалина, Камчатки и верхнеамурского цагаяна [22, 24, 44]. К низам последнего приурочены остатки переотложенных сенонских утконосных и прочих динозавров [22, 36, 37]. Предположительно первоначальное их захоронение относится нами к турон-сенонским кундуру-завитинским песчано-глинистым эстериевым слоям, на которых цагайанская псефитопсаммитовая угленосная моласса залегает с угловым несогласием [14]. Возможно, эта косослоистая моласса относится к самым ранним стадиям развития бассейна Палеоамура. Залегающий выше на цагайанской толще с размывом базальный конгломерат кивдинской лигнитоносной

свиты с массой окремнелых древесных стволов заключает гальки с отпечатками весьма мелких листочков *Trochodendroides*, приуроченных *in situ* к самым нижним цагайским слоям в устье р. Бурей. Также с размывом на кивдинской свите залегает райчихинская косослоистая толща с теплолюбивой эоценовой флорой, подобной флоре эоценовых свит исикари и такасима [34, 44]. Итак, не только в архипелаге, но и на соседнем материке сенонские вулканические толщи залегают с резким угловым несогласием на более дислоцированных породах и столь же резко несогласно покрыты менее нарушенными раннепалеогеновыми угленосными толщами.

Сопоставление местных свит и «ярусов» японо-сахалинского и в целом северитихоокеанского прибрежно-морского и пресноводно-континентального палеогена (и неогена) с европейскими ярусами весьма условно и затруднено ввиду специфичной провинциальности тихоокеанских морских моллюсков и, в своей основе, тургайской флоры [22, 24]. Тем не менее, можно уверенно говорить о несомненном присутствии в архипелаге эоценовых (ипр-лютетских) фаунистических и флороносных мощных угленосных слоев. При этом не исключается вероятность присутствия в ряде мест Дальнего Востока аналогов европейского палеоцена [24]*. К тихоокеанскому раннепалеогеновому поясу синхронного регионального угленакопления относятся парагеосинклинальные угленосные свиты: конгломератная, вышележащая нижнедуйская и еще вышележащая краснопольевская (на Сахалине), исикари, урю и урахоро (на Хоккайдо), иваки и убе (на о. Хонсю), кума (на о. Сикоку) и ряд свит снизу вверх — акасаки, ариаке, синхронные ей симосима, ногата, омота, такасима, оцудзи и другие (на о. Кюсю), тигильская (на Камчатке), чукотская (на Чукотке), и одновозрастные платформенные сихотэ-алинские угленосные свиты: угловская, майхинская под Владивостоком, бикинская, чернореченская и верхнеамурские цагайская, кивдинская и райчихинская свиты. К этому же циклу в Корее относятся угленосные свиты рюдо и чоки. Возраст последних контролируется вышележащими олигоценowymi морскими слоями *Yoldia laudabilis* Yok. и несогласным залеганием на сенонской вулканогенной свите буккокудзи. На Аляске к этому же циклу относится угленосная свита кенай [22].

Примерная корреляция раннепалеогеновых угленосных толщ архипелага, Камчатки и юго-запада США на основании морских моллюсков тихоокеанского типа позволяет допустить для них в основном эоценовый (ипр-лютетский) возраст и такую корреляцию.

Общими видами для западных североамериканских палеоценовых свит мартинец и меганос в архипелаге и на Камчатке являются *Nuculana gabbi* (Conr.), *Macrocallista* sp., *Venericardia planicosta* Lam., *Brachidontes ornatus* (Gabb.), *Molopophorus Californicus* C. et W. Некоторые из них, впрочем, проходят выше в эоценовые слои этих регионов и поэтому не могут быть вполне руководящими для палеоцена [26, 27]. Возможно, эти свиты одновозрастны с прибрежно-морской хулгунской свитой Камчатки с ее архаичной реликтовой флорой *Credneria*, *Protophyllum*, «*Acer arcticum*» и некоторыми хвойными позднемелового облика. Также возможно их соответствие озерно-речной цагайской свите Верхнего Приамурья с подобными реликтами *Asplenium*, *Woodwardia*, *Araucarites*, *Quereuxia*, *Protophyllum*, *Credneia*. Некоторые из вышеперечисленных родов переходят в свиты исикари-такасима, конгломератную и нижнедуйскую. Флора двух последних свит практически идентична [22]. В раннепалеогеновую флору архипелага проникают местные «датские» тахобинско-татаркинские реликты «*Acer arcticum*», «*Platanus nobilis*», «*Grewiopsis*», *Trochodendroides*, *Taiwania* [34, 35, 44]. Очевидно, что цагайская флора моложе маастрихтской бошняковской и «датской» тахобинской.

* Сведения о наличии в восточной Японии датско-палеоценовых фораминиферных слоев нуждаются, как считают, в дополнительном изучении [44].

Более уверенно можно допустить эоценовый (в основном лютетский) возраст и примерную синхронность свит Сахалина, Камчатки, Японии и запада США — нижнеудуйской (с конгломератной), ноборикава-юбари, ногата, напанской, капи, доменджин и тэджон. С ними связаны *Venericardia planicosta* Lam., *Acila* (*Truncacila*) *decissa* (Conr.), *Nuculana gabbi* Conr., *Brachidontes ornatus* (Gabb.), *Spisula hannibali* Clark et Arn., *Athleta* sp., *Turbonilla* sp., *Pseudoperissolax blakei* (Conr.), *Turritella uwasava* Conr., *Ostrea* aff. *atwoodi* Gabb. и др. [26, 27].

С вышележащими позднеэоценовыми свитами краснопольевской, вакканаве-асибecu, оцудзи, снатольской и кази связаны *Acila Gabbi* Dick, *Cardium harrimanni* Dall., *C.* cf. *linkolnensis* Weaver, *Nemocardium* cf. *maryswilensis* Dick, *Pitar californiana* (Conr.), *Modiolus restorationensis* van Winkle, *Psephaea weaveri* (Tegland), некоторые из которых переходят в олигоценовые слои. Наконец, к несогласно залегающим в архипелаге эоценово(?)-олигоценовым свитам генноиши, поронаи и асия, камчатской ковачинской и к американским свитам линкольн и блекли приурочены *Yoldia olimpiana* Arn., *Y. longissima* Slod., *Nucula* (*Sasella*) *washingtoniensis* Weaver, *Mytilus arnoldi* Clark, *Nemocardium lorenzanum* (Arn.), *Lima twinensis* Durh. В южных широтах архипелага встречаются теплолюбивые эоценово-миоценовые *Aturia zigzag* Bron и другие наутилоидеи, известные также в японском сеноне [26, 27, 44].

Среднеэоценовый (ипр-лютетский) возраст нижней части угленосной толщи на южном острове Японии подтверждается в свитах акасаки-ариаке планктонными фораминиферами *Camerina* sp., *Orthophragmina* aff. *prati* Michel., *Nummulites amakusensis amakusensis* Yabe et Hanz., близкими к европейскому виду *N. Planulatus elegans* [22]. Здесь же присутствуют *Globigerina venezuelana* Hedlerg. и другие виды, отвечающие раннелютетской зоне *Hantkenina aragonensis* o. Тринидад [44].

На о. Сикоку в горах Идзуми развита мощная (до 7000 м), сильно дислоцированная сенонская ороченская толща «идзуми», включающая залежи кислых вулканических туфов с обломками древнейших пород, а в основании — кампанский жонкьерский горизонт с «*Inoceramus Schmidtii*». Эта толща несогласно залегает на древнейшей метаморфической свите самбагава и несогласно покрыта базальным конгломератом угленосной толщи кума с лютетской теплолюбивой фауной *Fabiania Casus* Oppenheim, *Nummulites*, *Discocyclus*, *Aturia* и флорой *Woodwardia*, *Musophyllum* типа флоры свиты исикари [44].

Эоценовый возраст угленосных толщ архипелага и примерно синхронной им угловской угленосной свиты южного Сихотэ-Алиня подтверждается присутствием в низах свит ногата, урю, убе, юбари и иваки и в угловской аминодонов, ринотитанов, *Produrcodon* и прочих наземных млекопитающих. Подобные эоценовые позвоночные известны в МНР и КНР, в Киргизии (в конкурчанской свите) и других регионах [22, 38, 43, 44]. Таким образом, по крайней мере, в эоцене архипелаг имел сухопутную связь с азиатским материком. И хотя на островах отсутствуют аналоги монгольских палеоцен-эоценовых слоев гашато с остатками своеобразных древнейших млекопитающих, тем не менее, в это и в местное «датское» тахобинское, а возможно и в бошняковское маастрихтское время такая связь уже существовала [16, 22]. Следует подчеркнуть, что свита гашато, благодаря ларамийскому диастрофизму, также залегает с угловым несогласием на разных горизонтах сенона — на свитах ирен дабасу с утконосым динозавром, подобным переотложенному цагаянскому манчжурозавру, и на свите джадохта с протоцератопсом. Первый известен также в маастрихтской свите эдмонтон в Канаде и в свите ваншин в Шандунской провинции КНР, покрытой эоценовыми восточными слоями свиты куангуан [22].

Цагаянские слои с утконосым манчжурозавром на правом берегу р. Амур напротив с. Сагибово падают полого на ЗСЗ под углом 5—10°, залегая здесь с угловым несогласием на альбских кислых туфовулканических породах, а севернее также несогласно — на уже упоминавшихся

кундуру-завитинских эстериновых слоях с флорой турон-сенонского облика [14]. Не исключено, что именно к этим, весьма плохо обнаженным на поверхности слоям первоначально относились остатки динозавров, позже переотложенные в раннепалеогеновые (палеоценовые?) цагаянские слои древнего Палеоамура. В районах Альберты и Монтаны Канады и США на маастрихтских слоях эдмонтон и хэлл крик с утконосыми и прочими последними динозаврами покоятся датские фораминиферовые слои каннонболл, а выше — мощная флороносная палеоцен-эоценовая угленосная толща форт юнион [4, 22, 24]. В палеоценовых слоях ее присутствуют, подобно свите гашато, остатки древнейших млекопитающих — кондилатры, креодонты и многобугорчатые, отсутствующие в палеогене японо-сахалинского архипелага, но известные в одновозрастных слоях КНР — районах Шандун и Хэнань, где ранний палеоген залегает своим мощным конгломератом несогласно на палеозое. Флора толщи форт юнион близка к эоценовой флоре архипелага [22].

После повсюду однообразной туронской гияляцкой флоры в сеноне на ее фоне впервые появляются элементы типичной третичной флоры. Так, в коньяк-кампанских слоях повсюду на Дальнем Востоке появляются *Taxodium*, *Metasequoia*, *Corylus*; в маастрихте в обедненной гияляцкой флоре появляются, кроме того, *Alnus*, *Betula*, *Ulmus*, *Fagus*, *Juglans*, *Tilia*, *Quercus*; наконец, в местное «датское» тахобинское время, практически лишенное типичных гияляцких элементов, к вышеперечисленным растениям присоединяются *Taiwania*, *Zelkova*, «*Acer arcticum*», «*Platanus nobilis*», «*Grewiopsis*», переходящие в цагаянский ранний палеоген. В это же время заканчивает свое существование последний саговник — нильссония [1].

Попытки установления европейского юрасского возраста и корреляция датско-палеогеновых и неогеновых толщ архипелага и на Дальнем Востоке вообще на основании флоры весьма осложнены такими факторами, как возникновение в третичный период различных климатических провинций и местных микроклиматических зон, специфический состав дальневосточных палеогеновых флор тургайского (не европейского) типа, обогащенных местами теплолюбивыми элементами и, наконец, оперирование неполноценными случайными, нередко трудно сравнимыми палеоботаническими коллекциями. Вследствие этих и других факторов уточнение европейского возраста, например, цагаянской толщи длится уже более 70 лет! На данном этапе изучения дальневосточных флор в лучшем случае можно довольно уверенно отличать лишь палеогеновую флору от неогеновой. Одним из примеров сказанного является факт резкого различия современной теплолюбивой флоры юга Японии и суровой северной флоры севера Сахалина по меридиану. Поэтому более близкое к европейскому представление о юрасском подразделении третичной толщи на Дальнем Востоке может дать только морская фауна беспозвоночных и наземных позвоночных. К сожалению, поискам последних у нас издавна не уделялось внимания [17].

Резюмируя все изложенное выше, следует сделать заключение о бурном проявлении ларамийского диастрофизма не только в японо-сахалинском архипелаге, но и в области всего подвижного вулканического пояса, т. е. всей притихоокеанской части Азии. Поэтому мнение некоторых геологов о якобы отсутствии на Сахалине ларамийской фазы складчатости не соответствует действительности [5, 6, 9, 10, 11, 33]. Затронутая проблема касается практического вопроса миграции нефтяных флюидов в недрах Дальнего Востока, их концентрации или рассеяния [19, 20].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
2. Вахрамеев В. А. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений на границе мела и палеогена Сибири // МГК XXI сес. Доклады советских геологов. Пробл. № 5. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.

3. *Вазрамеев В. А.* Позднемиеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 3.— С. 76—87.
4. *Вазрамеев В. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В.* Палеозойская и мезозойская флоры Евразии и фитогеография этого времени.— М.: Наука, 1970.
5. *Верещагин В. Н.* Меловая система Дальнего Востока.— Л.: Недра, 1977.
6. *Верещагин В. Н., Зюнова Т. Д., Мытарев В. П., Шуваев А. С.* О границе мела и палеогена на Сахалине // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой)/ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.
7. *Жидкова Л. С., Тодоровская В. Н.* К вопросу о взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ.— 1963.— Вып. 224.
8. *Жидкова Л. С., Маргулис Л. С., Савицкий В. А.* О границе верхнего мела и палеогена на Сахалине // Тр. Сах. КНИИ АН СССР.— 1969.— Вып. 21.
9. *Калишевич Т. Г.* Стратиграфия и фауна синегорских слоев Южного Сахалина // Материалы совещания по разработке и унификации стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Командор и Курильских островов.— М., 1961.
10. *Калишевич Т. Г.* Дат-палеоценовые Nuculidae Сахалина // Ископаемая фауна и флора Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1969.— С. 17—36.
11. *Калишевич Т. Г., Посыльный В. Я.* Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозойем и мезозоем в районе Синегорска — Загорска на Сахалине // Докл. АН СССР.— 1958.— Т. 119, № 4.
12. *Капица А. А.* К вопросу о движениях земной коры в области Сахалина на грани меловой и палеогеновой эпох // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 2.
13. *Капица А. А.* К вопросу о магматических горных породах о. Сахалина // Тр. Приамурск. фил. Геогр. об-ва СССР.— 1960.— Сб. 4.
14. *Капица А. А., Кошман М. М.* Новые данные по флоростратиграфии меловых отложений хребта Малый Хинган // Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья/Приамурск. ф-л Геогр. об-ва СССР.— Хабаровск, 1961.
15. *Капица А. А.* Краткий очерк меловых образований Сахалина // Материалы по разработке и унификации стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Командор и Курильских островов.— М., 1961.
16. *Капица А. А.* Главные геоморфологические и геологические черты о. Сахалина, его тектоническая история и районирование // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Вып. 224.— Л.: ГНТИ, 1963.
17. *Капица А. А.* Биостратиграфическая изученность кайнозойских образований советского Дальнего Востока // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1969.
18. *Капица А. А.* О перспективах нефтегазоносности площади Татарского пролива и Северного Сихотэ-Алиня.— М., 1985.
19. *Капица А. А., Аблаев А. Г.* О позднемиеловой флоре реки Мануй (Южн. Сахалин) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.
20. *Капица А. А., Аблаев А. Г., Линкин Ю. С.* К истории становления структуры Татарского пролива // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— Владивосток, 1987.
21. *Ковтунович Ю. М.* О взаимоотношении верхнего мела и палеогена Сахалина // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— М., 1969.
22. *Криштофович А. Н.* Геологический обзор стран Дальнего Востока.— Л.; М., 1932.
23. *Криштофович А. Н.* Меловая флора Сахалина. Мгач и Половинка // Тр. Дальневост. ф-ла АН СССР. Сер. геол.— 1937.— Т. 2.
24. *Криштофович А. Н.* Палеоботаника.— Л.: ГНТИ, 1957.
25. *Криштофович А. Н.* Краткий очерк орографии, тектоники и стратиграфии ДВК и связи с ними полезных ископаемых // Избр. произв. АН СССР. Т. 2.— М.; Л., 1962.
26. *Криштофович Л. В.* Моллюски третичных отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ.— 1964.— Вып. 232.
27. *Криштофович Л. В., Ильина А. П.* Моллюски третичных отложений Сахалина.— Л., 1954.
28. *Мауринский Ю. С.* О структурных отношениях верхнего мела и третичных отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ.— 1963.— Вып. 224.
29. *Опорный* разрез меловых отложений Сахалина (Наибинский разрез).— Л.: Наука, 1987.
30. *Пергамент М. А.* Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон и маастрихт) Тихоокеанских районов СССР.— М., 1974.
31. *Плешаков И. П.* Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области // Сов. геология.— 1938.— № 6.
32. *Постановление* МСК и его постоянных комиссий. Вып. 19.— Л., 1981.
33. *Потапова З. П.* Конгломератная и бошняковская свиты и проблема соотношения мела и палеогена // Граница мела и третичных отложений: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГФ. Проблема № 5.— М.; Л., 1960.
34. *Решения* 3-го Межведомств. стратигр. сов-я по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1978.
35. *Решения* 2-го Межведомств. стратигр. сов-я по мелу, палеогену и неогену Коряк-

ского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина.—Петропавловск-Камчатский, 1982.

36. *Рябинин А. Н.* Mandschurosaurus amurensis — меловой динозавр с реки Амур // Моногр. Русск. Геогр. об-ва.— 1930.— № 2.
37. *Рябинин А. Н.* К вопросу о фауне и возрасте динозавровых слоев на Амуре // Зап. Русск. минерал. об-ва. 2 сер.— 1930.— Ч. 59, вып. 1.
38. *Рёмер А. Ш.* Палеонтология позвоночных.— М.; Л., ГНТИ, 1939.
39. *Сokolov Д. В.* Меловые иноцерамы Русского Сахалина // Тр. Геолкома. Нов. сер.— 1914.— Вып. 83.
40. *Тезисы докладов к Межведомств. сов-ю по континентальным отложениям Азии (мезозой и кайнозой).*— Л., 1965.
41. *Тихонович Н. Н., Полевой П. И.* Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. Геолкома. Нов. сер.— 1915.— Вып. 120.
42. *Шмидт Ф. Б.* Окаменелости меловой формации Сахалина // Тр. Сиб. экспедиции ИРГО.— 1873.— Т. 2, вып. 1.
43. *Янковская Н. М.* Первая находка Rhinotitan из сем. Brontotheridae в СССР // Гудзичжун дун-у сюэ бао Vertebr.— 1957.— N 3.— С. 1.
44. *Geology of Japan/The Univ. of Tokyo Pres.*— Tokyo, 1963.
45. *Jones D., Gryc G.* Upper Cretaceous pelecypods of the genus Inoceramus from Northern Alaska, US // Geol. Surv. Prof. Pap.— 1960.— N 334-F.
46. *Jones D.* Upper Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from South Alaska // Geol. Surv. Prof. Pap.— 1963.
47. *Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing of the Japanese Islands // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2.— 1941.— N 5.
48. *Mc. Learn F. H.* Trends in some Canadian cretaceous species of Inoceramus // Canad. Field. Nat.— 1943.— V. 57, N 2—8.
49. *Matsumoto T.* Cretaceous — Tertiary boundary in the Japanese islands // 21 Intern. geol. Congr., p. 5.— Copenhagen, 1960.
50. *Matsumoto T.* Fundamental in Cretaceous stratigraphy of Japan // Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ.— 1942—1943.— Pt. 1, sec. D, v. 1.— P. 2, 3, V. 2.
51. *Matsumoto T.* Zonation of the Upper Cretaceous in Japan // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, geol.— 1959.— V. 9, N 2.
52. *Nagao T., Matsumoto T.* A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan // Fac. Sci. Imp. Univ. Hokk.— 1939.— Pt 1, ser. 4, V. 4, p. 2, ser. 4, V. N3—4.

ИГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 февраля 1991 г.

УДК 552.322 : 552.323

Л. Ф. Мишин

ПЕТРОЛОГИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ ОЛОВОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ВОСТОКА СССР

Рассмотрены петрография, минералогия, петрохимия и петрогенезис крупнообъемных субвулканических массивов Дальнего Востока, в составе которых большую роль играют породы с игнимбритовыми и игнимбритоподобными структурами. В пределах массивов большинство петрографических признаков имеют зональное распределение, указывающее на формирование и кристаллизацию их как отдельных структурных единиц. Породы имеют неравновесный состав. Вкрапленники образуют ранний габбровый (плагноклаз, гиперстен, авгит) и поздний гранитный эвтектоидный (кварц, калинагровый полевой шпат, биотит) парагенезисы. Основная масса по составу также отвечает сухой кварц-полевошпатовой эвтектике. Средние составы всех изученных субинтрузивов образуют исключительно выдержанные линейные тренды, предельными элементами которых являются состав основной массы пород и состав габбровой ассоциации вкрапленников. Содержание вкрапленников габбровой ассоциации линейно зависит от содержания SiO_2 в породе.

Выделены контрастирующие типы вулканических и субвулканических пород: эвтектоидный или гранитный с дискретным неравновесным петрографическим составом и более распространенный котектический тип вулканитов с равновесным составом вкрапленников и основной массы. Показано соотношение этих типов с делением пород на магнетитовые и ильменитовые серии.

Рассмотрена модель дискретного двухстадийного плавления и кристаллизации при формировании рассмотренных субвулканических пород.

Оловоносные вулканические зоны Дальнего Востока — Хингано-Олонойская, Юрин-Каменушинская, Баджалская, Ям-Алинская, Куйдусунская и другие сложены преимущественно порфи́ро- и кристаллокластическими игнимбритами, значительная часть которых имеет субвулканическую природу. Преобладание в составе субинтрузивов пород вулканического облика, нередко с ясными игнимбритовыми структурами приводило к тому, что чаще всего их относили к покровам или к экструзиям. Выяснение природы таких образований важно с практической точки зрения, поскольку субинтрузивы этого типа маркируют оловоносные вулканические зоны и зачастую вмещают оловянное и оловополиметаллическое оруденение. Субинтрузии привлекают и как уникальный объект для изучения генезиса игнимбритов, связи вулканизма и плутонизма и выяснения условий и последовательности кристаллизации магматических пород.

В основу работы положены многолетние исследования автора: проведено структурное картирование и петрологическое изучение Атарбайского, Верхне-Аллахского, Мукулакитского и Тарынского субинтрузивов (Охотско-Чукотский пояс), пересмотрены собственные материалы [8] по Юрин-Каменушинской группе субвулканических интрузий и просмотрены коллекции шлифов и образцов с Хингано-Олонойской, Баджалской, Ям-Алинской и Эзопской вулканических зон. В строении этих субинтрузивов и в петрографии слагающих их пород много общего. Имеющиеся различия между отдельными субинтрузиями связаны главным образом с величиной эрозионного среза, что позволило построить их полную модель [10].

МОРФОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Субинтрузии имеют чашеобразную форму с относительно крутыми (в среднем 30°) бортами и пологим, осложненным центральным куполом, дном [10]. Кровля субинтрузий, судя по положению фации «водораздельных» игнимбритов, имела выдержанное горизонтальное залегание. За счет центрального купола ось максимальных погружений подошвы субинтрузивов смещена ближе к его периферии и имеет кольцевую форму. Границы внутренних фаций имеют субгоризонтальную ориентировку. Вмещающие породы залегают в целом согласно контактам массива. Внедрение расплава происходило межформационно, чаще по границе вулканогенного чехла и фундамента или послойно, в пределах вулканогенного чехла. Синхронно с внедрением расплава происходила просадка подстилающих пород. Субинтрузии имеют симметричную зональность. От контактов к центру массивов могут быть выделены фации: приподошвенных и прикровлевых (водораздельных) игнимбритов; кристаллокластических риолитов (дацитов) с флюидалной фельзитовой основной массой; кристаллокластических риолитов (дацитов) массивных или с тенями флюидалности с микроаплитовой или микроаллотриоморфно-зернистой основной массой; слабо протоклазирующих, иногда крупновкрашленниковых риолитов (дацитов) с полнокристаллической перегородчатой основной массой; центральная гранит-порфиров (гранодиорит-порфиров) с сериальными или сериально-гломеропорфировыми структурами. Иногда зональность нарушается внедрениями дополнительных порций расплава.

Границы между фациями постепенные, лишь породы гранит-гранодиорит-порфировой фации имеют чаще резкостные границы, что служило обычно основанием для выделения их в самостоятельную фазу.

ПЕТРОГРАФИЯ

Конкретные массивы имеют выдержанный дацитовый или риолитовый, реже андезитовый, состав, соответственно меняется и количественно-минералогический состав пород (табл. 1). Однако парагенезисы минера-

Количественный минеральный состав субинтрузивных пород

Субинт- рузивы	Фашии	Количество пифов	Кварц	Плагиоклаз	Калинагро- вый полевой пшат	Пироксены	Биотит	Ильменит	Амфибол	Основная масса	Диаметр вкрапленни- ков	Количество вкрапленни- ков на 1 мм ²
Верхне-Аллахский	Игнимбрнты да- цитов	6	3,7	28,3	5,2	1,5	3,0	ед. 3	0,8	57,5	0,38	7,12
	Кристаллокласти- ческие дациты	7	5,5	27,5	6,0	1,3	1,8	ед. 3	1,5	56,4	0,54	3,47
	Перегородчатые дациты	7	10,7	29,0	17,8	ед. 3	3,0	ед. 3	2,5	37,0	0,61	2,76
	Основная масса кристаллокла- стических даци- тов	3	37,0	—	63,0	—	—	—	—	—	—	—
	Гранодиорит-пор- фиры, гранодио- риты	3	23,5	47,0	19,1	ед. 3	5,6	ед. 3	4,8	—	—	—
Агарбайский	Игнимбрнты да- цитов	6	6,7	22,5	1,0	1,9	0,9	—	—	67,0	0,39	7,52
	Кристаллокласти- ческие дациты	7	9,47	21,79	1,22	1,9	0,8	—	—	64,82	0,44	7,07
	Гомеогенные включения	8	4,82	13,8	ед. 3	0,3	1,1	—	—	79,38	$\frac{1,46}{0,51}$ *	$\frac{0,56}{6,00}$
	Гранодиорит-пор- фиры	2	2,82	23,34	3,5	0,4	0,7	—	—	67,0	—	—
	Основная масса в гранодиорит- порфирах	6	35,0	—	65,0	—	—	—	—	—	—	—
Тарынский	Игнимбрнты да- цитов	3	ед. 3	28,7	1,0	9,87	ед. 3	3,8	—	56,6	0,37	—
	Кристаллокласти- ческие дациты	4	ед. 3	34,76	0,7	10,2	—	3,8	—	50,6	0,39	—
Юринский	Игнимбрнты рио- литов	37	7,3	0,2	12,2	ед. 3	0,1	—	—	80,0	—	—
	Кристаллокласти- ческие риолиты	6	9,7	0,1	12,6	—	0,2	—	—	77,4	—	—
	Перегородчатые риолиты	7	7,3	0,1	30,6	—	0,2	—	—	61,8	—	—
Талав- инский	Игнимбрнты рио- литов	7	12,25	7,42	16,47	2,23	—	—	—	61,0	0,5	3,9

* Над чертой в основной массе, под чертой — в гомеогенных включениях.

лов у них однотипные. Особенно убедительно сходство этих пород проявляется в структурно-текстурных особенностях и направленности их изменения.

По текстурно-структурным особенностям породы приподожвенной и прикровлевой (водораздельной) фашии являются типичными порфирами или кристаллокластическими игнимбрнтами с характерными для этого класса пород протоклазом вкрапленников, ксенолитами, фьямме и с пепловыми, в различной степени сваренными структурами криптофель-

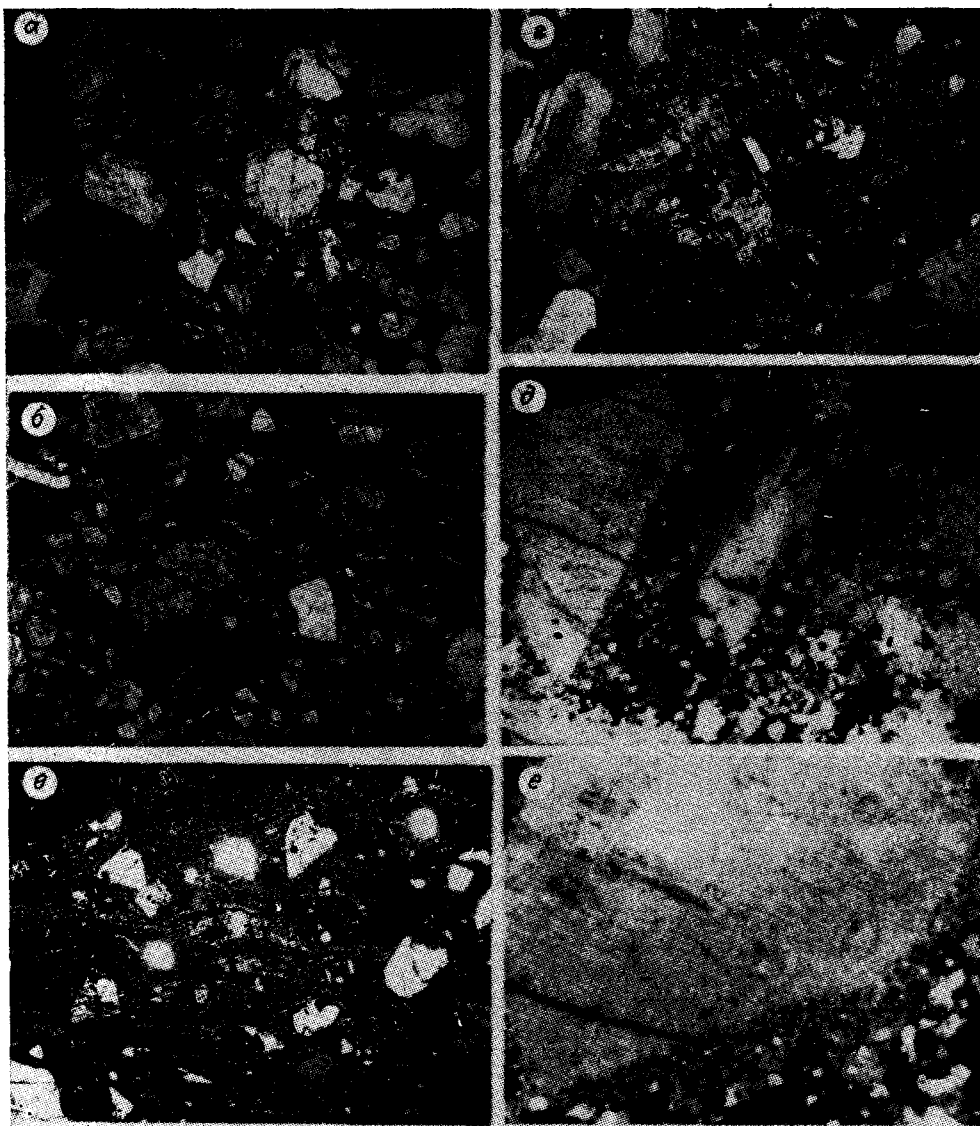


Рис. 1. Изменение структур течения и кристалличности пород от внешних фаций к внутренним.

а, б — витроигнеисбриты водораздельной (а) и приподошвенной (б) фаций, Атарбайский массив, ув. 10 и 15, николи II; в — пунктирно-флюидалный риолит с фельзитовой основной массой, Юринский массив, ув. 15, николи +; г — е — Верхне-Аллахский массив: г — кристаллокластический дацит, основная масса переходная от фельзитовой к микрогранитовой, в центре сросток пироксенов, плагиоклаза и ильменита, ув. 10, николи +; д — перегородчатый дацит, ув. 40, николи +; е — деталь рис. 1, д, дорастание протоклазированного вкрапленника КЩШ, видно увеличение размера пойкиловключений кварца во внешней части каймы, ув. 80, николи +.

зитовой (до витрофировой) основной массы (рис. 1). В породах внутренних фаций (исключая гранит-гранодиорит-порфировую) большинство из перечисленных признаков сохраняется, но снижается степень их выраженности. От краевых фаций к внутренним растет кристалличность основной массы от витрофировой к фельзитовой, затем к микроаплитовой или микроаллотриоморфно-зернистой, далее — к перегородчатой и, наконец, к гипидиоморфно-зернистой в гранит-гранодиорит-порфировой центральной фации [9]. С ростом кристалличности первичный структурный рисунок основной массы, связанный с течением расплава, постепенно затухает, но по темным реликтовым фрагментам можно видеть, что одновременно с возрастанием кристалличности основной массы структурный рисунок ее меняется от игнеисбритовой структуры к плитчато-, затем

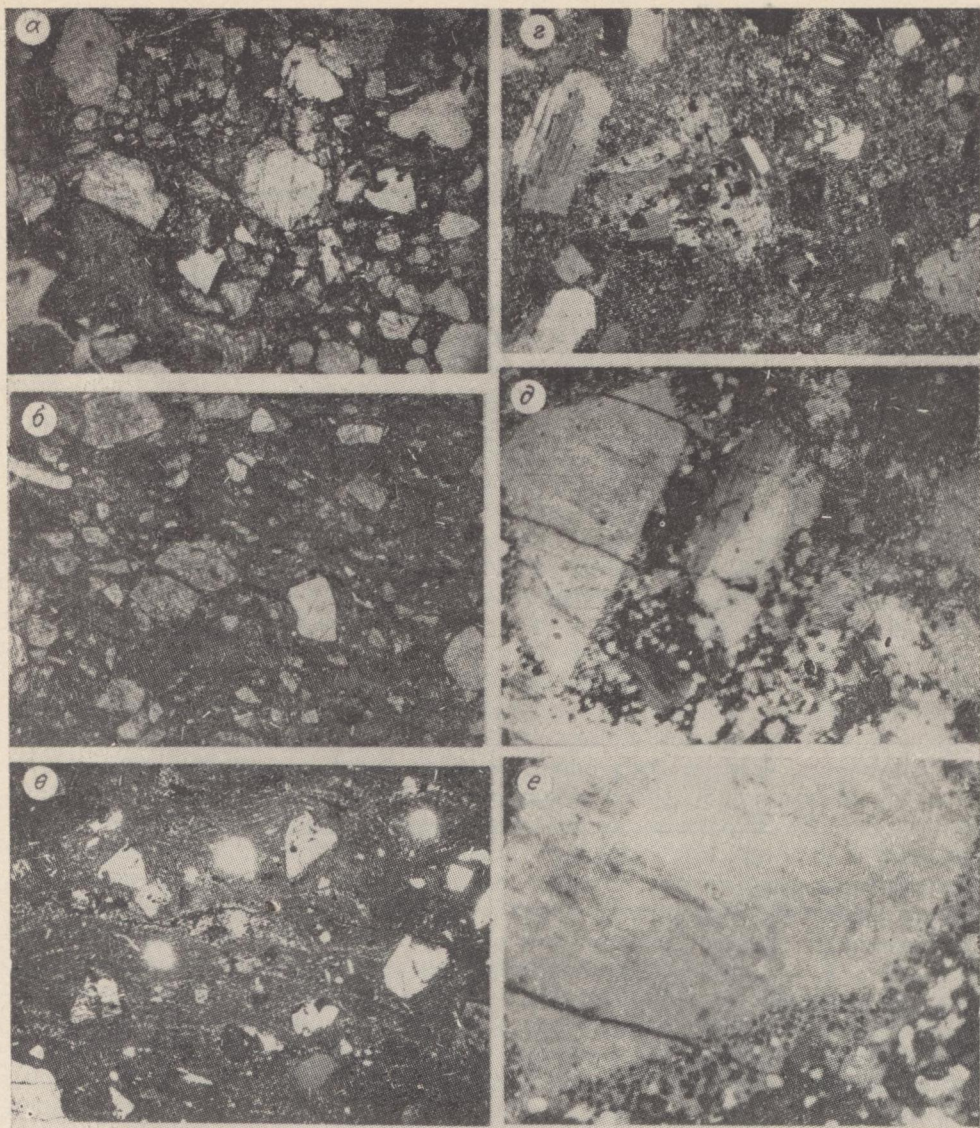


Рис. 1. Изменение структур течения и кристалличности пород от внешних фаций к внутренним.

а, б — витрогнейбриды водораздельной (а) и приподшенной (б) фаций, Атарбайский массив, ув. 10 и 15, николи II; в — пунктирно-флюидальный риолит с фельзитовой основной массой, Яури́нский массив, ув. 15, николи +; г — е — Верхне-Аллахский массив: г — кристаллокластический дацит, основная масса переходная от фельзитовой к микрогранитовой, в центре сросток пироксенов, плагиоклаза и ильменита, ув. 10, николи +; д — перегородчатый дацит, ув. 40, николи +; е — деталь рис. 1, д, дораствание протоклазированного вкрапленника КШШ, видно увеличение размера пойкиловключений кварца во внешней части каймы, ув. 80, николи +.

зитовой (до витрофировой) основной массы (рис. 1). В породах внутренних фаций (исключая гранит-гранодиорит-порфировую) большинство из перечисленных признаков сохраняется, но снижается степень их выраженности. От краевых фаций к внутренним растет кристалличность основной массы от витрофировой к фельзитовой, затем к микроаллитовой или микроаллотриоморфно-зернистой, далее — к перегородчатой и, наконец, к гипидиоморфно-зернистой в гранит-гранодиорит-порфировой центральной фации [9]. С ростом кристалличности первичный структурный рисунок основной массы, связанный с течением расплава, постепенно затухает, но по темным реликтовым фрагментам можно видеть, что одновременно с возрастанием кристалличности основной массы структурный рисунок ее меняется от игнебритовой структуры к плейчатой, затем

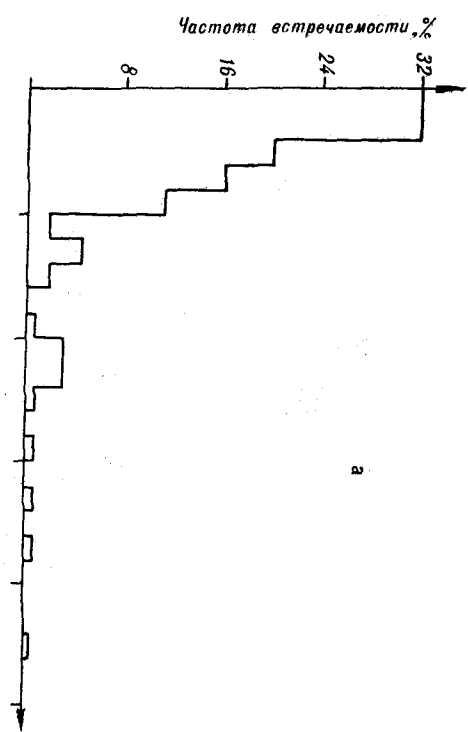
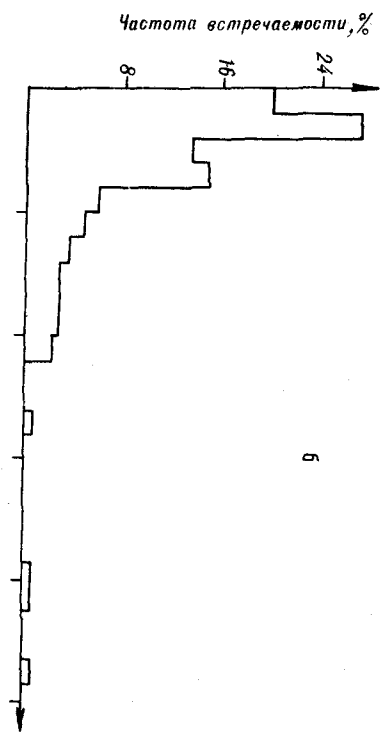
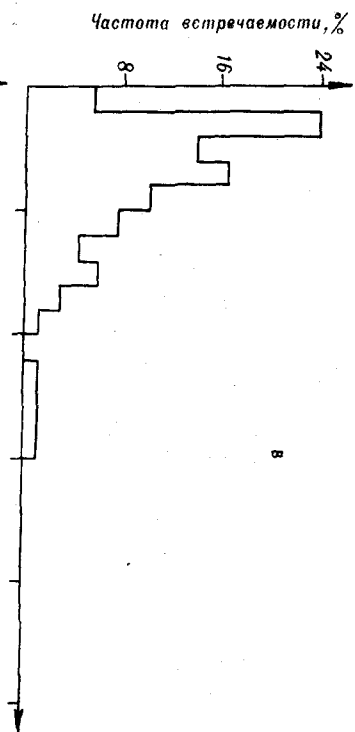
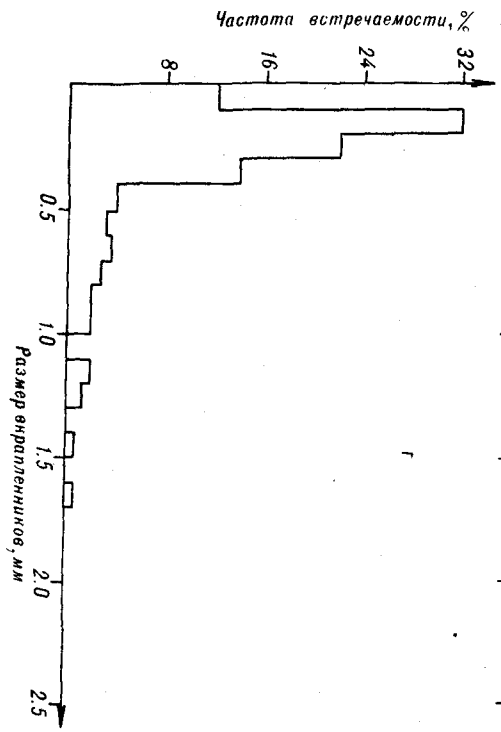


Рис. 2. Гистограммы размеров срезов вкрапленников в шлифах из различных фаций Атарбайского массива:

а — г — фации: игнимбритовая (а), кристаллокластических дацитов (б), перегородчатых дацитов (в) и гранодиорит-порфи́ровая (г).

пунктирно-флюидальной. В перегородчатой и гранит-гранодиорит-порфи́ровой фациях первичные структуры течения не видны.

Содержание вкрапленников в породах колеблется от 20 до 70 %, возрастаая в дацитах по отношению к риолитам (см. табл. 1). Вкрапленники сильно протоклазированы и имеют оскольчатую форму. Чтобы оценить степень протоклаза, были сделаны массовые замеры количества вкрапленников в шлифах и вычислены для каждой фации средний размер зерен и количество вкрапленников на единицу площади. Распределение размеров зерен свидетельствует о том, что от внутренних фаций к внешним растет процент мелких зерен (рис. 2)*, в этом же направлении увеличивается количество зерен на единицу площади и, соответственно, уменьшается средний размер вкрапленников (см. табл. 1). Эти факты убедительно свидетельствуют о том, что от центра массивов к внешним фациям растет степень раздробленности вкрапленников. Расчеты подтверждаются и наблюдениями в шлифах. Вкрапленники в эндоконтактной зоне представлены разобщенными обломками первично идиоморфных кристаллов и, очень редко, обломками их сростков. К центру массивов, наряду с оскольчатыми зернами, появляются идиоморфные зерна и их сростки, а дробленые зерна, как правило, слабо растащены. В то же время следует отметить наличие линейной зависимости между средним размером вкрапленников и их содержанием (рис. 3). Эта зависимость может быть объяснена тем, что, наряду с зональностью по степени протоклаза, существовала «допротоклазовая» зональность, связанная с более продвинутой кристаллизацией вкрапленников во внутренних зонах массива. Если сравнить субинтрузии между собой, то нетрудно заметить (см. рис. 3) обратную тенденцию уменьшения размера зерен с ростом содержания вкрапленников. Эта зависимость, связанная со степенью протоклаза, указывает на то, что последний обусловлен главным образом трением течения и, возможно, лишь частично с термическим растрескиванием [4].

Следующий характерный признак рассматриваемых пород — это резорбция вкрапленников. Зерна кварца за счет многочисленных округлых или неправильной формы каверн и заливов приобретают причудливые, иногда ситовидные и скелетные формы. В кварце отсутствует зональность, поэтому бывает трудно определить, зародышевые ли это формы или результат растворения ранее полностью ограненных кристаллов. Такие же структуры, хотя и менее ярко выраженные, отмечаются в щелочных полевых шпатах, в пироксенах и в плагиоклазах. В последнем случае по текущему положению каверн относительно зональности плагиоклазов однозначно можно судить, что каверны образовались в результате растворения ранее идиоморфных зерен. В стекловатых породах краевых фаций видно, что растворение зерен происходило до протоклаза. В породах же внутренних фаций протоклазированные зерна имеют закругленные углы, а в отдельных случаях наблюдаются волосяные фрагменты кристаллов, не подвергнутые дроблению. Это свидетельствует о том, что в центральных зонах массивов растворение продолжалось и после дробления. В целом растворение полевых шпатов и особенно кварца имело достаточно большие масштабы. Пироксены также растворялись, но чаще происходило их замещение амфиболом, биотитом и рудным минералом.

В игнимбритах приподошенной и прикровлевой фаций отмечаются мелкие (до 1 см) линзовидные фьямме с пламевидными окончаниями. К центральным частям массива фьямме становятся значительно крупнее и трансформируются постепенно в линзовидные гомеогенные обособления

* Асимметричная форма гистограмм связана с тем, что измерялись не сами зерна, а их случайные срезы в шлифах.

размером до 20 см. Границы гомеогенных включений так же, как и фьямме, нечеткие, но если контраст их по кристалличности с основной массой становится значительным, то они приобретают облик жестких включений. По химическому составу, составу вкрапленников и аксессуарному составу фьямме и гомеогенные включения не отличаются от включающей их породы (табл. 2). Специфика их заключается в более высокой кристалличности (микрпойкилитовая, аллотриоморфно-зернистая, гранофировая на фоне более тонкозернистой фельзитовой или микроаплитовой) основной массы, в меньшем количестве вкрапленников и, соответственно, более крупных их размерах (см. табл. 1). Более крупный размер вкрапленников в гомеогенных включениях и фьямме, по сравнению с вмещающей породой, обусловлен меньшим их протоклазом. В гомеогенных включениях вкрапленники если и раздроблены, то слабо растащены и легко угадываются их первичные контуры. В крупных гомеогенных включениях нередко наблюдаются даже гломеропорфирные структуры. Такие гомеогенные включения приобретают большое сходство с породами гранит-гранодиорит-порфировой фации. В Тарынском массиве гранодиорит-порфиры, в отличие от других массивов, образуют не единую залежь, а слагают серию разновеликих тел с переходами от линзовидно-шпировидных выделений через мелкие (десятки сантиметров — первые метры) тела различной формы к крупным бескорневым силлоподобным залежам, насыщающим верхние уровни субинтрузива. Подобные же переходы от фьямме к пластовым залежам образуют гранит-порфиры в Гербинском субинтрузиве на Баджале (устное сообщение В. Г. Крюкова).

Значительно реже встречаются гомеогенные включения более темные

и более стекловатые, чем включающая их порода. В таких случаях (например, в Тарынском массиве) нередко переходы от текстур с гомеогенными включениями к породам с полосчатыми текстурами, в которых темные стекловатые полосы чередуются с более кристаллическими полосами. Ширина полос от 1—2 до 5 см.

Во всех массивах содержатся ксенолиты вмещающих пород. Содержание их колеблется от 1—2 до 15 %, преобладающий размер 1—2 см. К центру массивов количество ксенолитов убывает и породы центральной гранит-гранодиорит-порфиро-

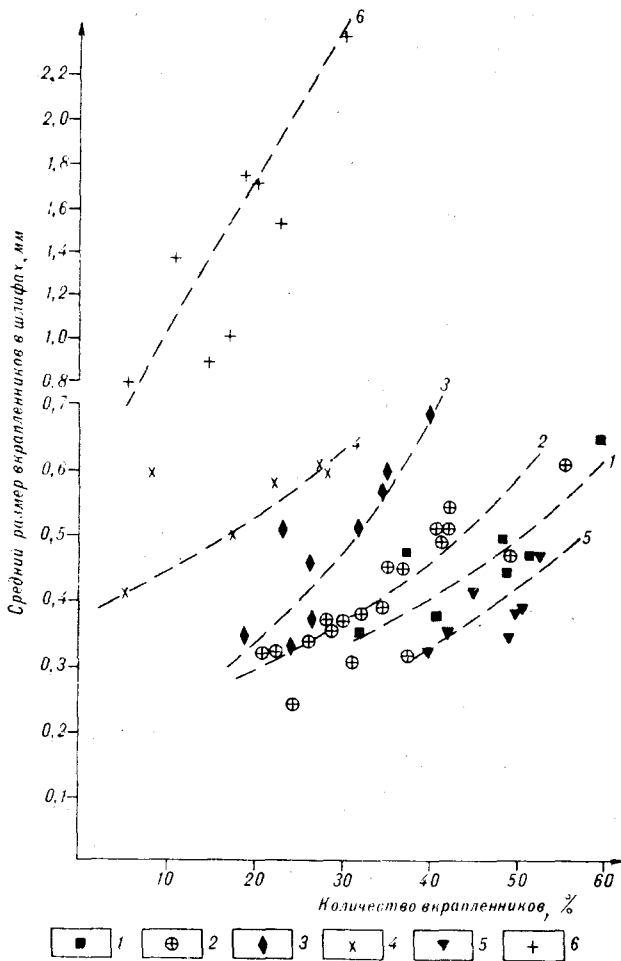


Рис. 3. Соотношение количества (%) и среднего размера вкрапленников в шлифах пород:

Верхне-Аллахского (1), Атарбайского (2), Яурынского (3), Мукулактинского (4), Тарынского (5) субинтрузивов; 6 — гомеогенные включения в Атарбайском массиве.

Химический состав гомеогенных включений и полосчатых пород, мас. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п.	Сумма
454-3-А	69,2	0,4	15,7	3,6	0,05	0,6	2,6	3,5	4,2	0,08	0,4		100,2
453-3-Б	69,5	0,3	15,7	3,3	0,05	0,5	2,7	3,7	4,0	0,08	0,3		100,4
791-1-А	64,79	0,84	16,3	1,70	4,03	0,06	1,99	2,87	3,41	3,81	0,22	0,69	100,98
791-1-Б	62,69	0,96	15,92	1,49	5,66	0,08	1,98	3,51	3,41	3,17	0,32	1,28	100,00
850-А	64,35	0,80	15,96	0,87	4,60	0,06	2,19	3,37	3,56	3,76	0,26	1,30	101,08
850-Б	62,52	0,98	16,15	1,35	5,68	0,08	2,18	3,93	3,79	2,75	0,26	0,39	100,06

Примечание. Кристаллодациты, Атарбайский массив: валовый состав (454-3-А), гомеогенное включение (454-3-Б). Полосчатые кристаллодациты, Тарынский массив: темные (стекловатые) полосы (791-1-Б, 850-Б), более широкие светлые полосы (791-1-А, 850-А). Аналитик Н. И. Ильина, ИТИГ ДВО РАН.

вой фации обычно их не содержат. Но иногда ксенолиты распределены струйчато, подчеркивая многоканальный характер поступления расплава. В таких случаях, например в Тарынском массиве, ксенолитовые «супы» прослеживаются и через гранодиоритпорфировую фацию, при этом количество и форма ксенолитов в них сохраняются такими же, как и во вмещающих дацитах. Эти факты являются убедительным доказательством того, что тела гранит-гранодиорит-порфиров являются бескорневыми, обособившимися лишь в процессе эволюции магматической камеры.

По составу ксенолиты обычно соответствуют породам ближайшего обрамления, но отмечаются также и мелкие фрагменты частично расплавленных гранитов (бухиты), которые не встречаются на данном эрозионном срезе, а в гранодиоритах и гранодиорит-порфирах Верхне-Аллахского субинтрузива встречены типичные для гранитоидов мелкозернистые включения диоритового и кварцево-диоритового состава.

Форма ксенолитов определяется степенью вспенивания — «игнимбритовостью» массивов. Особенно это убедительно просматривается для однотипных ксенолитов. В Верхне-Аллахском и Атарбайском массивах, характеризующихся интенсивным протоклазом и развитыми фациями приподошвенных и прикровлевых игнимбритов, ксенолиты алевролитов имеют изометричную форму, выдержанный размер и относительно равномерное распределение. В Тарынском массиве, отличающемся лишь зачаточным развитием игнимбритовых фаций, ксенолиты алевролитов отличаются брусчатой или пластинчатой, обычно остроугольной формой и крайне неравномерным распределением в породе. По размеру ксенолиты в Тарынском массиве образуют континуум от осколков миллиметровых размеров до пластинообразных алевролитовых септ протяженностью в 1—2 км. В отдельных обнажениях можно наблюдать переходы от изолированных ксенолитов через ксенолитовые «супы» к проплавленному с краев алевритовому монолиту.

Минеральный состав и процентное соотношение вкрапленников (см. табл. 1) свидетельствует о том, что соотношение вкрапленников меняется в зависимости от химизма пород, но парагенезисы минералов, их состав, последовательность кристаллизации и последующие преобразования минералов остаются неизменными. Многие исследователи отмечают многостадийность кристаллизации вкрапленников в рассматриваемых типах пород. Например, Н. В. Ичетовкин [3] выделяет в породах Верхне-Аллахского массива четыре стадии и от двух до четырех генераций каждого минерала. Сходную стадийность кристаллизации вкрапленников в автомагматических брекчиях центрального Казахстана описывает Г. М. Царева [21]. Основанием для выделения генераций вкрапленников обычно служат относительный идиоморфизм зерен и включение одних минералов в другие.

Ненадежность этих признаков, в особенности при наблюдениях в шлифах (случайных срезах), убедительно показал В. А. Попов [13].

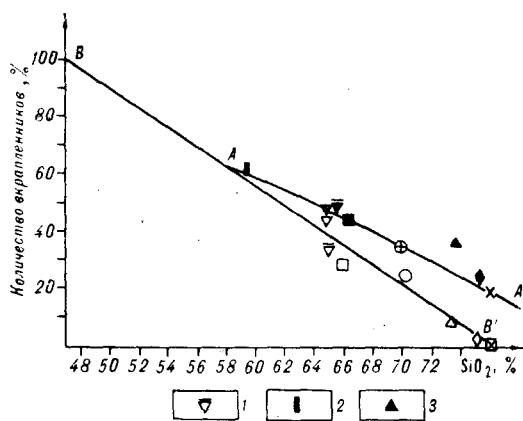


Рис. 4. Зависимость содержаний вкрапленников от кремнекислотности пород.

1 — Атарбайский массив, биотитсодержащие дациты по данным [15]; 2 — автомагматические брекчи Карамкенского района по данным [6]; 3 — Таланджийский массив. Залитые знаки — общее содержание вкрапленников, незалитые знаки — содержание вкрапленников габбровой ассоциации. АА' — вариационная линия содержаний вкрапленников, ВВ' — расчетная прямая содержаний вкрапленников габбровой ассоциации. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

В изученных породах объективно могут быть выделены ранняя (габбровая) и поздняя (гранитная) ассоциации вкрапленников. Основанием для выделения габбровой ассоциации основного плагиоклаза с ромбическим и моноклиналильным пироксеном и ильменитом служит тот факт, что эти минералы часто образуют сростки и достаточно крупные (до 4 мм) включения. В этих включениях соотношения пироксенов и плагиоклаза сильно колеблются (от 50 % пироксена до чисто плагиоклазовых), но в них полностью отсутствуют кварц и анортоклаз. Морфология и состав минералов из разрозненных вкрапленников и из включений идентичны, но иногда отмечаются более мелкозернистые включения с долеритовой структурой и лейстовидной формой плагиоклазов, а также сложные включения, в которых центральная мелкозернистая долеритовая зона окаймляется агрегатом более крупных короткопризматических зерен плагиоклаза и пироксенов, аналогичных разрозненным вкрапленникам. Содержание минералов габбровой ассоциации определяется исключительно химизмом пород (рис. 4). В более основных породах Тарынского массива и в автомагматических брекчиях Карамкенского района вкрапленники представлены почти исключительно минералами габбрового парагенезиса, а в предельных риолитах минералы габбрового парагенезиса встречаются в виде единичных знаков или совсем отсутствуют. Вкрапленники габбровой ассоциации в сростках имеют границы, указывающие на одновременный эвтектоидный рост минералов.

Плагиоклаз в габбровой ассоциации слагает от 70 до 90 %. Он образует зерна с хорошо выраженной прямой зональностью. Состав варьирует от битовнита до олигоклаза. В риолитах преобладает плагиоклаз андезин-олигоклазового ряда.

Среди пироксенов преобладает ортопироксен (гиперстен), менее распространен клинопироксен (авгит). Пироксены незональные, имеют выдержанный химический состав, который не зависит от химизма пород (табл. 3), и характеризуются высокой железистостью. Высокой железистостью отличаются и биотиты, что резко отличает рассматриваемые породы от субвулканических и покровных образований краевых вулканических поясов, с которыми связана золотосеребряная минерализация. Повышенная железистость темноцветов обусловлена низкой фуггитивностью кислорода. На последнее указывает слабая окисленность железа в породах и отсутствие раннемагматического магнетита. Распространенный в наиболее основных по составу породах рудный минерал представлен пластинчатыми зернами ильменита, обычно включенными в пироксены.

Вторая (гранитная) ассоциация — биотит — кварц — анортоклаз — возникает после кристаллизации габбровой. На раздельность образований габбровой и гранитной ассоциаций вкрапленников указывает, в частности, пространственное распределение образующих их минералов в пределах массивов. Если минералы габбровой ассоциации распределены относительно равномерно, то в распределении минералов гранитной ас-

Химический состав вкрапленников и основной массы субвулканических пород, мас. %

Номер анализа	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Биотит													
1	231	34,77	6,31	12,47	26,5	—	0,00	7,46	0,07	0,51	8,66	0,23	97,03
2	»	35,63	5,89	13,00	24,68	—	0,18	8,10	0,24	0,58	8,95	0,00	97,04
3	400-4	34,90	5,23	12,40	29,33	—	0,16	5,38	0,23	0,62	8,79	0,16	97,21
4	»	35,00	5,04	12,80	28,55	—	0,19	6,10	0,25	0,60	8,53	0,00	97,06
5	234	34,76	5,55	12,50	26,71	—	0,15	8,70	0,00	0,31	7,67	0,00	96,34
6	170-2	37,31	5,40	12,60	21,85	—	0,14	10,23	0,29	0,00	8,99	0,27	97,08
7	219-1	36,67	5,06	12,20	22,68	—	0,35	10,21	0,37	0,60	8,82	0,08	97,03
8	163-3	36,64	6,48	12,97	24,36	—	0,37	8,92	0,35	0,57	8,26	0,00	96,90
9	165-3	34,69	6,12	13,28	23,49	—	0,79	8,97	0,41	0,61	8,65	0,00	97,02
Ромбический пироксен													
10	231	47,68	0,11	0,23	5,23	33,28	0,86	10,84	1,35	0,41	0,00	0,00	99,99
11	»	48,31	0,11	0,00	2,39	36,28	1,03	10,67	1,20	0,00	0,00	0,00	99,99
12	400-4	48,18	0,16	0,00	2,91	35,62	0,69	10,99	1,44	0,00	0,00	0,00	99,99
13	»	48,57	0,00	0,19	3,10	33,86	0,91	12,34	1,03	0,00	0,00	0,00	99,99
14	»	48,24	0,19	0,08	2,11	37,04	0,79	10,49	1,04	0,00	0,00	0,00	99,99
15	219-1	47,36	0,29	0,47	5,22	33,22	0,53	12,63	1,28	0,00	0,00	0,00	99,99
16	»	47,97	0,00	0,33	5,35	32,00	0,72	11,75	1,39	0,39	0,00	0,00	99,99
17	»	48,00	0,30	0,41	4,59	32,41	0,85	11,90	1,18	0,36	0,00	0,00	99,99
18 (ц)	681	49,55	0,12	2,25	35,52	—	0,62	12,90	0,16	0,00	0,02	0,05	101,2
19 (кр)	»	50,03	0,08	2,54	34,05	—	0,53	13,68	0,16	0,00	0,01	0,05	101,15
20 (ц)	706	48,83	0,12	2,25	—	—	0,53	12,84	0,18	0,00	0,01	0,05	99,35
21 (к)	»	48,67	0,08	2,54	—	—	0,53	12,99	0,17	0,00	0,01	0,05	98,93
22 (ц)	»	49,03	0,14	2,40	—	—	0,53	13,03	0,13	0,00	0,03	0,09	99,43
23 (кр)	»	48,99	0,09	2,06	—	—	0,57	12,98	0,15	0,00	0,00	0,04	99,11
Моноклинный пироксен													
24	231	49,18	0,00	0,48	3,84	17,11	0,52	8,36	20,51	0,00	0,00	0,00	99,99
25	»	48,81	0,35	0,45	5,27	15,29	0,24	8,72	20,01	0,43	0,00	0,43	99,99
26	400-4	49,44	0,18	0,55	3,49	16,54	0,64	8,62	19,95	0,25	0,00	0,33	99,99
27	»	51,56	0,71	0,40	9,63	3,27	0,25	11,34	19,94	2,81	0,00	0,09	99,99
28	163-2	50,35	0,14	0,00	2,38	16,68	0,21	9,50	20,57	0,00	0,05	0,10	99,99
Амфибол													
29	160	40,19	4,33	7,98	16,63	8,68	0,11	8,99	10,97	0,00	0,13	0,00	98,01
30	163-3	44,58	1,64	6,38	7,65	7,05	0,56	10,10	10,98	1,87	0,59	0,17	98,01
31	»	44,59	1,33	6,51	14,10	13,44	0,61	10,81	10,70	2,09	0,60	0,31	98,01
Ильменит													
32	681	0,00	48,19	0,10	6,28	41,94	1,19	0,16	0,00	0,00	0,03	0,09	97,99
33	706	0,37	46,01	0,15	7,75	39,10	1,18	0,95	0,00	0,00	0,03	0,15	95,70
34	163-2	65,15	0,47	19,36	0,00	0,00	0,00	0,21	0,65	3,42	10,94	0,00	100,19
35	»	63,54	0,18	19,22	0,00	0,00	0,00	0,74	0,67	2,20	13,18	0,00	99,72
Калинастровый полевой шпат													
36	170-2	65,20	0,24	18,9	0,00	0,20	0,00	0,00	0,51	3,77	11,32	0,00	99,92
37	»	65,90	0,14	18,37	0,00	0,00	0,00	0,11	0,57	3,64	11,14	0,00	100,08
38	219-1	65,53	0,49	19,55	0,00	0,18	0,00	0,00	0,64	3,45	10,69	0,00	100,35
39	»	66,05	0,41	19,22	0,00	0,00	0,08	0,00	0,65	5,11	8,54	0,00	100,24

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
40	231	71,27	0,00	15,74	0,15	0,00	0,21	0,00	0,63	2,06	11,37	0,00	101,52
41	»	65,18	0,39	18,76	0,06	0,00	0,08	0,00	0,45	2,88	12,32	0,00	100,06
42	400-4	65,99	0,55	18,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	2,78	12,13	0,00	100,31
43	»	65,92	0,08	18,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	2,67	12,51	0,00	100,20
44	706	64,94 ц	0,00	19,02	0,02	—	0,00	0,00	0,51	3,88	10,33	0,02	98,88
45	»	64,44 кр	0,00	19,20	0,05	—	0,00	0,02	0,58	3,87	10,17	0,05	98,21

Основная масса пород

46	400-4*	76,55	0,03	12,41	0,98	—	0,03	0,05	0,54	1,56	3,16	0,03	95,34
47	»	75,22	0,02	12,45	0,78	—	0,01	0,03	0,54	1,80	3,31	0,01	94,15
48	231*	75,31	0,03	12,31	0,94	—	0,01	0,04	0,56	1,56	3,30	0,04	94,10
49	»	75,50	0,04	12,50	0,90	—	0,01	0,04	0,57	1,60	3,30	0,03	94,49
50	»	76,36	0,21	12,81	1,77	—	0,03	0,57	1,25	1,99	4,79	0,05	99,83
51	170-2	71,69	0,08	15,07	1,85	—	0,06	0,69	1,70	1,52	5,09	0,06	97,80
52	6	76,50	0,12	13,56	1,59	—	0,04	0,46	1,22	2,73	5,14	0,04	101,40
53	»	71,06	0,18	15,08	1,79	—	0,00	0,63	1,83	2,53	5,12	0,03	98,26

Примечание. 160, 163-3, 165-3, 170-2, 219-1 — Верхне-Аллахский субинтрузив; 231, 234, 400 — Атарбайский субинтрузив; 681, 706 — Тарынский субинтрузив. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самебах»: 1—17, 24—31, 34—46 — аналитик В. Н. Куранова, ВСЕГЕИ; 18—23, 32—33, 345—53 — аналитик В. М. Чубаров, Институт вулканологии. * — природные стекла, без звездочки — искусственные стекла; ц — центр, кр — край зерна.

социации наблюдается тенденция возрастания их процентного содержания от периферии к центру массивов (см. табл. 1).

В Каменушинском субинтрузиве нижние его уровни сложены густо-вкрапленниковыми (до 30 % кварца и анортклаза) риолитами, а верхние — афировыми фельзитами. Граница между этими разновидностями постепенная в интервале 5—50 м. Примечательно, что переходная фельзит-порфировая зона имеет субгоризонтальное залегание и торцовое прикрытие к контактам субинтрузива, а также секущее положение по отношению к фации приподожвенных игнимбритов. Это свидетельствует о том, что расслоенность по вкрапленникам произошла до структурно-текстурной дифференциации пород. Последнее обстоятельство, а также морфологические особенности вкрапленников говорят в пользу того, что расслоенность по вкрапленникам (во всяком случае для гранитной ассоциации) произошла *in situ* в процессе кристаллизации, а не путем растворения интрателлурических вкрапленников. Хотя в отдельных случаях не исключается образование фельзитов путем растворения вкрапленников. Так, очевидно, произошло образование даек и силлов фельзитов дополнительной фазы Таланджинского субвулканического массива. Характерная особенность этих пород — наличие многочисленных мелких зерен кварца и калишпата в виде округлых или тонких скелетных по форме реликтов.

Кварц — основной минерал гранитной ассоциации — образует характерные бипирамидального габитуса бесцветные или серого цвета зерна. В эндоконтактовых фациях кварц нередко дымчатый. Вкрапленники биотита (первая генерация) обычно деформированы. По химическому составу биотиты Атарбайского и Верхне-Аллахского массива, несмотря на разницу в валовом составе пород, сходны. Это высокотитанистые и высокожелезистые разновидности (см. табл. 3).

Калинатровые полевые шпаты по составу ближе к анортклазам. Смешимость K_2O и Na_2O практически не зависит от химического состава пород. $2v$ полевых шпатов, который связан с их структурной упорядоченностью, направленно растет от контактов к центральным зонам массивов. Так, в Верхне-Аллахском субинтрузиве, по данным [2], в породах краевых фаций $2v$ щелочных полевых шпатов изменяется от 30 до 60° (90 % замеров 30—50°), в центральных фациях — от 36 до 75° (85 %

замеров — 50—70°). Н. В. Ичетовкин связывает уменьшение значений $2v$ в полевых шпатах эндоконтактовых фаций с более быстрым охлаждением пород. В Юрин-Каменушинской группе субинтрузивов $2v$ варьирует от 0 до 80° [7]. Эти изменения $2v$ согласуются с изменением инфракрасной упорядоченности (соответственно от 0 до 0,9). Упорядоченные полевые шпаты в риолитах характеризуются пертитовым строением. Выделение пертитов сопровождается замутнением полевых шпатов, что позволило проследить в пределах Юрин-Каменушинской группы структур пространственное распределение различно упорядоченных полевых шпатов. Выяснилось, что степень упорядоченности полевых шпатов находится в зависимости от характера пост- и эпимагматических преобразований пород [7] и опосредованно связана с эрозионным срезом структур и положением проб в субинтрузивах относительно их контакта. Как будет показано далее, наиболее интенсивные эпимагматические преобразования пород происходили в центральных зонах субинтрузивов.

Основная масса в рассматриваемых породах имеет кварц-калишпатовый состав. Подсчеты, проведенные для наиболее раскристаллизованных разностей пород (см. табл. 1), показывают, что соотношение кварца и калишпата стабильное, соответствует сухой эвтектике и не зависит от валового состава пород. Здесь можно провести аналогию с гранитоидами умеренно кислого состава. Так, по данным [19], для гранитоидов тоналит-гранодиоритового состава характерны две минеральные ассоциации. Ранняя представлена плагиоклазом и амфиболом, нередко с реликтами пироксена, а поздняя — гранофировым агрегатом, отвечающим кварц-полевошпатовой эвтектике с содержанием кварца 35—40 %. На неравновесность состава гранитоидов обращали внимание и другие исследователи [24].

В эпимагматическую заключительную стадию становления субинтрузивов формировался амфибол-биотит-полевошпатовый парагенезис и происходила собирательная перекристаллизация основной массы пород. Эти процессы наиболее полно протекали во внутренних фациях, в то время как эндоконтактовые закаленные породы практически не подвергались эпимагматическим изменениям. Наиболее устойчивые в эпимагматическую стадию пироксены замещаются зеленовато-бурой роговой обманкой, крупночешуйчатым биотитом и ильменитом. По основной массе развивается зеленый амфибол, образующий зерна в виде пятен с неровными краями и обильными пойкиловключениями кварца основной массы. Состав амфибола приведен в табл. 3. В дацитовых породах по основной массе совместно с амфиболом развивается мелкочешуйчатый бурый биотит; в риолитах по основной массе и полевым шпатам развивается исключительно мелкочешуйчатый, иногда розетчатый ярко-зеленый биотит. Эпимагматические преобразования пород сопровождаются укрупнением зерен калишпата в основной массе и дорастанием вкрапленников калинатрового полевого шпата с образованием пойкилобластических зерен и кайм. В качестве пойкиловключений выступают ранее образованные зерна кварца основной массы. Характерная особенность калишпатовых каемок — это наблюдаемое укрупнение включений кварца от внутренних частей каемок к внешним (см. рис. 1, *е*). Эта универсальная, характерная для всех субинтрузивов, особенность свидетельствует о том, что одновременно с укрупнением зерен щелочного полевого шпата и образованием калишпатовых каемок шло укрупнение зерен кварца в основной массе. Наиболее интенсивно процессы собирательной перекристаллизации основной массы происходили в породах «перегородчатой» фации, в результате чего они приобрели полнокристаллический облик и поэтому обычно описываются (в зависимости от состава) как гранит- или гранодиорит-порфиры. Судя по изменению размера включений кварца в калишпатовых каемках, зерна в основной массе в породах перегородчатой фации укрупняются в десять раз и более. Обилие вкрапленников и сильная перекристаллизация основной массы создают своеобразную структуру этих пород. Подобные структуры широко распространены в мигматитах (перегородчатая структура по [14]), в метасоматически измененных породах (криптовая структура по [12]) и

описаны [23] как гломерозернистые в частично расплавленных гранитах. На эпимагматическую собирательную перекристаллизацию первично витрофировых и фельзитовых структур указывает также теневой характер первичных структур течения в относительно раскристаллизованных породах промежуточных фаций.

В гомеогенных включениях эпимагматическая перекристаллизация ведет к образованию в дацитах порфириовидных выделений олигоклаза, а в риолитах — калишпата, иногда совместно с плагиоклазом. При этом наблюдаются все стадии индивидуализации вещества от пятнисто угасающей основной массы к агрегату слабоиндивидуализированных округлых выделений несдвойникового полевого шпата с диффузионными границами, которые в дальнейшем приобретают общую оптическую ориентировку, общее двойникование и принимают облик порфириовидных выделений. Чаще всего такая порфиризация происходит лишь в гомеогенных включениях, например в Атарбайском массиве, но иногда, например, в юринских субинтрузиях, порфиризация захватывает основную массу пород, в итоге граница кристаллокластических дацитов и гранит-порфиров полностью размывается. В промежуточных по структуре крупновкрапленниковых риолитах фиксируются протоклазированные вкрапленники и новообразованные гломеропорфиновые выделения калишпата и, реже, кварца.

Структура пород центральной гранит-гранодиорит-порфировой фации изменяется от порфировой через порфириовидную к равномерно-зернистой. Порфиновые разности наиболее близки к вмещающим их породам, особенно велико сходство с гомеогенными включениями и породами перегородчатой фации. Вкрапленники образуют гломеропорфиновые структуры, свидетельствующие о кристаллизации их *in situ*, однако слабые проявления дробления и коррозии вкрапленников (особенно это заметно для кварца) в них все же имеют место. Минеральный состав вкрапленников приведен в табл. 1. Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом, последний развивался по пироксенам. Основная масса кварц-полевошпатовая со стабильным соотношением кварца и полевого шпата, не зависящим от валового химического состава пород (см. табл. 1). Это соотношение близко, как и в породах обрамляющих фаций, к сухой кварц-полевошпатовой эвтектике.

Порфириовидные и равномерно-зернистые полнокристаллические породы отмечены только в массивах дацитового состава. Порфиновые выделения в них представлены зернами плагиоклаза размером до 1 см состава лабрадор—олигоклаз. От порфириовых выделений, образовавшихся в эпимагматическую стадию, их отличает более основной состав, резко зональное строение и высокий идиоморфизм. Основная масса в порфириовидных и равномерно-зернистых гранодиоритах (Верхне-Аллахский массив) гранитовая с резким ксеноморфизмом кварца по отношению к полевым шпатам и темноцветным минералам.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

По химическому составу породы относятся к известково-щелочному ряду с некоторым преобладанием калия над натрием в риолитах и натрия над калием в породах андезит-дацитового состава (табл. 4, рис. 5). Относительно высокая глиноземистость позволяет сопоставлять их с *S*-гранитами, а низкая магнитная восприимчивость, вследствие отсутствия акцессорного магнетита, и низкая окисленность железа — с ильменитовой серией гранитоидов [11]. По содержанию петрогенных и малых элементов рассматриваемые субвулканические породы не отличаются от комагматичных им покровных фаций. Считается, что чем больше глубина кристаллизации магматических пород, тем ниже в них окисленность железа. Этот признак часто используется для разделения покровных и субвулканических фаций. Сравнительное изучение вулканических и субвулканических пород показывает ошибочность таких представлений. Окисленность

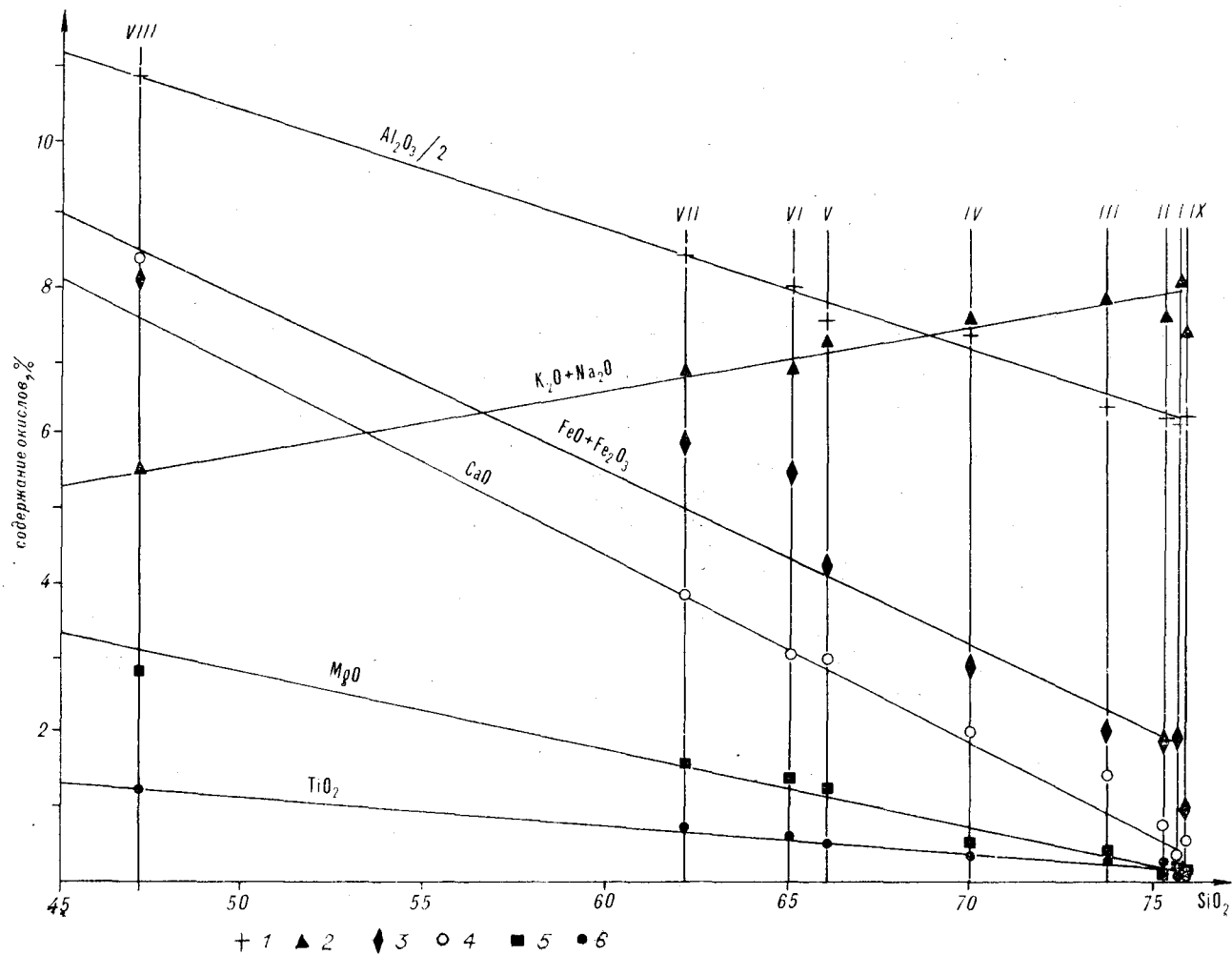


Рис. 5. Диаграмма Харкера средних содержаний петрогенных элементов в породах Каменишинского (I), Юринского (II), Таканджинского (III), Атарбайского (IV), Верхне-Аллахского (V), Тарынского (VI) субвулканических массивов, автомагматических брекчий Гарамкенского района (VII) (данные Л. Б. Скинина и др., 1990 г.).

Расчетный валовый состав вкрапленников габбровой ассоциации (VIII) и основной массы пород Атарбайского и Верхне-Аллахского массивов (IX). 1 — $Al_2O_3/2$, 2 — K_2O+Na_2O , 3 — $FeO+Fe_2O_3$, 4 — CaO , 5 — MgO , 6 — TiO_2 .

Средний химический состав субинтрузивов, мас. %

Оксид	1 (5)		2 (19)*		3 (35)		4 (5)		5 (22)		6 (8)		7 (35)		8 (17)	
	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ
SiO ₂	76,12	1,58	76,69	1,14	75,28	0,96	73,83	1,8	69,85	2,24	65,98	1,91	64,62	1,15	62,18	1,75
TiO ₂	0,10	0,02	0,12	0,07	0,16	0,05	0,25	0,11	0,29	0,06	0,54	0,14	0,77	0,15	0,73	0,17
Al ₂ O ₃	11,63	0,32	12,49	0,39	12,63	0,69	12,8	0,59	14,97	0,8	15,2	0,41	15,99	0,53	16,78	0,65
Fe ₂ O ₃	0,33	0,27	0,83	0,51	0,74	0,28	0,68	0,33	1,12	0,55	0,82	0,17	1,16	0,54	1,97	0,64
FeO	1,06	0,35	1,00	0,18	1,15	0,46	1,4	0,6	1,86	0,74	3,63	0,48	4,21	0,73	4,00	0,46
MnO	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,09	0,01	0,06	0,02	0,12	0,04
MgO	0,34	0,15	0,22	0,16	0,13	0,09	0,38	0,2	0,49	0,29	1,45	0,28	1,58	0,40	1,55	0,27
CaO	0,62	0,22	0,33	0,13	0,78	0,22	0,96	0,77	1,99	0,76	3,13	0,37	2,87	0,56	3,88	0,67
Na ₂ O	3,23	0,59	3,5	0,45	2,82	0,52	3,1	0,74	3,48	0,47	3,60	0,15	3,57	0,29	3,91	0,52
K ₂ O	4,51	0,31	4,67	0,29	4,57	0,38	4,75	0,95	4,20	0,51	3,79	0,34	3,59	0,73	2,98	0,60
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,02	0,16	0,04	0,22	0,05	0,19	0,06

Примечание. Субинтрузивы: Мукулакитский (1), Каменушинский (2), Юринский (3), Таландинский (4), Атарбайский (5), Верхне-Аллахский (6), Тарынский (7), автоматмагматические брекчи Карамкенского района (8), в скобках — количество анализов; X — среднее содержание окислов; σ — стандартное отклонение. Использованы анализы Л. В. Скипина и др., 1990 г.

железа в магматических породах, если исключить туфы и шлаки в лавовых потоках, не зависит от глубины их кристаллизации (рис. 6). Различия магматических пород по окисленности железа контрастно проявляются лишь при сравнении крупных вулканоплутонических зон, различающихся металлогеническим профилем [9, 11].

В целом состав субинтрузивов варьирует от андезита (SiO₂ = 62 %) до риолита (SiO₂ = 76 %), но в пределах отдельных массивов породы всех фаций, включая и гранит-гранодиорит-порфировую, имеют одинаковые петрохимический и геохимический состав, что еще раз подтверждает их фаціальную природу (рис. 7).

Судя по минералогическому подсчетам (см. табл. 1) и микрозондовым анализам природных и искусственных стекол (см. табл. 3), состав основной массы пород и валовый состав вкрапленников гранитной ассоциации близки между собой и сохраняются неизменными во всех субинтрузивах. Они соответствуют составу предельных эвтектоидных гранитов и примерно отвечают риолитам Каменушинского и Юринского субинтрузивов, практически лишены вкрапленников габбровой ассоциации. В природных стеклах оказались аномально низкие содержания щелочей, что связано, очевидно, с гидратацией и выносом главным образом натрия. В искусственных стеклах, хотя чистота отбора пробы основной массы и степень гомогенизации оказались недостаточными (см. табл. 3), содержание щелочей соответствует расчетному. Исходя из процентного содержания вкрапленников габбровой ассоциации, валового химического состава пород, состава основной массы и вкрапленников гранитной ассоциации, был рассчитан валовый химический состав вкрапленников габбровой ассоциации.

По содержанию SiO₂ и Al₂O₃ он оказался близок эвкритовым включениям, часто встречающимся в современных лавах [16]. Экстраполяции на диаграмме Харкера

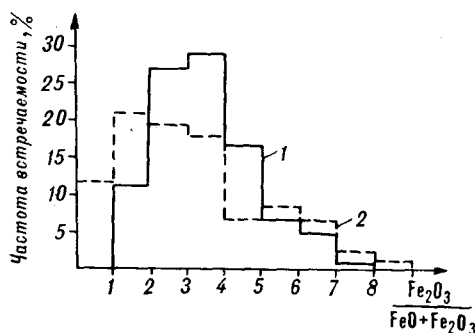


Рис. 6. Гистограммы коэффициента окисленности железа субвулканических (1, $n = 82$) и комагматических вулканических (2, $n = 217$) пород.

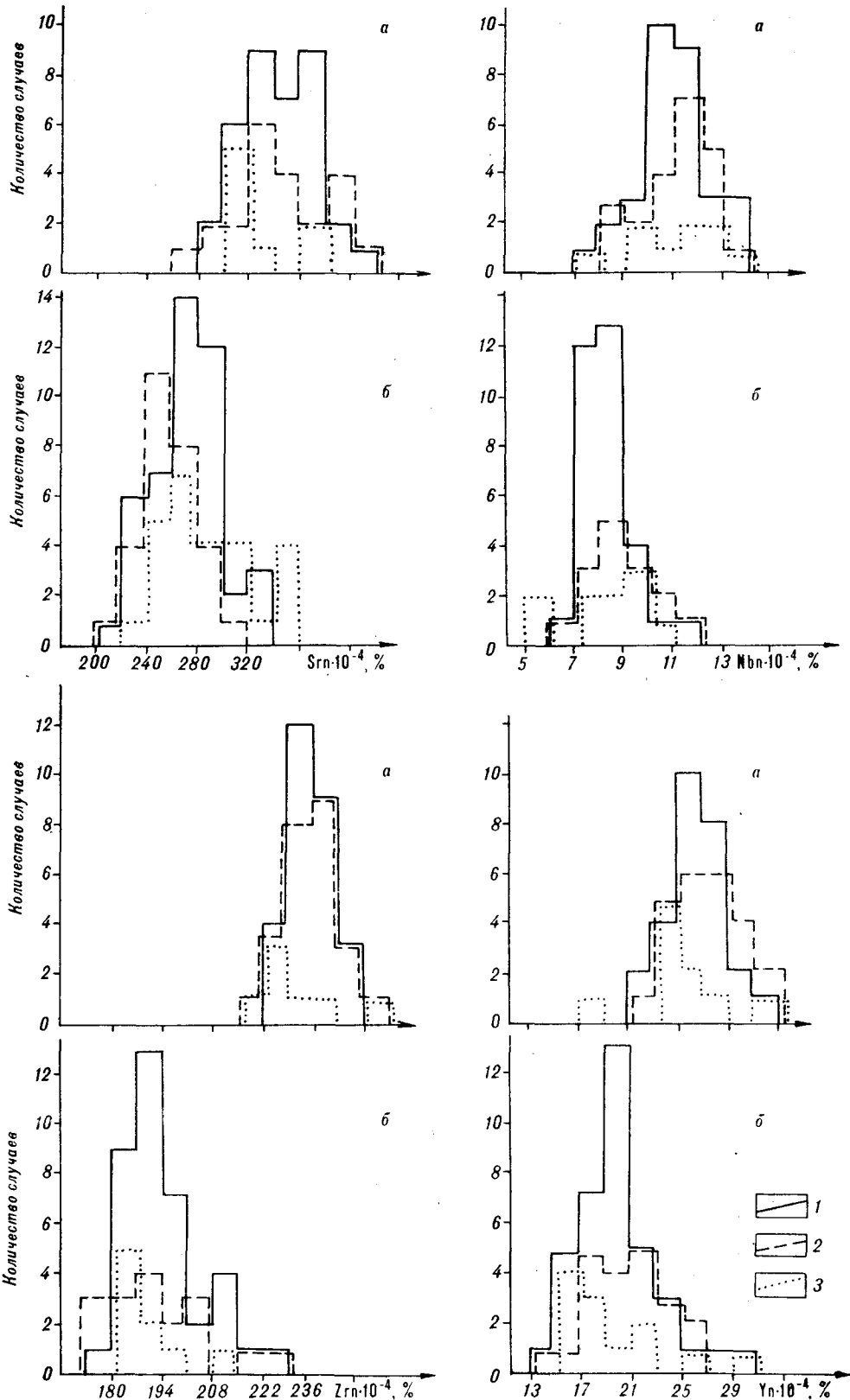


Рис. 7. Гистограммы содержаний малых элементов в породах Верхне-Аллахского (а)

и Атарбайского (б) массивов.

1—3 — фации (кристаллокластических и перегородчатых дацитов (1), игнимбритовая (2) и гранодиорит-порфировая (3)).

трендов петрогенных окислов до состава с $\text{SiO}_2 = 47,15\%$ (рассчитанное содержание SiO_2 во вкрапленниках габбровой ассоциации) дает почти идеальное совпадение расчетного и графически полученного состава габбровой ассоциации вкрапленников (см. рис. 5). Геохимический состав пород иллюстрируется рис. 7.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исключительно выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов, соединяющих составы габбровой ассоциации вкрапленников и основной массы пород (см. рис. 5), указывает на то, что состав любой из интрузий может быть получен путем смешения этих предельных составов. Это наиболее простое объяснение наблюдаемого разнообразия пород, но логике таких построений противоречит стабильный петрогеохимический состав пород в пределах субинтрузивов. Так, вариации содержания SiO_2 составляют максимум 5 %, а если учесть засоренность пород ксеноматериалом и их гидротермальные изменения, то эти вариации, очевидно, не превысят 1—2 %, т. е. находятся в пределах точности химического анализа. Поэтому для принятия смешения как ведущего петрологического процесса требуется идеальное перемешивание исходных расплавов, что, учитывая большие, порой гигантские размеры (до 1800 км²) субинтрузивов, нереально. Гипотезе смешения противоречит также аномальность валового химического состава вкрапленников габбровой ассоциации, характеризующихся низкой магнезиальностью и высокой глиноземистостью. Базальты и габбро подобного состава не встречаются, исключение составляют некоторые разновидности пород из аноксидных комплексов.

Линейный характер трендов и прямая зависимость содержаний вкрапленников от химического состава пород могут найти удовлетворительное объяснение также с точки зрения кристаллизационной дифференциации. Однако такой процесс предполагает для всех субинтрузивов единую исходную магму и единый глубинный очаг, в котором бы происходила отсадка вкрапленников габбрового парагенезиса. Эти допущения слишком сильные, тем более, что в породах отсутствуют следы кумулятивных структур. Хотя вкрапленники сильно протоклазированы, но бывшие гломеропорфировые структуры, указывающие на кристаллизацию на месте, в породах повсеместно просматриваются. Кроме того, имеются прямые признаки плавления пород ближайшего обрамления субинтрузивов. Так, к югу от Атарбайского массива в пределах Сизинджинского гранитоидного массива автором изучены многочисленные тела бухитов, образовавшихся по гранитоидам и вулканитам. Породы имеют структуры, сходные с перегородчатой фацией Атарбайского массива. Состав вкрапленников (ксенокристаллов) соответствует составу обильных ксенолитов и вмещающих пород, а базис имеет эвтектоидный кварц-полевошпатовый состав, не зависящий от валового состава пород. Прямые признаки плавления осадочных пород имеются в Тарынском массиве. Очевидно, мобилизованными бухитами являются многочисленные брекчиевые тела в фундаменте Юуринского субинтрузива.

Учитывая, что магма состава габбровой ассоциации вкрапленников (расчетное содержание $\text{SiO}_2 = 47\%$) при кристаллизации должна на 100 % состоять из вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, а предельные риолиты Юуринского субинтрузива ($\text{SiO}_2 \approx 76\%$) содержат плагиоклаз и пироксены в виде единичных зерен, на рис. 4 проведена расчетная прямая, показывающая зависимость содержания вкрапленников габбровой ассоциации от содержания SiO_2 в породах. Реальное содержание вкрапленников оказалось в хорошем соответствии с расчетным. Это еще раз подтверждает, что валовый состав габбровой ассоциации вкрапленников рассчитан верно и он относительно постоянен во всех субинтрузиях. Последний момент особенно важен для понимания генезиса пород.

Из экспериментальных работ по плавлению гранитоидов [19, 25, 28] известно, что вначале выплавляется низкотемпературная эвтектика, которая сосуществует в широком температурном интервале (при давлении водяного пара 2 кбар — от 700—730° до 900°) с тугоплавким реститом. Вследствие этого многие исследователи двухфазность состава, характерную для гранитоидов, склонны объяснять как смесь реститовых кристаллов (плагноклаз, пироксен, амфибол, биотит), суспензированных в гранитном расплаве [20, 24, 29]. Заметим, что определить в гранитоидах природу (реститы или кристаллизация из магмы) слагающих их минералов весьма затруднительно, поскольку породы претерпевают длительную эволюцию и окончательный облик их формируется, по-видимому, в твердом виде. Применительно к рассматриваемым субвулканическим породам эта проблема решается более однозначно. Реститовому происхождению габбровой ассоциации вкрапленников противоречат их выдержанный валовый химический состав, а также особенности химизма самих минералов. Так, все темноцветные минералы отличаются гомогенностью и стабильностью состава. Их характеризует высокая железистость, что хорошо согласуется с отсутствием акцессорного магнетита (рудный минерал если присутствует, то представлен ильменитом) и низкой окисленностью железа в породе [11]. Кристаллографические формы также указывают на свободную кристаллизацию в расплаве. Таким образом, можно заключить, что обе кристаллические фазы имеют первично-магматическое происхождение.

Вначале кристаллизуется габбровый парагенезис вкрапленников. Именно обязательность кристаллизации этого парагенезиса обуславливает линейную зависимость между кремнекислотностью пород и количеством вкрапленников. После того, как остаточная жидкость сместится к составу эвтектики, начинает кристаллизоваться гранитный парагенезис кварца, калинатрового полевого шпата и биотита. Соотношение вкрапленников кварца и полевого шпата в предельных риолитах близко к эвтектоидному, но по отношению к основной массе пород это соотношение несколько смещено в сторону больших содержаний SiO_2 (41 % кварца — Таланджинский субинтрузив, 43 % — Юринский). Это свидетельствует о более высоком давлении, при котором происходила кристаллизация вкрапленников гранитного парагенезиса в сравнении с кристаллизацией основной массы пород. На различие условий кристаллизации основной массы и вкрапленников указывает также интенсивная коррозия последних. В породах дацитового состава гранитный парагенезис слагает небольшой объем и соотношение кварца и калинатрового полевого шпата в этих породах весьма изменчивое. Весьма изменчиво и валовое содержание вкрапленников гранитного парагенезиса, а в отдельных случаях (например, фельзиты Каменушинского субинтрузива) они совсем отсутствуют.

Выдержанный линейный характер петрохимических трендов и двухстадийная кристаллизация (с образованием во всех субинтрузивах одинаковых кристаллических фаз) свидетельствуют о строго дозированном составе исходных выплавов. Такая дозировка могла достигаться последовательным выплавлением (в разных соотношениях) гранитной и габбровой эвтектик с последующим отделением расплава.

Большой интерес представляет модель плавления пород коры, рассмотренная Д. Пресналом и П. Батманом [26]. Анализируя систему $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}-\text{Q}$ применительно к гранитоидам батолита Сьерра-Невада, они пришли к выводу, что в условиях относительной сухости системы и давлений менее 10 кбар повторные эпизоды равновесного плавления пород коры (состав андезита и кислее) дают спектр расплавов, хорошо соответствующих тренду пород батолита Сьерра-Невада, и лишь для получения основных членов серии необходимо дополнительное привлечение процесса кристаллизационной дифференциации. Заметим, что тренд пород батолита Сьерра-Невада универсален для гранитоидов известково-щелочного ряда и с ним хорошо согласуются составы рассматриваемых суб-

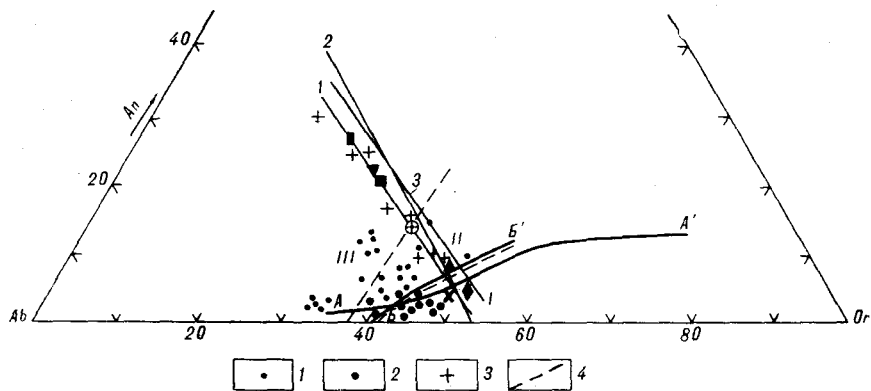


Рис. 8. Диаграмма Ab—An—Or, показывающая соотношение котектических и эвтектоидных вулкаников.

1—3 — фигуративные точки пород (1 — кислые вулканические и субвулканические породы центральной части Ульинского прогиба, 2 — то же Нижне-Бурейского вулканического поля, 3 — Баджальский вулканический комплекс); 4 — границы полей первичной кристаллизации разных полевых шпатов: санидина (I), санидина и плагиоклаза (II), плагиоклаза (III) по данным [18]. Котектические линии: AA' — по данным [27], BB' — по данным [18]. Вариационные линии субвулканических пород оловосодержащих вулканических зон (1), 26 гранитоидов батолита Сьерра-Невада (2, по данным [26]) и Яно-Кольмской складчатой области (3, по данным [17]). Остальные условные обозначения см. рис. 3, 4.

интрузивов (рис. 8). Относительная сухость системы, низкое давление и состав эдукта также хорошо согласуются с геологическими условиями и петрографическими особенностями пород, что позволяет использовать модель [26] для объяснения начальной стадии формирования субинтрузивов.

Кристаллизацией гранитного парагенезиса вкрапленников завершился ранний этап кристаллизации субинтрузивов, который по T — P условиям и динамике кристаллизации протекал по типу гипабиссальных гранитоидов.

Во вторую стадию произошло вспенивание расплава. Процесс носил взрывной характер, свидетельствами чего являются обилие ксенолитов, протоклаз вкрапленников, развитие в эндоконтактах типично игнимбритовых пеплоподобных структур и структур фьямме, гомеогенных включений, что, в целом, позволяет отнести породы, исключая центральную фацию, к игнимбритам. Рассматривая природу этих образований, следует специально подчеркнуть особенности строения фьямме и гомеогенных включений. Эти выделения по химическому составу и видовому составу вкрапленников практически не отличаются от вмещающей их породы (см. табл. 2), но систематически содержат меньше вкрапленников (по объему и количеству зерен), и вкрапленники в них всегда менее протоклазированные. Подобное различие фьямме и основной массы в равной мере присуще и типично покровным игнимбритам [3, 5]. Универсальный характер этой особенности еще раз подтверждает, что фьямме и гомеогенные включения имеют одинаковое происхождение и, следовательно, фьямме нельзя рассматривать как обрывки пемзы, отличающиеся от вмещающей их пирокластики тем, что в последней в процессе извержения происходило обогащение кристаллокластами [3]. Образование фьямме и гомеогенных включений связано с расслоением расплава по вязкости, пористости, окисленности железа и т. п. вследствие неравномерной его дегазации. Различие фьямме и вмещающей их породы по количеству вкрапленников связано, возможно, с дифференциацией течения.

Вспенивание расплава с образованием игнимбритовых и игнимбритоподобных структур тесно сопряжено с дроблением вкрапленников и оно же обусловило застекловывание пород, иначе трудно объяснить близкоодновременное затвердевание огромных масс расплава. Возможно, причиной вспенивания послужили разгерметизация камеры или обогащение остаточного расплава водой [20].

Зональное строение субинтрузивов свидетельствует, что формирование и окончательная кристаллизация их происходила как отдельных остывающих единиц, что даже при отсутствии прямых признаков интрузивного залегания может указывать на их субвулканическую природу. На какой-то стадии, очевидно, вследствие неравномерности дегазации, между остаточными камерами и внешними затвердевшими зонами возникал незначительный температурный градиент, что подтверждается появлением между гранит-гранодиорит-порфировой и перегородчатой фацией резкостных границ, а иногда и полное выклинивание перегородчатой фации.

По-видимому, в условиях маломощной проницаемой кровли (на это указывают большая мощность стекловатых пород и субгоризонтально залегающих «водораздельных» игнимбритов) магматическая камера не только по форме, но и по $T-P$ -условиям представляла подобие лавового озера. В этом случае на дегазацию и условия кристаллизации большое влияние могло оказывать гидростатическое давление магмы, что в совокупности и определяло преимущественно горизонтальное залегание границ фаціальных разновидностей пород.

С заключительным этапом становления субинтрузивов связывается кристаллизация остаточной камеры. Судя по структурам пород, условия кристаллизации в этот период были аналогичны тем, при которых происходит становление гипабиссальных гранитоидов. Ранее закристаллизовавшиеся интрателлурические вкрапленники подвергались растворению или происходило их твердофазовое замещение новыми минералами. По-видимому, одновременно с кристаллизацией остаточной камеры происходила перекристаллизация ранее образованных пород краевых фаций с образованием пойкилобластических и перегородчатых структур.

Рассмотренные субвулканические породы по петрографическим и петрогеохимическим признакам не отличаются от комагматичных им вулканических пород [8, 9]. С учетом выявленных закономерностей это позволяет в заключение рассмотреть вопросы классификации вулканических и субвулканических пород и связи их с плутонизмом.

Ранее было показано [18], что валовые составы вулканитов кислого состава на тройной полевошпатовой диаграмме образуют рои вдоль линии полевошпатовой котектики, располагаясь, в зависимости от типа вкрапленников полевых шпатов, ниже или выше котектической линии, а составы основной массы пород практически накладываются на котектическую линию. Действительно, значительная часть вулканитов имеет котектическое распределение состава, и они, как правило, образуют петрографические провинции, в которых породы содержат какой-то один из вкрапленников полевых шпатов в сочетании с темноцветным минералом, реже с кварцем (см. рис. 8). На Дальнем Востоке «котектический» тип вулканических и субвулканических пород распространен преимущественно в окраинно-континентальных вулканических поясах и с ними ассоциирует золотосеребряная минерализация. Вулканиты котектического типа обычно представляют собой редковкрапленниковые, чаще афировые породы, количество вкрапленников в них редко достигает 30 %. Состав и структура основной массы в них изменяется в соответствии с изменением валового состава пород.

Рассмотренные же субвулканические породы оловоносных вулканических зон Дальнего Востока, как и гранитоиды, характеризуются двухфазным неравновесным составом, обусловленным сочетанием кварц-полевошпатовый и двупироксен-плагиоклазовый эвтектик. На тройной полевошпатовой диаграмме они так же, как и покровные фации, образуют одинаковые с гранитами тренды, секущие почти под прямым углом тренды котектических магматитов, показывая принципиальное отличие этих двух типов вулканических пород. Второй тип вулканических и субвулканических пород может быть назван гранитоидным или эвтектическим. На Дальнем Востоке вулканиты гранитоидного типа распространены, главным образом, во внутриконтинентальных вулканических зонах и во

внешних частях окраинно-континентальных вулканических поясов. При этом гранитоидному типу обычно соответствует восстановленная (ильменитовая) серия, а котектическому — окисленная (магнетитовая) серия вулканических и субвулканических пород. Однако имеются исключения из этого правила, указывающие на возможность случайного совпадения генетически независимых признаков. Подтверждением такого предположения служит тот факт, что субвулканические породы Казахстана, известные под названием «автомагматические брекчии» [22, 21], по таким признакам, как высокая окисленность железа, присутствие акцессорного магнетита, высокая железистость темноцветных минералов и др., — типично окисленные породы магнетитовой серии, но по петрографическим признакам могут быть отнесены к гранитоидному ряду. Отличие автомагматических брекчий от обычных (котектических) вулканитов было подчеркнуто Е. Б. Яковлевой [22], отметившей неравновесность вкрапленников и основной массы, эвтектоидный состав последней, независимый от валового химизма пород.

В связи с изложенным следует заключить, что существует два типа вулканических и субвулканических пород — эвтектоидный и котектический, каждый из которых может формироваться или в условиях высокой фуггитивности кислорода и относиться к магнетитовой серии, или в условиях высокой восстановленности флюидов и относиться к ильменитовой серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болотников А. Ф., Кравченко Н. С., Крутов Н. К. Магматизм и рудоносность Баджальского района/ДВИМС. — Хабаровск, 1975.
2. Ичетовкин Н. В. К петрологии Верхне-Аллахского монцит-порфирового субвулкана (южное Верхоянье) // Вопросы петрографии и минералогии восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 16—29.
3. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. — М.: Недра, 1982.
4. Короновский Н. В., Фадеев В. Е., Фромберг Э. Д. Причины раздробленности минералов-вкрапленников в кислых вулканических породах группы игнимбритов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1978. — № 5. — С. 67—75.
5. Короновский Н. В., Попов Ю. С., Николаенко Ю. С. Геология кислых лав и проблема происхождения игнимбритов // Вестник МГУ. Сер. 4, геол. — 1982. — № 5. — С. 26—35.
6. Красильников А. А., Лейбова Л. М., Юдин С. С. Интрузивные игнимбриты Карамкенского рудного поля // Магматизм Северо-Востока Азии. № 3. Ч. III. — Магадан, 1976. — С. 268—273.
7. Мишин Л. Ф. Связь структуры каликатровых полевых шпатов вулканических пород с метасоматическими процессами // Фашии гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. — Владивосток, 1978. — С. 140—145.
8. Мишин Л. Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. — М.: Наука, 1982.
9. Мишин Л. Ф., Романовский Н. П., Гурович В. Г. О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 298, № 5. — С. 1186—1188.
10. Мишин Л. Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловянных вулканических зон Востока СССР // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 39—51.
11. Мишин Л. Ф., Петухова Л. Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Там же. — 1990. — № 4. — С. 69—76.
12. Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. — М.: Недра, 1966.
13. Попов В. А. К морфологическому анализу структур минеральных агрегатов // Проблемы онтогении минералов. — Л.: Наука, 1985. — С. 46—59.
14. Раген Э. Геология гранита. — М.: Недра, 1979.
15. Рудик К. Н. Магматизм хр. Сарычева. — М.: Гостеолтехиздат, 1959.
16. Селянги О. Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // Бюлл. вулканолог. станций. — 1974. — № 50. — С. 45—52.
17. Соболев А. П., Колесниченко П. П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Кольмской складчатой системы. — М.: Наука, 1979.
18. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов. — М.: Наука, 1975.

19. Хитаров Н. И., Наганетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия.— 1969.— № 3.— С. 273—288.
20. Шкодаинский В. С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис.— М.: Наука, 1985.
21. Царева Г. М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатель условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород.— М.: Наука, 1986.— С. 201—229.
22. Яковлева Е. Б. О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулканов кислого состава Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1971.— № 2.— С. 57—63.
23. Hawkes Z. On a partially fused quartzfelsparrocks and on glomero-granular texture // Min. Mag.— 1929.— V. XXII.— P. 0—20.
24. Pitcher W. S. Granites and yet more granites forty years on // Geologische Rundschau.— 1987.— V. 76, N 1.— P. 51—79.
25. Piwinski A. J., Wyllie P. J. Experimental studies of igneous rock series: Azoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon // J. Geol.— 1968.— V. 76, N 2.— P. 205—234.
26. Presnall D. C., Bateman P. C. Fusion relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — SiO_2 — H_2O and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith // Bull. Geol. Soc. Am.— 1973.— V. 84.— P. 3181—3202.
27. Tuttle O. F., Bowen N. Z. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O // Geol. sistem Amer. Mem.— 1958.— N 74.— P. 299—309.
28. Wyllie P. J. Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics.— 1977.— V. 43, N 1/2.— P. 41—71.
29. White A. J. R., Chappell B. W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // Ibid.— P. 7—22.

ИТГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
21 октября 1991 г.

УДК 548.4 : 552.4+550.93

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков, Е. Б. Курдюков

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ «ОМОЛОЖЕНИЯ» ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

(Алданский щит)

Методами термобарогеохимии и химической петрологии изучены малоглубинные гранулиты верхнего течения р. Алдан (Алданский щит). Показано принципиальное положение $T - P$ -тренда метаморфизма, предполагается запаздывание его барического максимума относительно температурного. Проводятся корреляции между данными термобарогеохимии и изотопной геохронологии, обсуждаются принципы контроля «омоложения» изотопных датировок метаморфических пород с помощью данных, полученных по флюидным включениям в минералах.

Для корректной геологической интерпретации изотопных датировок пород древних метаморфических комплексов важно иметь по возможности полные сведения о процессах, нарушавших изотопно-геохимические системы, обычно в сторону «омоложения» истинного возраста. Эта проблема особенно актуальна для древних комплексов, являющихся, как правило, полиметаморфическими. Величина омоложения зависит от интенсивности наложенных процессов и устойчивости к ним исследуемой изотопной системы. Известно, что наиболее устойчивы к химическим и термальным возмущениям $\text{K}-\text{Ar}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ -системы, наиболее — $\text{Sm}-\text{Nd}$. Нарушения изотопных систем тесно связаны с перекристаллизацией минеральных фаз, степень которой может служить критерием при выборе методов изотопного датирования и интерпретации полученных результатов.

Признаки и параметры наложенных процессов обычно определяются на основе геологических и петрографических данных. В то же время хорошо известно, что полнота перекристаллизации минералов и замена одних парагенезисов другими существенно зависит от активности флюида, информация о котором «записывается» во флюидных включениях. Более

того, в ряде случаев, когда петрографически наложенные преобразования выражены слабо, термобарогеохимические признаки наложенных процессов могут выступать в роли ведущих [4]. Таким образом, возможна разработка термобарогеохимических критериев измененности пород, которые будут полезны при выборе методов геохронологических исследований и при интерпретации значений изотопных датировок.

С этих позиций нами изучены древнейшие метаморфические образования в центральной части Алданского массива (Нимнырский блок), обнажающиеся в верхнем течении р. Алдан.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

В изученном районе на поверхность выходят супракрустальные породы иенгской серии алданского комплекса и их предполагаемый фундамент, сложенный тоналитовыми «серыми гнейсами» [7]. Супракрустальные породы представлены кварцитами и глиноземистыми гнейсами с прослоями кристаллических сланцев основного состава. Инфракрустальный комплекс «серых гнейсов» обнажается в ядре антиформной складки ниже Грековского переката на р. Алдан и в ряде других мест. На крыльях антиформы залегают линзовидные тела кварцитов. «Серые гнейсы» представлены неравномерно мигматизированными пироксен-биотитовыми мелкозернистыми плагиогнейсами с линзами и прослоями кристаллических сланцев. Породы разреза секутся телами чарнокитов и пегматоидных крупнозернистых гранитов, а также жилами более поздних мелкозернистых красных плагиомикроклиновых гранитов и крупнозернистых пегматитов [6]. Нередко встречаются секущие мафические дайки, метаморфические парагенезисы которых не отличаются от таковых в кристаллосланцах основного состава.

Породы супракрустального комплекса и тоналитовые гнейсы предполагаемого фундамента совместно деформированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений с локальными участками диафтореза амфиболитовой фации.

Детальное изучение плагиогнейсов предполагаемого фундамента показало [10], что в них присутствуют две генерации циркона: первая — призматические идиоморфные и субидиоморфные зерна с тонкой химической зональностью; вторая — практически бесцветные субизометричные или вытянутые зерна с элементами огранки, блестящими гранными поверхностями. Количественно вторая генерация существенно преобладает. Наиболее древние ненарушенные изотопные системы сохранились только в ядрах зерен первой генерации. Построенная по результатам их изучения дискордия имеет верхнее пересечение, соответствующее возрасту 3570 ± 60 млн лет, нижнее — возрасту 1860 ± 50 млн лет, СКВО-1,01 [10]. Последнее значение подтверждается результатами датирования по апатиту и К—Аг-возрастом плагиогнейса 1850 ± 50 млн лет. Rb—Sr-возраст был оценен в 1960 ± 60 млн лет при первичном отношении $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,71339 \pm 0,00445$. Цирконы второй генерации дают близкий Pb—Pb-возраст 1900—2000 млн лет [7].

Таким образом, изотопно-геохимическими исследованиями установлены два этапа в геологической истории пород предполагаемого фундамента Нимнырского блока: раннеархейский, интерпретируемый как магматический, и раннепротерозойский, связанный с метаморфизмом гранулитовой фации. Существует также предположение о наличии в раннем архее высокотемпературного метаморфического этапа, образования которого омоложены в раннем протерозое. Изотопный возраст среднетемпературного диафтореза неизвестен.

Наиболее детально нами изучен обр. 13-89, отобранный из комплекса предполагаемого фундамента на левом берегу р. Алдан ниже Грековского переката. Это среднезернистый мигматизированный гнейс, состоящий из кварца, плагиоклаза, моноклинного пироксена, буро-зеленой роговой обманки, красно-бурого биотита, ильменита и циркона. Последний по

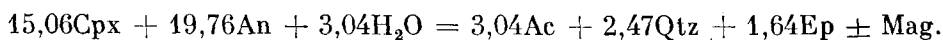
морфологическим признакам тождествен циркону второй генерации, изученному в [10]. Все эти минералы равновесны друг с другом, причем образующий ими парагенезис присущ как лейкосоме, так и меланосоме мигматита. Этот факт свидетельствует о том, что мигматизация происходила вблизи пика гранулитового метаморфизма, т. е. была прогрессивной. Вторичные изменения породы выражены в сосюритизации плагиоклаза и замещении клинопироксена актинолитом с вростками кварца.

В сравнительном плане изучены породы супракрустального комплекса: 14-89 — кварцит иенгрской серии, правый берег р. Алдан, ниже Грековского переката; 15-89 — кварцит курумканской толщи; вблизи устья р. Курумкан; 15а-89 — лейкократовый гранат-биотитовый гнейс, там же; 15б-89 — роговообманково-пироксеновый сланец, там же; 16-89 — гранитоидный диафторированный, р. Алдан, напротив устья р. Нимыр; 16а-89 — гранат-биотитовый гнейс с гиперстеном, там же.

Состав минералов определялся на микрозонде Cameca MS 46 в ИГЕМ АН СССР, аналитик Р. М. Тимохина. На рис. 1 представлена схема микрозондового исследования минералов образцов 13-89 и 15а-89. Результаты анализа, кристаллохимические формулы и параметры состава минералов приведены в таблицах 1, 2. Соотношения Fe^{+2}/Fe^{+3} рассчитывались с учетом кристаллохимических соображений и условия электронейтральности. Предполагалось, что вся позиция добавочных анионов в амфиболах и слюдах заполнена группами $(OH)^-$. В первичной гранулитовой ассоциации минералы имеют следующие типоморфные особенности. Моноклинный пироксен — ряда диопсид—геденбергит с незначительным содержанием глиноземистых минералов и эгирина; амфибол — довольно титанистая эденитовая роговая обманка; плагиоклаз содержит 25—26 % Ас, а калиевый полевой шпат — 90 % Or. Все эти черты типичны для минералов гранулитов, а фактическое отсутствие глиноземистых минералов в пироксене и глаукофанового — в амфиболе говорит о малоглубинном характере метаморфизма.

Вторичный амфибол, в отличие от первичного, представлен актинолитом.

Температура образования обр. 13-89 определялась по биотит-клинопироксеновому и амфибол-клинопироксеновому термометрам [11] и составила около 750 °С. Это значение неплохо согласуется с данными, полученными в обр. 15а-89 по краевым частям зерен биотита и граната ($T = 720-750$ °С). В центральных же частях зерен граната из этого образца по равновесию $Grt + Bt + Pl + Sill \pm Qtz$ рассчитаны параметры $T = 780-790$ °С и $P = 8,1$ кбар, которые сопоставимы со значениями, приведенными в [12] ($T = 800-830$ °С, $P = 7,6$ кбар). Диафторическая актинолитизация клинопироксена описывается с учетом реальных составов минералов из табл. 1 реакцией:



В соответствии со значениями мольных объемов кварца и актинолита, образующихся в реакции, они должны присутствовать в плоскости шлифа в соотношении около 1 : 4,5, что близко к реально наблюдаемому. Оценки температур диафтореза в обр. 13-89 носят ориентировочный характер, поскольку открытым является вопрос о равновесности минералов. По различным версиям двухполюшпатового термометра [11, 19] получены $T = 450-500$ °С, по амфибол-плагиоклазовому — 400—450 °С. Эти значения ниже приведенных в [12] ($T = 670$ °С, $P = 4,8$ кбар), полученных по равновесию $Grt + Cor + Sill + Qtz$.

Таким образом, анализ минеральных ассоциаций и химического состава минералов обр. 13-89 говорит об образовании его в условиях гранулитовой фации умеренных давлений с последующим диафторезом амфиболитовой фации. По ядрам граната обр. 15а-89 реконструируется также предшествующий этим событиям гранулитовый метаморфизм алданского уровня.



Рис. 1. Схемы микронзондовых исследований обр. 13-89 (а) и обр. 15а-89 (б).

Точки — места микронзондовых исследований, цифры у точек соответствуют номерам анализов в табл. 1, 2. Qtz — кварц, act — актинолит, ilm — ильменит, pl — плагиоклаз, hbl — роговая обманка, bt — биотит, cpx — клинопироксен, grt — гранат.

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов обр. 13-89

Компо- нент	Актинолит		Плагиоклаз	Роговая обманка	Клино- пироксен	Биотит
SiO ₂	55,31	59,40	61,26	43,38	52,79	38,33
TiO ₂	0,38	0,08	—	2,27	0,13	5,77
Al ₂ O ₃	4,97	2,08	23,95	9,90	1,34	13,25
Fe ₂ O ₃	5,78	7,61	—	1,24	2,50	—
FeO	3,63	0,23	0,17	12,80	6,82	13,69
MnO	0,12	0,19	—	0,19	0,41	—
MgO	18,07	21,06	—	12,20	13,68	15,75
CaO	11,44	11,12	5,75	11,91	22,29	—
Na ₂ O	0,44	0,05	8,99	1,52	0,61	0,08
K ₂ O	0,28	0,01	0,30	1,40	—	10,31
H ₂ O	4,42	4,58	—	3,99	—	3,99
Si	7,51	7,78	2,697	6,52	1,95	2,88
Ti	0,04	0,01	—	0,26	—	0,33
Al	0,80	0,32	1,242	1,75	0,06	1,17
Fe ³⁺	0,59	0,75	—	0,14	0,07	—
Fe ²⁺	0,41	0,02	0,006	1,60	0,21	0,86
Mn	0,01	0,02	—	0,02	0,01	—
Mg	3,66	4,11	—	2,73	0,76	1,76
Ca	1,66	1,56	0,271	1,92	0,89	—
Na	0,12	0,01	0,767	0,44	0,04	0,01
K	0,05	—	0,017	0,27	—	0,99
OH	2,00	2,00	—	2,00	—	2,00
O	22,00	21,92	7,926	22,01	6,00	10,29
X(Mg)	0,90	0,99	—	0,63	0,77	0,67
X(Mg)'	0,78	0,84	—	0,61	—	—
(Ca + Na), B	1,99	1,98	—	1,98	—	—
Na, B	0,32	0,42	—	0,06	—	—
Al ^{VI}	0,31	0,11	—	0,27	—	0,05
Al ^{IV}	—	—	—	—	—	1,12
(Na + K), A	-0,16	-0,40	—	0,65	—	—
X(Ca)	—	—	0,257	—	—	—
X(Na)	—	—	0,727	—	—	—
X(K)	—	—	0,016	—	—	—
Jd	—	—	—	—	-0,04	—
Acsm	—	—	—	—	0,07	—
Di	—	—	—	—	0,73	—
Hd	—	—	—	—	0,18	—
Ts	—	—	—	—	0,05	—

Примечание. Номера в таблице соответствуют номерам точек микрозондового анализа на рис. 1. $X(\text{Mg}) = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ (мол. %); $X(\text{Mg}') = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общ}})$ (мол. %); (Ca + Na), B — сумма атомных количеств Ca и Na в позиции B (форм. ед.) в амфиболе; Na, B — атомное количество Na в позиции B в амфиболе; (Na + K), A — сумма атомных количеств Na и K в позиции A (форм. ед.) в амфиболе; X(Ca), X(Na), X(K) — отношения Ca, Na, K к сумме этих элементов в плагиоклазе (мол. %); Jd, Acsm, Di, Hd, Ts — содержания жадеита, акмита (эгирина), диопсида, геденбергита и чермакита в моноклинном пироксене (мол. %).

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ

Флюидные включения обнаружены и изучены во всех образцах, кроме 15а-89. В «сером гнейсе» предполагаемого фундамента термобарогеохимическому исследованию подверглись кварц, плагиоклаз и циркон, в образцах супракристалльного комплекса — только кварц.

В минералах обр. 13-89 преобладают включения сжиженной углекислоты ($T_{\text{пл}}$ от — 56,6 до — 58,5 °С). Данные по температурам гомогениза-

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов обр. 15а-89

Компонент	Гранат		Биотит			Плагио- клас	КПШ
SiO ₂	38,20	37,60	37,58	35,14	36,21	61,33	65,95
TiO ₂	0,00	0,05	0,02	4,55	5,39	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	21,43	21,17	21,68	16,44	16,50	23,63	18,82
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,17	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	29,63	30,38	29,92	18,17	16,45	0,00	0,09
MnO	0,61	0,68	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	7,53	6,55	7,08	12,95	11,69	0,00	0,00
CaO	1,48	1,61	1,47	0,00	0,00	5,78	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	9,37	1,11
K ₂ O	0,00	0,05	0,01	10,09	10,44	0,27	14,76
H ₂ O	—	—	—	3,95	3,91	—	—
Si	3,01	3,00	2,95	2,67	2,78	2,69	3,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,26	0,31	0,00	0,00
Al	1,99	1,99	2,01	1,47	1,49	1,22	1,02
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,95	2,03	1,96	1,15	1,05	0,00	0,00
Mn	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,88	0,78	0,83	1,47	1,34	0,00	0,00
Ca	0,12	0,14	0,12	0,00	0,00	0,27	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,10
K	0,00	0,01	0,00	0,98	1,02	0,02	0,86
OH	—	—	—	2,00	2,00	—	—
O	12,01	12,00	12,00	10,18	10,32	7,90	8,05
Prp	0,29	0,26	0,28	—	—	—	—
Alm	0,65	0,68	0,66	—	—	—	—
Sps	0,01	0,02	0,02	—	—	—	—
Adr	0,00	0,00	0,03	—	—	—	—
Grs	0,04	0,04	0,01	—	—	—	—
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0,31	0,27	0,29	—	—	—	—
X(Mg)	—	—	—	0,56	0,56	—	—
X(Ca)	—	—	—	—	—	0,25	0,00
X(K)	—	—	—	—	—	0,74	0,10
X _(Na)	—	—	—	—	—	0,01	0,90
Al ^{IV}	—	—	—	1,33	1,22	—	—
Al ^{VI}	—	—	—	0,14	0,27	—	—

Примечание. Prp, Alm, Sps, Adr, Uvr, Grs — содержания пиропы, альмандина, спессартина, андрадита, уваровита и гроссюляра в гранате (мол. %). Остальные условные обозначения см. в табл. 1.

ции вынесены на рис. 2, а—в. Особый интерес представляют включения в цирконах второй генерации (рис. 3). Они образуют короткие цепочки (вторичные) или единичны (первичные). Первичность последних не вызывает сомнений, поскольку наряду с обычными морфологическими признаками первичности (огранка, ориентировка) зерна циркона, в которых они найдены, обнаруживают повышенную сохранность: зоны вторичных включений в кварцевой матрице, доходя до таких зерен, как бы «оглаивают» их, не нарушая их целостности. Поэтому можно утверждать, что в первичных включениях законсервирован сингенетичный циркону флюид. Из рис. 2, а видно, что замеры по первичным включениям в цирконах сдвинуты в высокотемпературную область и существенно оторваны от замеров по вторичным, которые, как и вторичные включения в плагиоклазе (см.

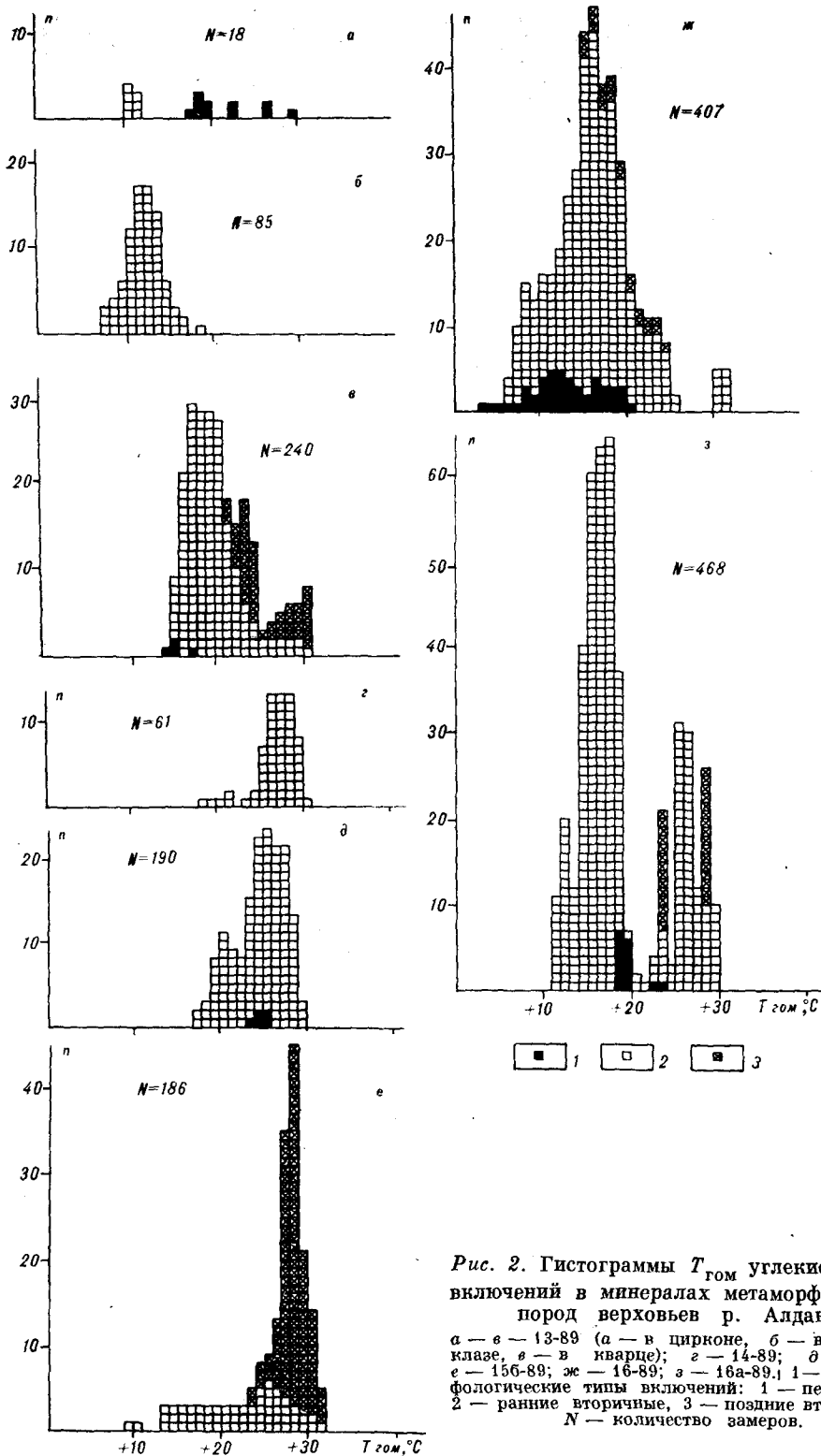


Рис. 2. Гистограммы $T_{\text{гом}}$ углекислотных включений в минералах метаморфических пород верховьев р. Алдан:

а — в — 13-89 (а — в цирконе, б — в плагио-
 клазе, в — в кварце); г — 14-89; д — 15-89;
 е — 15б-89; ж — 16-89; з — 16а-89. 1—3 — мор-
 фологические типы включений: 1 — первичные,
 2 — ранние вторичные, 3 — поздние вторичные.
 N — количество замеров.

рис. 2, б), имеют более низкие $T_{\text{гом}}$, т. е. более плотные. Включения в кварце (см. рис. 2, в) в целом имеют повышенные $T_{\text{гом}}$.

В редких зернах циркона первой генерации флюидные включения не обнаружены.



Рис. 3. Включение низкоплотной CO_2 в зерне циркона второй генерации.
Обр. 13-89, ув. 1000.

В кварце других образцов обнаружены три типа включений: сжиженной углекислоты ($\pm \text{H}_2\text{O}$), водно-солевых растворов и газовые. В последних даже при очень низких температурах новые фазы не конденсируются, что говорит о низкой плотности их наполнения (разгерметизированные?). Включения водных растворов, первичные и вторичные, характеризуются разнообразным фазовым составом от типичных кристаллофлюидных ($T_1 + T_2 + \text{Ж} + \text{Г}$) до водных однофазовых. Попытки гомогенизировать кристаллофлюидные включения успеха не имели из-за их разгерметизации после $420\text{--}480^\circ\text{C}$. Температуры эвтектики таких включений варьируют в пределах от -25 до -39°C , что позволяет предполагать присутствие в них хлоридов натрия, кальция, магния. Широкий интервал температур окончания плавления фазы льда (от -5 до -24°C) говорит о значительных вариациях концентраций наполняющих включения растворов. Гомогенизация их в жидкую фазу происходит при $150\text{--}280^\circ\text{C}$.

Включения сжиженной углекислоты, в основном вторичные, образуют как отдельные зоны и группы, так и совместные с газово-жидкими и кристаллофлюидными сообщества (преимущественно в кварцитах). Редко встречаются водно-углекислотные включения. Температура тройной точки CO_2 в углекислотных включениях варьирует от $-56,6$ до -57°C , температуры гомогенизации, как и в обр. 13-89, не выходят за пределы положительных значений (см. рис. 2, *г-з*).

На фоне общего термобарогеохимического сходства пород предполагаемого фундамента и супракристалльного комплекса следует отметить некоторые особенности последних. Так, в целом в их кварце больше распространены водосодержащие включения. В цирконах обр. 156-89, по морфологии сходных с цирконами второй генерации из «серых гнейсов», обнаружены первичные углекислотные включения с $T_{\text{пл}} = -56,6^\circ\text{C}$, $T_{\text{гом}} = +28,5^\circ\text{C}$. В кварците 14-89 зоны водных и углекислотных включений пересекают и дробят иголки силлиманита. Кварц образца 16-89 в целом беден флюидными включениями, а углекислотные включения встречаются исключительно в виде полос шириной до 1 мм, пересекающих образец в разных направлениях. На свежем сколе породы эти полосы выделяются несколько более интенсивным покраснением полевых шпатов. Расстояния между полосами достигают 3 см. Под микроскопом эти полосы маркируются включениями в кварце, их типичное строение характеризуется длинными цепочками вторичных, между которыми редко встречаются

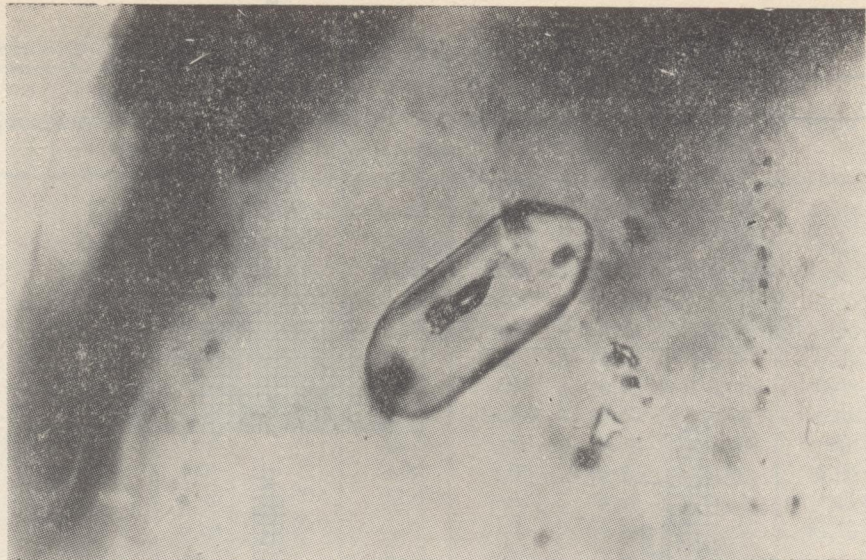


Рис. 3. Включение низкоплотной CO_2 в зерне циркона второй генерации.
Обр. 13-89, ув. 1000.

В кварце других образцов обнаружены три типа включений: сжиженной углекислоты ($\pm \text{H}_2\text{O}$), водно-солевых растворов и газовые. В последних даже при очень низких температурах новые фазы не конденсируются, что говорит о низкой плотности их наполнения (разгерметизированные?). Включения водных растворов, первичные и вторичные, характеризуются разнообразным фазовым составом от типичных кристаллофлюидных ($T_1 + T_2 + \text{Ж} + \text{Г}$) до водных однофазовых. Попытки гомогенизировать кристаллофлюидные включения успеха не имели из-за их разгерметизации после $420\text{--}480^\circ\text{C}$. Температуры эвтектики таких включений варьируют в пределах от -25 до -39°C , что позволяет предполагать присутствие в них хлоридов натрия, кальция, магния. Широкий интервал температур окончания плавления фазы льда (от -5 до -24°C) говорит о значительных вариациях концентраций наполняющих включения растворов. Гомогенизация их в жидкую фазу происходит при $150\text{--}280^\circ\text{C}$.

Включения сжиженной углекислоты, в основном вторичные, образуют как отдельные зоны и группы, так и совместные с газовой-жидкими и кристаллофлюидными сообщества (преимущественно в кварцитах). Редко встречаются водно-углекислотные включения. Температура тройной точки CO_2 в углекислотных включениях варьирует от $-56,6$ до -57°C , температуры гомогенизации, как и в обр. 13-89, не выходят за пределы положительных значений (см. рис. 2, *г-з*).

На фоне общего термобарогеохимического сходства пород предполагаемого фундамента и супракрупального комплекса следует отметить некоторые особенности последних. Так, в целом в их кварце больше распространены водосодержащие включения. В цирконах обр. 156-89, по морфологии сходных с цирконами второй генерации из «серых гнейсов», обнаружены первичные углекислотные включения с $T_{\text{пл}} = -56,6^\circ\text{C}$, $T_{\text{гом}} = +28,5^\circ\text{C}$. В кварците 14-89 зоны водных и углекислотных включений пересекают и дробят иголки силиманита. Кварц образца 16-89 в целом беден флюидными включениями, а углекислотные включения встречаются исключительно в виде полос шириной до 1 мм, пересекающих образец в разных направлениях. На свежем сколе породы эти полосы выделяются несколько более интенсивным покраснением полевых шпатов. Расстояния между полосами достигают 3 см. Под микроскопом эти полосы маркируются включениями в кварце, их типичное строение характеризуется длинными цепочками вторичных, между которыми редко встречаются

первичные (?). Водная фаза в таких включениях не обнаружена, хотя в кварце основной массы породы преобладают включения водных растворов. Полевые шпаты в зонах влияния полос минералогически изменены не более, чем в основной массе породы, однако зачастую полосы индуцируют в них зоны осветления. Биотит остается совершенно не измененным, а рудный (магнетит?) — напротив, разбивается на мелкие остроугольные кусочки. Гистограмма (см. рис. 2; ж) сложена замерами $T_{\text{гом}}$ исключительно по включениям из полос.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В свете полученных данных история формирования изученных пород представляется в следующем виде.

Наиболее ранним событием (3570 ± 60 млн лет) является образование протолита «серых гнейсов» — предполагаемого фундамента разреза. Судя по морфологии цирконов первой генерации, в ядрах которых сохранились древнейшие изотопные равновесия, эти породы могли быть первично магматическими. Термобарогеохимические признаки этого события отсутствуют из-за полной перекристаллизации протолита.

Диагностируемая метаморфическая эволюция изученных пород начинается с высокоградиентного гранулитового метаморфизма алданского уровня (II тектономагматический цикл по [9]). Его параметры определены нами по центральным зонам зерен граната из обр. 15а-89 и составили $T = 780-790^\circ\text{C}$ и $P = 8,1$ кбар. Этому метаморфизму подверглись как породы предполагаемого фундамента, так и накопившиеся к этому времени толщи супракрустального комплекса. В изученных нами образцах термобарогеохимические свидетельства (высокоплотные включения CO_2) этого метаморфизма также не обнаружены, хотя, по данным [3, 13], они присутствуют в коррелируемых с супракрустальным комплексом толщах соседних районов.

Полученные нами результаты по включениям относятся к раннепротерозойскому (удоканскому) тектономагматическому циклу (цикл IV по [9], γ_{4-5} по [3]). Этот вывод основан на следующих данных. Прямым указанием на перекристаллизацию изученных пород во время этого цикла является возраст цирконов второй генерации (1,8—1,9 млрд лет), парагенетичных с минералами гнейсов предполагаемого фундамента. Перекристаллизация проходила в условиях малоглубинного метаморфизма гранулитовой фации, особенности которого определены нами с помощью данных термобарогеохимии преимущественно по обр. 13-89. На гистограммах (см. рис. 2, а—в) можно выделить два интервала: от $+14$ до $+31^\circ\text{C}$ и от $+8$ до $+17^\circ\text{C}$. В первый интервал входят замеры, сделанные по первичным включениям в цирконе, и все замеры по включениям в кварце. Так как циркон и кварц — члены гранулитового парагенезиса, справедливо полагать, что содержащиеся в них включения несут информацию о гранулитовом метаморфизме. При этом первичные включения в цирконе образовались в условиях его температурного пика. Температуру на пике метаморфизма можно определить по включениям раскристаллизованных расплавов в минералах мигматитов прогрессивной стадии. В обр. 13-89 таких включений не обнаружено, хотя структурные признаки плавления имеются. Данные по включениям раскристаллизованных расплавов приведены в [13] для соседних с нашими районами поселков Перекатный и Суон-Тиит, где обнажаются метаморфиты, коррелируемые с изученными нами. Здесь определены максимальные температуры мигматизации гранулитов $850-900^\circ\text{C}$. Такие же температуры приведены в [3] для γ_3 . В соответствии с данными [4, 15, 16], таким температурам и плотностям первичных включений углекислоты в цирконе соответствуют давления 2,4—4,0 кбар. В отличие от циркона, кристаллизация и перекристаллизация кварца происходят на регрессивном этапе метаморфизма, при начавшемся снижении $T-P$ -параметров. Соответственно, включения в нем будут нести информацию об этом этапе. $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ во включениях в кварце повышается

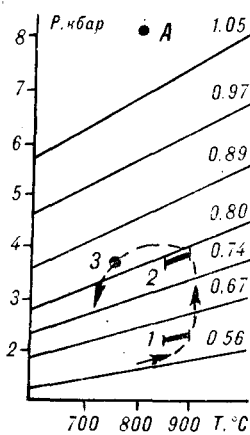


Рис. 4. $T-P$ -тренд раннепротерозойского гранулитового метаморфизма обр. 13-89 на $T-P$ -диаграмме CO_2 .

A — $T-P$ -условия алданского метаморфизма. Другие пояснения в тексте.

от ранних генераций к поздним (см. рис. 2, в) что соответствует режиму регрессивного этапа, близкому к изотермической декомпрессии. Эти данные подтверждают аналогичный вывод [3], сделанный ранее по ультраметаморфическим гранитоидам в районе устья р. Унгра. Температура начала регрессивного этапа, зафиксированная в химизме равновесных минералов обр. 13-89, оценена нами в $750^\circ C$. По-видимому, с этой температурой можно коррелировать образование первичных (самых ранних) углекислотных включений в кварце. Тогда давление их формирования будет 3,9 кбар.

Таким образом, для обр. 13-89 нами получены три точки (1—3 на рис. 4), через которые, по-видимому, проходит $T-P$ -тренд изученных гранулитов. Роль точки 3 здесь ясна — это начало регрессивного этапа в режиме декомпрессии. Остается выяснить, какое направление имел $T-P$ -тренд метаморфизма на отрезке 1—2. Если от 2 к 1, то придется принять, что рост (и/или перекристаллизация) циркона проходил в условиях декомпрессии, т. е. на регрессивном этапе. Кроме того, в таком случае придется допустить существование двух регрессивных трендов — высокотемпературного для циркона и низкотемпературного для кварца — в одной породе. Следовательно, самой ранней точкой, с которой мы можем проследить изучаемый гранулитовый процесс, является точка 1.

Приведенные выше рассуждения базируются на допущении о том, что циркон в обр. 13-89 кристаллизовался одним из первых. То, что он действительно парагенетичен гранулитовой минеральной ассоциации, подтверждает слабая интенсивность его окраски и данные кристалломорфологического анализа: изученные цирконы имеют характерные для мигматитов овальные и вытянутые формы, промежуточные между изометричными метаморфогенными и призматическими магматогенными [5]. Свидетельствами ранней кристаллизации являются также наличие сростков циркона с ильменитом и расположение его кристаллов внутри зерен кварца и плагиоклаза.

Предложенная интерпретация $T-P$ -тренда предполагает важные геологические следствия. Так, получается, что температурный пик метаморфизма в данном случае опережал барический и направление 1—2 показывает путь роста давления при уже достигнутом температурном максимуме. Напротив, линия 2—3 указывает на процесс субизобарического остывания, когда темп спада давления отстаивал от снижения температуры. Такая версия $T-P$ -тренда (тип anticlockwise) промоделирована и геологически обоснована в [18, 20]. Показано, что одной из возможных причин формирования такого типа $T-P$ -тренда может явиться проникновение глубинных магм в земную кору до начала ее погружения. Геологические данные говорят в пользу того, что такие процессы имели место в данном регионе. Так, раннепротерозойский тектономагматический цикл, по данным [3], связан с локальным погружением земной коры до глубины 18 км. Это погружение, вероятнее всего, обусловлено внедрением в нее больших масс основных пород, нарушивших изостатическое равновесие. Представителями этих пород, по-видимому, являются многочисленные дайки основного состава, метаморфизованные впоследствии в условиях малоуглубинной гранулитовой фации и, вероятно, Унгринский габбро-плагиогранитный комплекс с возрастом 2037 ± 20 млн лет [2].

Таким образом, предлагается следующая интерпретация $T-P$ -тренда, изображенного на рис. 4. Отрезок до т. 1 — внедрение базитов и связанный с этим разогрев на достаточно высоком эрозионном уровне. Отре-

зок 1—2 — погружение блока вследствие его относительного утяжеления. 2 — точка изостатического равновесия, начало процесса остывания перегретого блока до геотермы (отрезок 2—3). Точка 3 — условия термодинамического равновесия, вероятно, вблизи соответствующей геотермы. И, наконец, отрезок после т. 3 — регрессивная эволюция, вероятно, в режиме декомпрессии.

Для флюидного режима метаморфизма этого этапа характерно наличие большого количества углекислоты во флюиде. Это вытекает из преобладания в изученном материале углекислотных включений, особенно в мигматитах прогрессивной стадии обр. 13-89. В то же время для него характерна повышенная активность щелочей, что привело к фельдшпатазации [3] и облегчило рост (перекристаллизацию) циркона [8, 17].

Другие образцы из данного разреза дали похожую термобарогеохимическую картину с учетом того, что в них замеры $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ брались только по кварцу. Следует также отметить термобарогеохимическое сходство кварцитов иенгрской серии и курумканской толщи.

Изотопные датировки тоналитовых гнейсов предполагаемого фундамента, полученные как по породе в целом, так и по монофракциям минералов (исключая реликтовую генерацию циркона), укладываются в узкий интервал значений 1,8—2,0 млрд лет. В этом интервале происходили события, сформировавшие изученную нами термобарогеохимическую и петрологическую картину. Следовательно, в данном случае можно говорить об удовлетворительной корреляции изотопно-геохимических, петрологических и термобарогеохимических данных. В то же время больших значений возраста и реликтовых генераций включений, соответствующих алданскому метаморфизму, обнаружено не было. Этот факт говорит о том, что раннепротерозойская перекристаллизация прошла достаточно полно и древние изотопные системы были омоложены на всех уровнях, исключая ядра магматического циркона. Не получены также и более молодые датировки, соответствующие времени диафтореза, как не обнаружены и наложенные генерации включений, отвечающие этому процессу. Следовательно, наложенные изменения такой интенсивности недостаточны для нарушения изотопно-геохимических систем. Такая, достаточно простая петролого-геохимическая ситуация делает возможным изучение возраста пород с помощью широкого спектра изотопных методов, включая валовый, по породе в целом.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показывают, что термобарогеохимические методы могут оказаться полезными при отборе образцов для изотопно-геохимических исследований и при интерпретации полученных значений возраста. Так, наличие в минералах только включений, по составу и состоянию соответствующих $T-P$ -условиям кристаллизации ведущих парагенезисов породы, говорит о том, что порода не затронута вторичными изменениями, способными повлиять на сохранность изотопных равновесий. В этом случае возможно использование методов определения возраста по породе в целом, а при выделении реликтовых минералов появляется возможность получить информацию о породах, служивших дометаморфическим субстратом.

В случае обнаружения в минералах двух или более разновозрастных генераций включений, по своим характеристикам соответствующих $T-P$ -условиям образования сосуществующих в породе неравновесных парагенезисов, определение возраста геологических рубежей эволюции породы необходимо вести по монофракциям минералов из разных парагенезисов с контролем их химической и изотопной гомогенности [14]. Появление наложенных генераций флюидных включений, особенно высокоактивного водосодержащего состава, — признак возможного нарушения равновесия в изотопно-геохимических системах.

При полной перекристаллизации породы наложенные генерации включений становятся преобладающими. Как и минералы исходных парагенезисов, сингенетические им включения сохраняются редко в виде реликтов. В этом случае возраст наложенного процесса можно с достаточной уверенностью определять по породе в целом, а возраст исходной породы — реконструировать, изучая изотопные системы в реликтовых минералах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидные включения и полиметаморфизм высокотемпературных гранулитов Ларбинского блока (Становая складчатая область) // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 5. — С. 90—94.
2. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л. и др. Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 276, № 1. — С. 206—209.
3. Вапник Е. А., Седова И. С. Режим давлений и состав флюида при процессах ультраметаморфизма в Алданском мегаблоке // Записки ВМО. — 1986. — Вып. 4. — С. 410—422.
4. Варгафтик Н. Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. — М.: Наука, 1972.
5. Дамаскина Г. Д. Морфологические типы цирконов в гранитоидах гранулитовой фации Алданского щита // Петрология гранулитовой фации Алданского щита. — М.: Наука, 1973. — С. 163—171.
6. Древнейшие породы Алдано-Станового щита: (Путеводитель международной геологической экскурсии МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли»). — Л.: Наука, 1979.
7. Другова Г. М., Чухонин А. П., Морозова И. М. и др. Древнейшие толщи Алданского щита // Сов. геология. — 1984. — № 11. — С. 82—89.
8. Забияка И. Д., Махлаев Л. В. Об эволюции акцессорного циркона при прогрессивном ультраметаморфизме на примере докембрийских гранитоидов Таймыра // Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 191, № 2. — С. 436—439.
9. Кицул В. И., Дук В. Л. Эндеогенные режимы формирования и этапы эволюции раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита // Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. — Л.: Наука, 1975. — С. 217—235.
10. Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолов Е. С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геохронология докембрия. — Л.: Наука, 1989. — С. 87—110.
11. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое равновесие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976.
12. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
13. Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.
14. Чухонин А. П. Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах // Геохимия. — 1978. — № 4. — С. 599—602.
15. Шмонов В. М., Шмулович К. И. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей: двуокись углерода. Вып. 3. — М.: Изд-во стандартов, 1987.
16. Шмулович К. И., Шмонов В. М. Мольные объемы и уравнения состояния CO_2 в интервале 100—1000 °С и 2000—10 000 бар // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 217, № 4. — С. 935—938.
17. Шулешко И. К., Савельев А. А. Поведение детритовых цирконов при прогрессивном региональном метаморфизме // Проблемы литологии докембрия. — Л.: Наука, 1971. — С. 149—157.
18. Bohlen S. R. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // J. Geol. — 1987. — V. 95. — P. 617—632.
19. Stormer J. C. A practical two-feldspar geothermometer // Am. Miner. — 1975. — V. 6, N 7—8. — P. 667—674.
20. Wells P. R. A. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. — 1980. — V. 46. — P. 253—265.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск
ИГЕМ РАН
Москва

Поступила в редакцию
9 сентября 1991 г.

М. В. Горошко

ВЛИЯНИЕ ПОСТРУДНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ И ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА НА ОЦЕНКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(на примере Алданского щита и Ханкайского массива)

Проведен анализ геодинамического режима, существовавшего в позднем палеозое и мезозое в пределах Алдано-Станового щита и Ханкайского срединного массива. Охарактеризовано его влияние на сохранность выявленного в этих структурах докембрийского и палеозойского редкометалльного оруденения. Показано негативное воздействие на целостность рудных залежей зон пострудных чешуйчато-надвиговых дислокаций и мезозойского магматизма. Определены принципиальные подходы к оценке рудоносности подобных районов.

Делаются предположения о более широком площадном развитии юрских угленосных отложений в восточной части Алдано-Станового щита, значительно перекрытых в настоящее время тектоническими покровами архейских гнейсов и кристаллических сланцев.

Многочисленными металлогеническими работами С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Е. А. Радкевич, М. И. Ициксона и других исследователей советского Дальнего Востока доказано исключительно широкое развитие в его пределах мезозойских металлогенических процессов.

По их данным, подавляющее большинство известных рудных районов с промышленными месторождениями олова, вольфрама, полиметаллов, золота, серебра, бора и других полезных ископаемых сформировалось именно в этот период развития земной коры. Позднемезозойским возрастом датируются не только месторождения мезозойских складчатых областей, но и золоторудные, молибденовые и полиметаллические месторождения Алдано-Станового щита, редкометалльные месторождения и рудопроявления Буреинского и Ханкайского срединных массивов докембрийского заложения.

Вместе с тем на основе обобщения многочисленных данных по возрастам гидротермальных руд в пределах этих жестких докембрийских структур выделяются и другие, более ранние металлогенические эпохи, в первую очередь ранне-позднепротерозойская и средне-позднепалеозойская. Каждой из этих эпох свойствен свой, специфический комплекс рудных месторождений, образовавшихся в определенной структурной обстановке.

На Ханкайском срединном массиве в связи со среднепалеозойским «вознесенским» интрузивным комплексом [1] сформировалось олововольфрамовое, флюоритовое, тантал-ниобиевое и молибденовое оруденение. В северной части массива известны средние по масштабам полиметаллические месторождения в скарнах в пространственной связи со среднепалеозойскими «шкаковскими» гранитами. В период 300—320 млн лет в Синегорском рудном районе, локализованном в одноименной вулканогенной впадине, сформировались тантал-ниобиевые, полиметаллические и молибденовые мелкие месторождения и рудопроявления в связи с девон-карбонным вулканоплутоническим комплексом.

В Учурском блоке архейских пород Алданского щита и в раннепротерозойском Улканском вулканогенном прогибе известны рудопроявления и мелкие месторождения бериллия, тантала, ниобия, редких земель иттриевой и цериевой групп и другая редкоземельная и редкометалльная минерализация, абсолютный возраст которой на основании изотопно-свинцовых определений, проведенных А. И. Тугариновым, М. Н. Вознесенской и автором, оценивается значениями от 1750 до 1250 млн лет.

Они объединяются в редкометалльные Тырканский и Улканский рудные районы. Однако изучение Тырканского и Синегорского рудных районов, несмотря на благоприятные предпосылки и признаки их рудоносности, не привело к открытию промышленных месторождений, за

исключением нескольких мелких объектов, не имеющих, при современной конъюнктуре на сырье, практического значения.

Поисковыми и поисково-разведочными работами во многих случаях устанавливается резкое выклинивание рудных тел на глубину, прослеживание рудоконтролирующих структур затрудняется многочисленными пострудными тектоническими нарушениями, смещающими рудоносные структуры. Кроме того, в вышеуказанных районах, особенно в Синегорском, широко развиты интрузивные тела и дайки молодого возраста, оказавшие определенное негативное воздействие на сохранность оруденения.

В качестве одной из основных причин низкой результативности геолого-разведочных работ мы рассматриваем пострудную историю развития рудоносных блоков, которая отрицательно воздействовала на сохранность сформированного в докембрии и палеозое оруденения.

Так, в позднем палеозое—мезозое Ханкайский срединный массив испытывал воздействие интенсивных тектонометасоматических процессов, связанных с развитием граничащей с ним с востока Сихотэ-Алинской геосинклинали. В пермский период в зоне Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома сформировался Западно-Сихотэ-Алинский краевой андезиториолитовый вулканический пояс, структуры которого частично наложились на рудоносные девонские образования Синегорского рудного района.

В начале раннего мела под воздействием тангенциальных тектонических движений, направленных со стороны Сихотэ-Алинской складчатой системы в западном направлении, в восточной части Ханкайского массива возникли горизонтальные напряжения между различными слоями вулканогенно-осадочных пород. Это послужило причиной возникновения зон скалывания и рассредоточенного шарьяжеобразования в верхних структурных уровнях Ханкайского массива, а также сгущивания перед их фронтом вулканогенно-осадочных пород [2].

Участки и зоны с чешуйчато-покровным строением выявлены Л. А. Изосовым и Н. Г. Мельниковым [2] к западу от Синегорского рудного района. Движение пластин происходило с востока на запад. Корневую зону тектонического покрова, по их мнению, следует искать в восточной части Ханкайского массива, в пределах Арсеньевской зоны. Зарождение тектонических покровов связано с деятельностью одноименного структурного шва, который на поверхности выражен зоной шарьяжей и надвигов, наклоненных на юго-восток.

Поисково-оценочными работами в Синегорском рудном районе также доказано интенсивное развитие мезозойских сдвигово-надвиговых тектонических нарушений в верхней части палеозойского осадочно-вулканогенного разреза на этой территории. Здесь часто отмечается эшелонированное расположение разрывных и складчатых структур, волочение складок, разрыв и смещение некоторых геологических тел по пологим тектоническим нарушениям надвигового типа.

Надвиги картировались нами и при оценке рудоносных участков «Сагури», «Ирис» и других. В свое время этим фактам не придавалось особого значения, так как широкое развитие горизонтальных движений масс земной коры в Приморье обсуждалось в работах только некоторых исследователей, в частности Н. Г. Мельникова. Тщательное структурное картирование участков рудных полей и месторождений сильно затруднялось сложными природными условиями ведения геолого-геофизических работ, которые не позволяли уверенно определить природу разрывных структур, их амплитуду и взаимоотношение с рудными телами. На одном из участков буровыми скважинами установлено аллохтонное залегание рудовмещающей пачки девонских гравелитов и песчаников на ороговированных алевропесчаниках и алевролитах (рис. 1). Мощность «пластинь» около 50 м. На контакте с алевропесчаниками наблюдается зона милонитизации мощностью до 5 м с пологим падением на восток. Пологие и горизонтальные зеркала скольжения, наблюдаемые в поверхностных

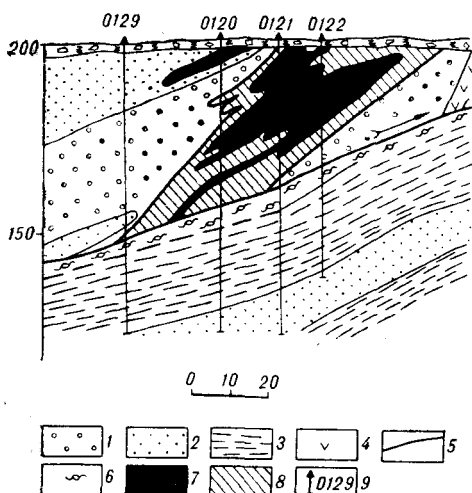


Рис. 1. Синегорский рудный район. Характер залегания молибденового оруденения в девонской осадочной толще.

1 — гравелиты; 2 — кварцевые и олигомиктовые песчаники; 3 — алевролиты, алевропесчаники; 4 — дайки андезитов; 5 — тектонические нарушения; 6 — зоны милонитизации; 7 — рудные тела с содержанием металла $> 0,03\%$; 8 — рудные тела с содержанием металла $0,01-0,03\%$; 9 — буровые скважины и их номера.

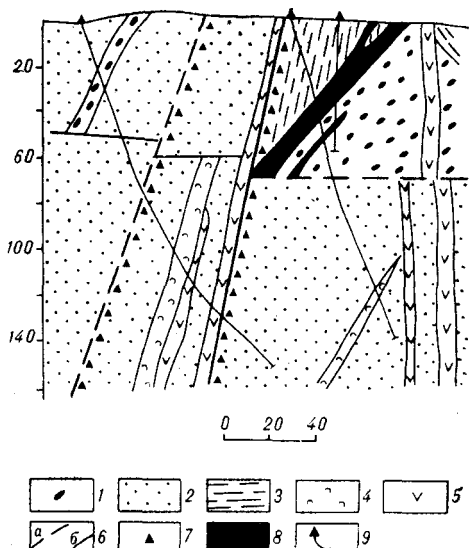


Рис. 2. Синегорский рудный район. Пример смещения крутопадающих рудных тел горизонтальными сдвиговыми нарушениями.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — фельзиты; 5 — диабазовые порфириты; 6 — тектонические нарушения; а — установленные, б — предполагаемые; 7 — тектонические брекчии; 8 — рудные тела; 9 — буровые скважины.

горных выработках участка, указывают на перемещения по ним в западном направлении. Амплитуда такого перемещения не установлена. О том, что она не меньше нескольких сотен метров, можно судить по контактово-метаморфизму: нижняя пачка алевропесчаников и алевролитов контактово-метаморфизована, а рудовмещающая пачка таким метаморфизмом не затронута (ореол контактового метаморфизма вокруг девонской интрузии лейкогранитов достигает горизонтальной мощности до одного—двух километров).

На другом участке, где с поверхности установлены богатые, контрастные руды, разрез осадочных образований, изученный с поверхности картировочными горными выработками, в глубоких скважинах не подтверждается, что дает основание предполагать залегание рудовмещающих образований в виде аллохтона минимальной мощностью до 60 м (рис. 2).

Аналогичную интерпретацию рудовмещающего разреза можно привести и по другим рудным проявлениям Синегорского рудного района. По крайней мере, верхняя часть разреза слагающих его эффузивно-осадочных образований минимум до абсолютной отметки 140—160 м над уровнем моря сильно нарушена горизонтальными перемещениями, что, естественно, привело к «растаскиванию» рудных тел, а иногда, возможно, и к их перекрытию шарьяжными пластинами, перемещенными из-за пределов рудного района.

В конце раннего мела в восточной окраине Ханкайского массива проявился мощный гранитоидный магматизм. Гранитоидные интрузии контролируются Западно-Сихотэ-Алинским и Синегорским глубинными разломами и образуют практически непрерывную цепочку вдоль восточной окраины массива. Одна из интрузий — Синегорская гранодиоритовая — пересекает Синегорский рудный район в его центральной части.

Вдоль пологих тектонических нарушений вблизи гранодиоритовой интрузии формировались многоярусные силловые залежи и пологие дайки гранодиорит-порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов. Это в еще большей мере затрудняет расшифровку домезозойского структурного плана и маскирует пострудную тектонику.

Кроме того, контактовый метаморфизм вблизи интрузий раннемеловых гранодиоритов привел к термальному метаморфизму руд, что обусловило появление в них таких высокотемпературных минералов, как гранат, биотит, кордиерит и др., некоторое перераспределение оруденения в виде богатых гнезд и линз со значительными интервалами безрудных участков, а, в отдельных случаях, и полное «проплавление» отдельных интервалов рудных зон гранитами.

Например, два молибденовых месторождения, контролируемые единым северо-западным тектоническим нарушением, разделены Синегорской интрузией, в которой фиксируются отдельные мелкие оплавленные ксенолиты оруденелых конгломератов.

Многokrатное воздействие на сформированное в протерозое редкометалльное оруденение мезозойских тектономагматических процессов устанавливается в Тырканском рудном районе, расположенном в зоне стыка Алданского и Станового блоков Алдано-Станового щита, в области влияния Станового, Удыхино-Маймаканского и других глубинных разломов.

В позднем мезозое в обстановке сжатия, направленного с севера на юг, в зонах этих разломов формировались чешуйчатые надвиги и тектонические покровы. Они установлены в южном борту Токинской угленосной впадины, прослеживаясь вдоль границы Становой и Алданской глыб на значительное расстояние. Плоскости сместителей разрывов характеризуются южным падением. Например, в южной части Токинской впадины Т. С. Долгих описывала Налуракский разлом как крутой надвиг, по которому архейские гранатовые гнейсы надвинуты на юрские песчаники. Остатком тектонического покрова является, скорее всего, так называемый Беранджинский блок архейских пород, залегающий среди юрских отложений Токинской впадины. «Тектонические клинья» юрских отложений южнее этой впадины могут оказаться эрозийными окнами в гранитогнейсовом покрове. Не исключено обнаружение юрских угленосных отложений, полностью перекрытых аллохтоном архейских метаморфических пород к западу и востоку от Токинской впадины.

В последующем вдоль зон глубинных разломов формировались цепочки мелких интрузивных тел гранитоидного состава.

Следовательно, Тырканский рудный район с докембрийским редкометалльным оруденением, расположенный в зоне сочленения Станового и Удыхино-Маймаканского глубинных разломов, попал в область интенсивного развития тектонических покровов, что негативным образом сказалось на сохранности редкометалльного оруденения.

Нам представляется, что вся южная часть Учурского (Идио-Хайканского) блока имеет чешуйчато-надвиговое строение. Так, работами Таежного ПГО установлено аллохтонное залегание вмещающей редкометалльное оруденение пачки амфибол-биотитовых, графит-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов на водоразделе рек Удюма — Бол. Тыркан (рис. 3). Здесь по данным колонкового бурения выявлены две шарьяжных пластины: верхняя, мощностью около 24 м, сложенная гнейсами, и нижняя, мощностью около 80 м, представленная кислыми эффузивами и песчаниками с флорой мезозойского возраста.

Ниже залегают амфибол-биотитовые гнейсы без признаков оруденения и дайковых тел диабазов, широко распространенных в верхней гнейсовой пачке. Механизм образования тектонического покрова в конкретном случае объясняется выжиманием из зоны сжатия и перемещением за ее пределы сначала более молодых пород (эффузивов кислого состава), а затем — более древних образований — гнейсов и кристаллических сланцев, вмещающих редкометалльное оруденение, и, соответственно, перекрытием первой пластины второй.

Аналогичные данные получены в бассейне правого притока р. Бол. Тыркан — руч. Нижн. Тавитчак, где крутопадающие рудные тела, локализованные в гранат-биотитовых и графит-биотитовых гнейсах, а также контролируемые их тектонические нарушения не прослеживаются

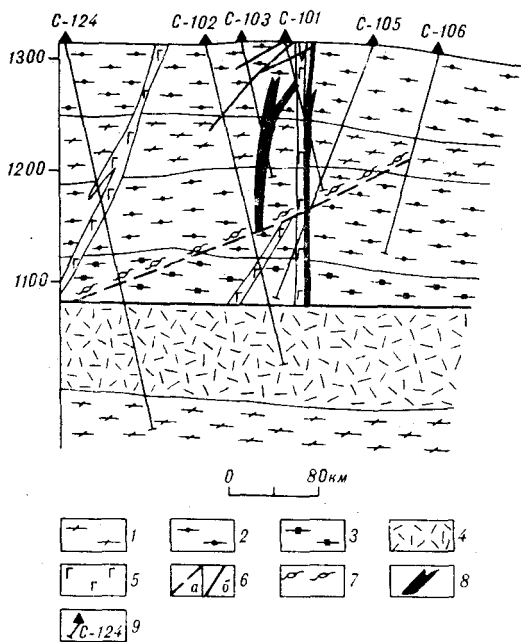


Рис. 3. Аллохтонное залегание рудовмещающей пачки гнейсов на водоразделе рек Б. Тьркан — Удюма.

1—3 — мигматизированные гнейсы: 1 — амфибол-биотитовые, 2 — графит-биотитовые, 3 — гранат-биотитовые; 4 — липариты, туфопесчаники; 5 — дайки габбро-диабазов; 6 — тектонические нарушения: а — предполагаемые, б — установленные; 7 — зоны милонитизации; 8 — рудные тела; 9 — буровые скважины и их номера.

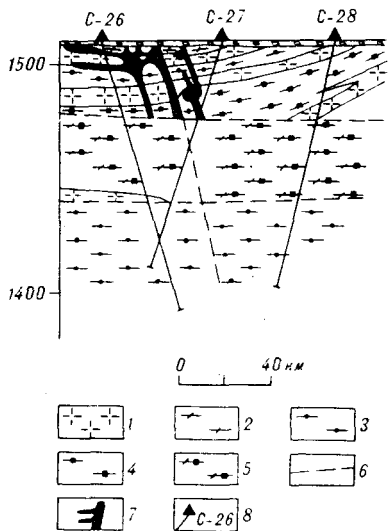


Рис. 4. Ограничение на глубину рудных тел пологими тектоническими нарушениями в бассейне ручья Ниж. Тавитчак.

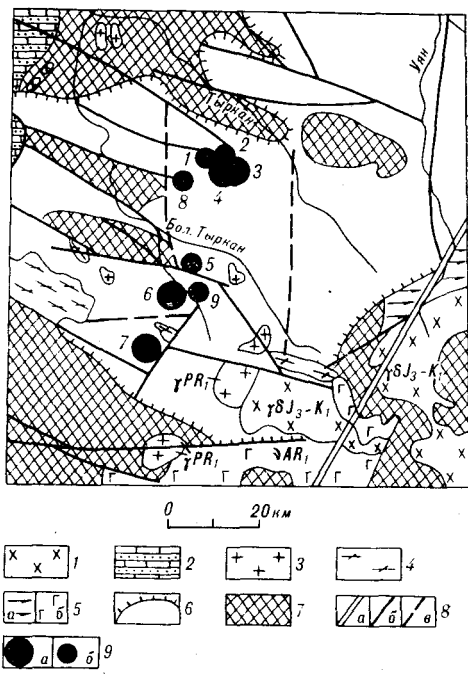
1 — пегматоидные граниты и пегматиты; 2 — графит-биотитовые гнейсы; 3 — биотит-амфиболовые гнейсы; 4 — биотит-гранатовые гнейсы; 5 — графитсодержащие биотит-гранатовые гнейсы; 6 — тектонические нарушения; 7 — рудные тела; 8 — буровые скважины.

ниже 60—70 м от дневной поверхности (рис. 4). Вероятно, мощность аллохтона, состоящего из нескольких пластин, не меньше 400 м от абсолютной отметки 1300—1400 м (уровень подошвы эффузивно-осадочного «покрова», установленный скважинами на водоразделе рек Бол. Тьркан — Удюма) и до отметки 1907 м (абсолютная максимальная отметка рельефа района). Амплитуда горизонтального перемещения пород не установлена, но может быть значительной, так как ближайшие выходы меловых осадочно-вулканогенных отложений находятся в 150 км к югу от Тьрканского района.

На основе анализа состава вмещающих оруденение толщ, дешифрирования космоснимков и результатов поисковых работ предварительно

Рис. 5. Схематическая геологическая карта Тьрканского рудного района.

1 — мезозойские гранодиориты; 2 — карбонатно-терригенные породы рифейского платформенного чехла; 3 — раннепротерозойские граниты; 4 — архейские гранитоиды; 5 — архейские анортозиты (а) и габбро (б); 6 — архейские метаморфические образования в аллохтонном залегании; 7 — то же, в автохтонном залегании; 8 — разрывные нарушения: а — глубинные первого порядка, б — глубинные второго порядка установленные; в — предполагаемые; 9 — редкометалльные рудопроявления (а) и проявления минерализации (б).



выделен контур площади развития чешуйчато-надвиговых структур (рис. 5), который практически целиком охватывает Тырканский рудный район. Корневые части покровов следует искать в зонах Станового и Удыхыно-Маймаканского глубинных разломов, откуда они «выжимались» и перемещались в северо-западном направлении.

Установленные поисковыми и геолого-съемочными работами данные о широком развитии горизонтальных перемещений коровых масс в двух рудных районах и факты метаморфизма руд резко усложняют проблему поисков в них промышленных редкометалльных месторождений, так как выявленные там с поверхности рудные залежи в подавляющем большинстве случаев оторваны и перемещены на значительное расстояние от «корневых» частей рудных зон.

Для установления амплитуды такого перемещения необходимо крупномасштабное геологическое картирование таких регионов, выделение, прослеживание и оконтуривание отдельных покровов и установление районов автохтонного залегания «корневых» частей рудных зон.

Необходимо также вычленение участков и структур с неглубоким (до 500 м) залеганием пострудных, преимущественно мезозойских интрузивных тел, оказывающих негативное воздействие на орудование вплоть до его разубоживания или полного уничтожения под воздействием контактового метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. — М.: Недра, 1974.
2. Изосов Л. А., Мельников Н. Г. О чешуйчато-покровных структурах западного Приморья // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 6. — С. 47—53.

ПГО Таежгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 марта 1991 г.

УДК 551.424.3—551.763 : 552.323

А. И. Ханчук, В. В. Голозубов, И. В. Панченко,
А. В. Игнатьев, О. В. Чудаев

ГАНЫЧАЛАНСКИЙ ТЕРРЕЙН КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В составе Ганычаланского террейна выделяются три субтеррейна: Ильпенейский (глаукофановые и зеленые сланцы), Хинантынупский (ультрабазиты, габброиды, амфиболиты) и Элгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты и песчаники). Толейтовые и щелочные метабазальты Ильпенейского субтеррейна совместно с породами Хинантынупского составляют офиолитовую ассоциацию океанического острова. Аргон-аргоновый возраст образования габбро (559 млн лет) и метаморфизма гранат-кварцевых амфиболитов (550 млн лет) Хинантынупского субтеррейна близки к возрасту метаморфизма кварцитов Ильпенейского субтеррейна (530—520 млн лет). Амфиболиты образовались при $T = 625^\circ\text{C}$ и $P = 9-10$ кбар и отражают ранний метаморфизм офиолитов, связанный с перемещением разогретых пластин сразу же после формирования симаунтов.

ВВЕДЕНИЕ

Ганычаланский террейн * сложен породами различного возраста и генезиса. Основные черты его геологического строения были установлены работами В. Ф. Белого, Н. Л. Добрецова, Н. Б. Заборовской, А. Ф. Михайлова, Г. Е. Некрасова, Л. Г. Пономаревой, А. Д. Чехова и др.

* Террейн — это геологическое тело региональной протяженности, выделяемое по тектоностратиграфическим признакам, имеющее собственную историю геологического развития, отличающуюся от истории развития соседних тел [14, 16, 17]. Мы не разделяем распространенного в советской литературе представления о «чужеродности» или «экзотичности» как главном признаке выделения террейнов.

Л. В. Баженовым, Л. А. Семеновым и Н. Л. Евглевским в 1985 г. составлена геологическая карта террейна в масштабе 1 : 50 000.

В составе террейна выделена толща голубых сланцев с раннепалеозойскими исходными породами и среднепалеозойским метаморфизмом [4]. Позднее некоторые исследователи [1, 12 и др.] считали голубые сланцы метаморфизованными аналогами базальтов, кремней и известняков кингивеевской свиты мезозойского возраста. Кроме того, здесь обнажены толща ордовикских вулканогенно-кремнистых пород, несогласно перекрытая терригенными отложениями позднего ордовика [2], позднетерозойский — раннепалеозойский ультрабазит-габбро-амфиболитовый (офиолитовый) комплекс [7, 9], а на юго-восточной границе террейна — меланж с блоками девонских, пермских и триасовых пород [7]. Среди гальки ордовикских конгломератов обнаружены раннекембрийские известняки с археоциатами, которые аналогичны археоциатам в разновозрастных известняках Аляски и Канады и резко отличаются от археоциат Сибири [5].

Полученные нами новые данные о возрасте пород офиолитового комплекса и голубых сланцев, а также о возрасте кремней дополняют и уточняют представления о геологическом строении и истории формирования Ганычаланского террейна.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ганычаланский террейн — один из трех террейнов, которые мы выделяем в пределах Пенжинского хребта (с северо-запада на юго-восток): Харитонинский, Ганычаланский и Куюльский (рис. 1, 2). Характеристика террейнов, а также предлагаемая геолого-структурная карта района (см. рис. 2) составлены с широким привлечением материалов геологосъемочных работ, выполненных геологами Северо-Камчатской экспедиции ПГО Камчатгеология Л. В. Баженовым, Л. А. Семеновым и Н. Л. Евглевским.

Харитонинский террейн, сложенный одноименной свитой раннекаменноугольного возраста, располагается вдоль юго-восточного края Пенжинской депрессии. При видимой ширине 5—10 км террейн прослежен в северо-восточном направлении от левобережья р. Харитоня до р. Белая на расстояние около 50 км. Северо-западная и юго-западная границы террейна перекрыты залегающими с угловым несогласием ранне-поздне меловыми и кайнозойскими молассами.

Харитонинская свита мощностью около 2400 м представляет собой чередование пачек алевритов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Свита охарактеризована многочисленными находками фауны (брахиопод, реже гониатитов), определяющими возраст ее границы в рамках турнейского и визейского веков. В кровле свиты отмечены прослой углистых сланцев и каменных углей, а в подошве — маломощные потоки андезитов и дацитов, а также прослой туфов среднего и кислого состава. По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) песчаники свиты следует относить к приостроводужным грауваккам, причем как источник осадочного вещества большую роль играл базитовый и гипербазитовый фундамент [6]. Свита образует открытые, часто коробчатые складки шириной 4—5 км, имеющие восток-северо-восточное простирание и углы падения слоев на крыльях 10—30°. Разрывные нарушения многочисленны, они обычно субвертикальны и ориентированы преимущественно вдоль складок или косо секут их. Вопрос о характере перемещений по ним, как и по относительно редким поперечным разрывам, остается неясным.

Относительная слабая дислоцированность харитонинской свиты позволяет предполагать, что Харитонинский террейн представляет собой фрагмент вулканической дуги, залегающей на жестком фундаменте, возможно, краевой части кратона.

Ганычаланский террейн, образованный раннепалеозойскими породами, примыкает с юго-востока к Харитонинскому. Граница проходит почти

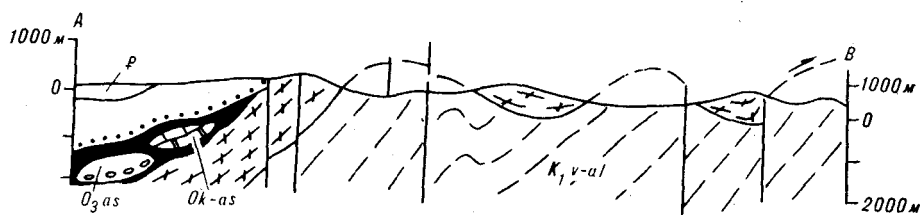
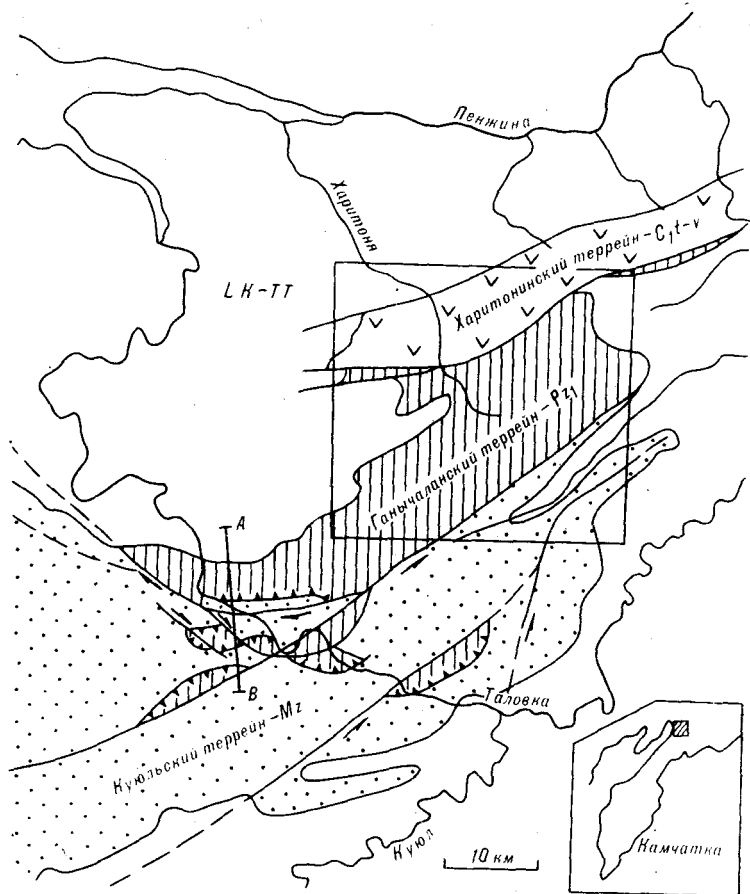


Рис. 1. Тектоностратиграфические террейны Пенжинского края.

1 — конгломераты; 2 — андезиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, песчаники; 5 — базальты, известняки, яшмы; 6 — песчаники; 7 — песчаники, аргиллиты; 8 — песчаники, андезитовые туфы; 9 — известняки; 10 — конгломераты, алевролиты; 11 — известняки, кремни; 12 — пиллоу-базальты; 13 — диабазы (средний ордовик); 14 — габбро (ранний кембрий); 15 — голубые сланцы, кварциты, мрамора; 16 — серпентинитовый меланж; 17 — надвиги; 18 — разломы и сдвиги со смещением по простиранию; 19 — слоистость.

на всем протяжении по крутопадающему разлому, вероятно, сдвигу. Лишь на отдельных отрезках геологические карты показывают надвиговые взаимоотношения (ордовикские породы надвинуты на каменноугольные), но эти данные требуют проверки.

Ганьчаланский террейн при ширине в 10–15 км прослеживается на расстояние около 50 км от верховий р. Ганьчалан до верховий р. Мал. Улупкин. Северо-восточнее и юго-западнее он погружается под субгоризонтально залегающие молассы мелового и кайнозойского возраста. Он имеет сложное строение и представляет собой пакет из перекрывающих друг друга трех тектонических пластин (субтеррейнов). Здесь выделяются (снизу вверх): Ильпенейский (голубые сланцы), Хинантынупский (ультрабазиты, габброиды) и Элгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты, песчаники и сланцы) субтеррейны. Пакет из этих пластин смят в опрокинутую на юго-восток антиформу. Ее юго-

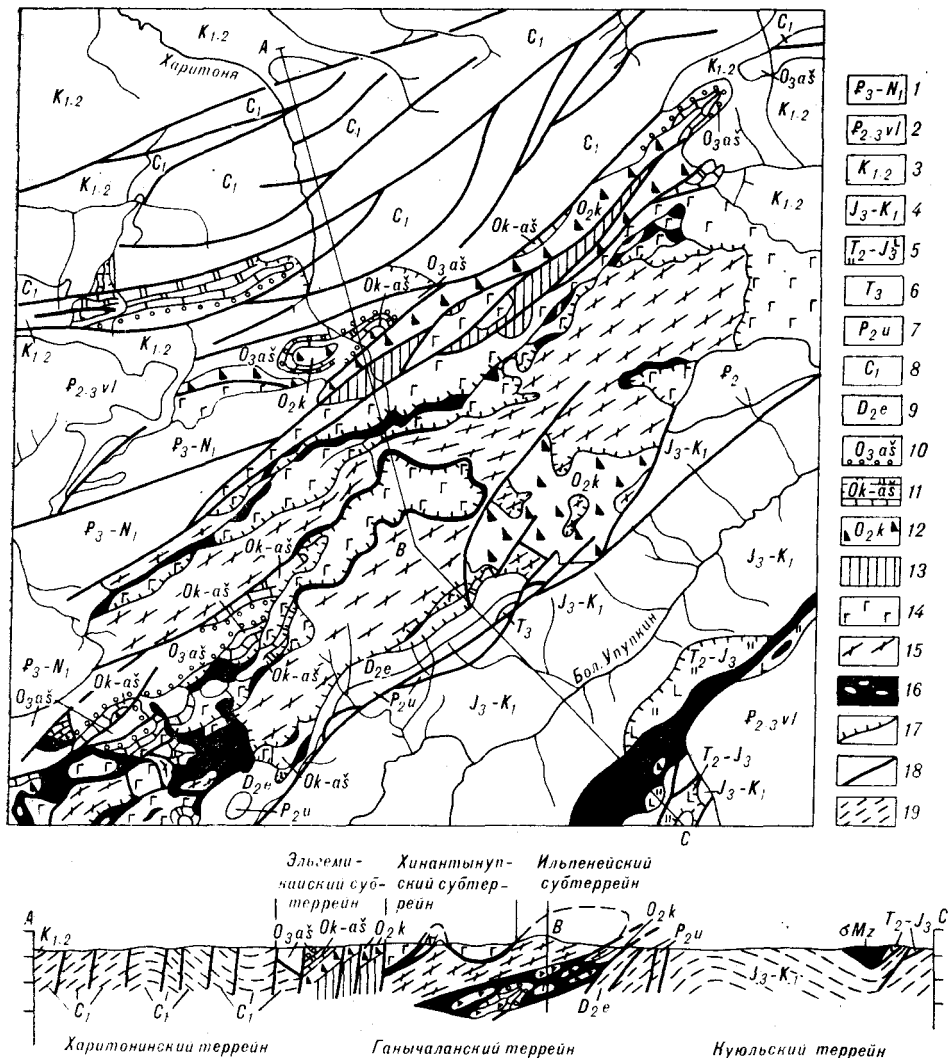


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ганычаланского террейна. Усл. обозн. см. на рис. 1.

восточное крыло редуцировано, к нему приурочен крупный надвиг с серпентинитовым меланжем, содержащим обломки и пластины — фрагменты всех трех субтеррейнов. Северо-западное крыло имеет более простое строение, осложнено антиформным и синформным перегибами и серией крутопадающих разрывов восток-северо-восточного простирания. Данные разрывы, судя по наблюдавшимся вблизи них мелким складкам волочения с крутопадающими шарнирами, в процессе перемещений имели сдвиговую составляющую.

Вдоль юго-восточной границы Ганычаланского террейна прослеживается узкая (шириной до 1,5 км) полоса выходов пород, содержащих разнообразную фауну среднего — верхнего палеозоя и раннего мезозоя. Здесь известны коралловые известняки эйфельского яруса среднего девона, известковистые конгломераты, песчаники и алевролиты с фауной брахиопод и банками колымиевых ракушнякав уфимского яруса верхней перми, а также песчаники и алевролиты с остатками монотид, галобий и брахиопод норийского яруса верхнего триаса. В плане выходы каждой из перечисленных групп пород ограничены разломами, нередко изометричны или имеют линзовидную форму и размеры (в поперечнике) от первых десятков до сотен метров. По мнению [7, 9], мы имеем здесь дело с

пермской олистостромой, содержащей глыбы среднедевонских пород. Однако при таком взгляде выпадают из рассмотрения выходы верхнетриасовых пород среди этого же комплекса. А. Д. Чехов [12] также предполагает здесь олистострому, но апт-альбского возраста. Нет сомнения, что здесь обнажена полоса меланжа, но вопрос о природе его (осадочной или тектонической) требует дальнейшего изучения, особенно в части определения генезиса и возраста матрикса, «склеивающего» разновозрастные образования.

Куюльский террейн занимает большую часть Пенжинского Кряжа, включает практически Таловские и Маметчинские горы и образован сложно дислоцированными позднеюрскими — раннемеловыми толщами общей мощностью около 5000 м. По данным П. В. Маркевича и др. [6], эти толщи формировались за счет размыва прилегающих островных дуг. В структурном отношении терригенный разрез образует параавтохтон, а аллохтоны представлены раннемезозойскими офиолитами. Наиболее крупным аллохтоном является полоса куюльских офиолитов с Ганкувайямской пластиной отмершего центра спрединга. Куюльский террейн сформировался в результате раннемеловой аккреции позднеюрского центра спрединга, перпендикулярного к активной окраине [11].

Границы между Куюльским и Ганычаланским террейнами на всем протяжении являются тектоническими. С юго-востока Ганычаланский террейн срезается крутопадающим разломом, входящим в систему широко распространенных в этой части постааккреционных левых сдвигов северо-восточного простирания, смещающих, в частности, фрагменты полосы куюльских офиолитов [11].

Вдоль южной границы Ганычаланского террейна, пересекающей долину р. Таловка, прослежен надвиг широтного простирания, по которому метаморфиты Ильпенейского субтеррейна перекрывают раннемеловые толщи Куюльского террейна. Это перекрытие подчеркивается наличием ряда клипшенов, сложенных ильпенейскими метаморфитами значительно юго-восточнее главной надвиговой границы, в пределах Куюльского террейна (см. рис. 2). Время надвигания (и, по-видимому, аккреции) определяется здесь достаточно отчетливо как альбское, поскольку кровлю параавтохтонного комплекса образует альбская тихореченская свита, а неавтохтон сложен грубообломочной кедровской свитой, также альбского возраста, залегающей с угловым несогласием как на более древних нижнемеловых толщах, так и на палеозойских породах Ганычаланского террейна.

Поскольку юго-западнее р. Таловка, в Маметчинских горах, отсутствует продолжение Ганычаланского и Харитонинского террейнов (здесь обнажены раннемеловые толщи с офиолитовыми аллохтонами), можно предполагать торцовое сочленение этих террейнов с Куюльским по системе разломов северо-западного простирания. Ряд разломов, принадлежащих, по-видимому, этой системе, прослежен в междуречье Таловка — Лекасын (см. рис. 1). Штриховки на плоскостях сместителей и наблюдаемые разобщения вдоль них фрагментов клипшенов метаморфических пород однозначно указывают на то, что вдоль этой группы разломов происходили правосторонние сдвиговые перемещения.

Таким образом, Ганычаланский и Харитонинский террейны в процессе альбской аккреции перемещались в юго-восточном направлении (или, наоборот, Куюльский террейн перемещался на северо-запад). При этом фронтальный надвиг и боковой правый сдвиг составляли, по-видимому, единую динамопару.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАНЫЧАЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА.

Ильпенейский субтеррейн занимает нижнее положение в структуре и образован преимущественно зелеными и голубыми сланцами одноименной свиты, представляющими собой метаморфизованные базальты и их туфы. Подчиненное значение имеют пачки серых и голубоватых кварци-

Типичный химический состав пород Ганычаланского террейна (окислы — мас. %, микроэлементы — г/т)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,70	52,15	49,95	49,19	45,33	50,17	47,53
TiO ₂	0,11	1,39	0,28	2,13	4,44	1,13	1,78
Al ₂ O ₃	1,05	16,81	14,10	14,92	14,63	15,53	13,93
Fe ₂ O ₃	7,82	5,91	3,49	2,81	6,72	8,02	5,90
FeO	2,81	2,03	4,39	7,87	7,82	2,91	4,48
MnO	—	0,15	0,17	0,15	0,16	0,15	0,15
MgO	37,34	5,50	10,16	6,87	5,19	6,86	6,05
CaO	0,24	6,64	10,56	7,25	4,77	6,91	10,48
Na ₂ O	0,06	5,44	2,61	4,29	4,55	4,80	4,05
K ₂ O	0,12	0,13	0,22	0,90	1,22	0,18	0,12
P ₂ O ₅	—	—	—	0,31	0,50	0,18	0,17
П. п. п.	12,90	3,30	3,49	2,74	4,74	3,20	5,13
Сумма	100,15	99,45	99,42	99,43	100,07	100,04	99,77
H ₂ O	—	0,11	0,12	0,17	0,07	0,29	0,13
Rb	Н. а.	Н. а.	Н. а.	26	16	5	5
Sr	»	»	»	96	79	79	147
Ba	»	»	»	228	348	112	65
Nb	»	»	»	14	38	5	15
Zr	»	»	»	141	282	36	110
Nd	»	»	»	12	31	2	5
Y	»	»	»	35	23	2	5
Ce	»	»	»	22	68	5	18
La	»	»	»	5	45	5	22
Ni	34	75	145	Н. а.	120	Н. а.	220
Co	7	42	80	»	33	»	27
Cr	42	28	170	»	69	»	270
V	2	210	210	»	220	»	140
Cu		55	170	»	52	»	67

Примечание. 1—3 — перидотиты и габбро Хинантынупского субтеррейна; 4, 5 — метабазалты Ильпенеяского субтеррейна; 6, 7 — базальты Элгеминайского субтеррейна. Н. а. — нет анализа.

тов и яшмокварцитов и мраморизованных известняков. Эти породы занимают водораздельное пространство между реками Харитоня и Мал. Улупкин и Бол. Улупкин; метаморфическая полосчатость в них имеет устойчивое падение на северо-запад под углом 15—50°, редко круче.

Голубые сланцы Ильпенеяского субтеррейна детально охарактеризованы Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой [4]. Выделена глаукофан-лавсонитовая и зеленосланцевая зоны метаморфизма. В промежуточной зоне присутствуют либо глаукофан без лавсонита, либо лавсонит без глаукофана. Кроме того, для промежуточной зоны характерен эгирин-жадеитовый пироксен.

Среди метабазалтов Ильпенеяского субтеррейна выделяется толща массивных лав и пиллоу-лав, в которых сохранились реликты клинопироксена. Сравнительно низкое содержание титана в клинопироксене, по данным микронзондового анализа, указывает на принадлежность базальтов к толеитовой серии. В метабазалтах присутствует роговая обманка — или первично магматическая (с высоким содержанием титана), или отражающая ранний метаморфизм базальтов.

Кроме того, в Ильпенеяском субтеррейне распространены миндалекаменные базальты в ассоциации с туфами.

По геохимическим данным (табл. 1), массивные лавы и пиллоу-лавы соответствуют толеитовым базальтам, промежуточным по составу между толеитами MORB и толеитами океанических островов. Миндалекаменные

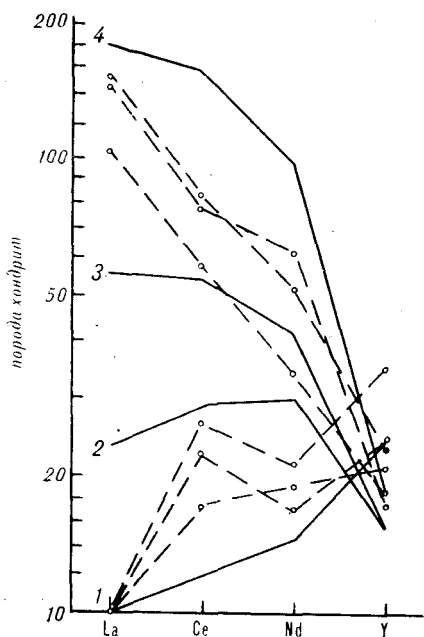


Рис. 3. Два типа метабазальтов Ильпенейского субтеррейна (пунктир). Тренды для океанических базальтов по [13]:

1 — базальты тихоокеанских срединно-океанических хребтов; 2—4 — Гавайские базальты (2 — толеитовые, 3 — оливин-щелочные, 4 — нефелин-мелилитовые).

базальты аналогичны щелочным базальтам океанических островов (рис. 3).

А. В. Игнатьевым в Рестонской лаборатории Геологической службы США под руководством д-ра М. Канка выполнено Ag—Ag-определение возраста мусковита (фенгита) из кварцитов, отобранных в верховьях р. Харитоня. В обоих пробах не было получено возрастное плато (рис. 4). Однако максимальные и минимальные значения Ag—Ag-возраста позволяют сделать вывод о ранне-, а не среднепалеозойском, как это считалось ранее [4], времени формирования голубых сланцев. По сохранившимся отдельным ступеням возраст глаукофансланцевого метамор-

физма, вероятно, может быть определен в интервале 520—530 млн лет (поздний кембрий).

Хинантынупский субтерреин образован полосчатыми габбро и гипербазитами. Последние распространены незначительно, встречаются обычно в подошвах пластин и превращены в серпентинитовый меланж.

В верховьях р. Харитоня пластина, сложенная габбро и гипербазитами, перекрывает метаморфиты Ильпенейского субтеррейна; в целом моноклиальное падение контакта на северо-запад местами осложнено синформным и антиформным перегибами. В частности, на водоразделе р. Харитоня и рек Ганычалан и Бол. Упупкин наблюдается синформная складка, ядро которой сложено габбро, а крылья — метаморфитами ильпенейской свиты. К контактам приурочены зоны серпентинитового меланжа, имеющие встречное относительно пологое (до 30°) падение.

По реликтам первичных минералов и химическому составу (см. табл. 1 и 2) серпентиниты разделяются на перидотиты (гарцбургиты?) и плагиоклазовые перидотиты. Характерна высокая железистость оливина. По составу хромистая шпинель отличается от шпинели альбинотипных перидотитов (рис. 5). В ультрабазитах присутствуют реликты бледно-коричневой роговой обманки, которая, по высокому содержанию титана и алюминия, является первично магматической.

В габброидной части разреза встречаются сравнительно слабо измененные оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро и горнблендиты. Среди габбро залегают «слои» цоизитовых амфиболитов и амфибол-гранат-кварцевых сланцев [7]. Микронзондовые анализы минералов габброидов и амфиболитов приведены в табл. 2. Парагенезис магнезиального оливина и анортита — типичный для океанических офиолитов. Однако в габброидах Хинантынупского субтеррейна оливин более железистый по сравнению с оливинами из габбро куюльских офиолитов [11]. В габброидах встречается первичная магматическая роговая обманка, которая замещается метаморфической роговой обманкой, отражающей сравнительно высокотемпературный метаморфизм Хинантынупского субтеррейна. Параметры метаморфизма могут быть оценены по составу минералов гранатовых амфиболитов (см. табл. 2) — граната (35 %), кварца (40 %), роговой обманки (23 %) и плагиоклаза № 20—22 (2 %). Низкое содержание плагиоклаза заставляет предполагать высокие давления при формировании гранат-кварцевых амфиболитов. По гранат-

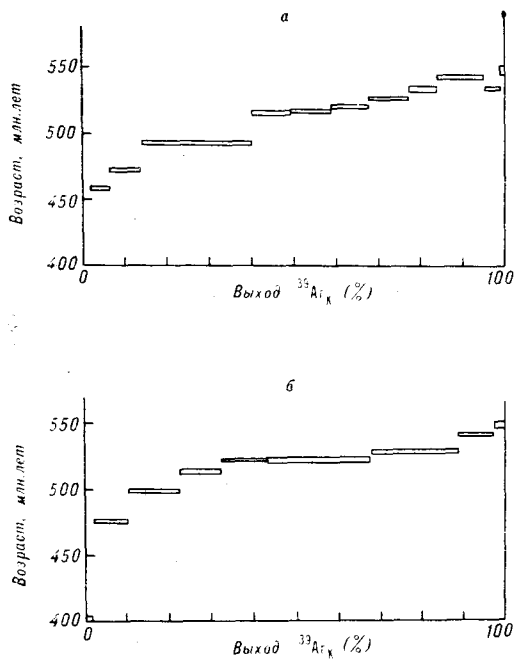


Рис. 4. Определение возраста кварцитов Ильинейского субтеррейна:

а — обр. 9Р63-2: мусковит, минимальный возраст 460 млн лет, максимальный — 543 млн лет; б — обр. G361-3: мусковит, минимальный возраст — 401 млн лет, максимальный — 547 млн лет.

амфибол-плагноклазовому геотермобарометру [10] температура метаморфизма составляла 625 °С, а давление — 8,8—9 кбар; по амфиболовому геотермобарометру [8] температура равна 625 °С, а давление — 10 кбар. $Ar-Ag$ -возраст роговой обманки из габбро 559 ± 3 млн лет (возрастное плато хорошо выражено; рис. 6, а), гранат-роговообманкового сланца — около 550 млн лет (возрастное плато выражено слабо; рис. 6, б). Таким образом, внедрение габброидов и формирование гранатовых амфиболитов Хинантынупского субтеррейна происходило почти в одно время, в раннем кембрии. Глаукофан иногда обрастает кристаллы зеленой роговой обманки из амфиболитах, что указывает на более позднее время глаукофансланцевого метаморфизма, затронувшего породы Хинантынупского террейна.

Элгеминайский субтерреин примыкает с северо-запада к габбро и гипербазитам Хинантынупского субтеррейна и образован преимущественно стратифицированными породами ордовикского возраста. Контакт между субтеррейнами отчетливо тектонический, к нему приурочена мощная зона крутопадающего разлома, вероятно, сдвига. Предположение о том, что Элгеминайский субтерреин занимает верхнее структурное положение в рамках Ганычаланского террейна, обосновывается тем, что ордовикские породы наблюдаются в ядре упоминавшейся выше синформы верховий р. Харитоня, на ее юго-западном продолжении.

По-видимому, в основании ордовикского разреза залегает толща диабазов, образуя изолированный тектонический блок в бассейне р. Харитоня в 4 км выше руч. Олений. Диабазы относительно однородны, в той или иной степени катаклазированы.

Ниже по течению (и, вероятно, выше по разрезу) по фрагментам разрезов в отдельных обнажениях реконструируется следующая последовательность (по [2], с дополнениями):

1. Пиллоу-базальты, межподушечное пространство в которых нередко выполнено бурым карбонатным веществом или яшмовидными кремнями. Пачка содержит относительно маломощные (до 5 м) прослойки красно-коричневых, реже бледно-зеленых кремнистых туффицитов и кремней

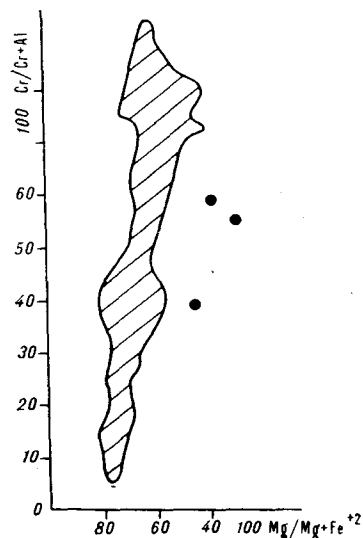


Рис. 5. Состав хромшпинели из перидотитов Хинантынупского субтеррейна.

Заштриховано поле шпинелей альпинотипных перидотитов по [15].

Представительные анализы реликтовых минералов в породах Хинантынупского субтеррейна, мас. %

Компонент	9P53-1, перидотит				9P53-4 P1, перидотит						9P56-2 01, габбро-норит					9P43-6, габбро-норит			9P54-4 01, габбро		
	O1	Opх	Срх	Sp	O1	Opх	Срх	Sp	Нб	P1	O1	Opх	Срх	Нб	P1	Opх	Срх	P1	O1	Срх	P1
SiO ₂	39,62	55,32	52,58		39,58	56,03	53,04		44,02	44,66	37,76	54,27	53,78	44,75	44,84	56,61	53,80	54,17	38,48	52,55	44,15
TiO ₂	—	0,15	0,40	0,79	—	0,12	0,05	0,42	2,06	0,03	—	0,01	0,11	0,73	0,00	0,05	0,11	0,00	—	0,14	—
Al ₂ O ₃	—	1,73	2,58	20,48	—	1,35	1,84	22,04	11,57	35,32	—	1,14	1,59	11,13	35,50	1,08	2,15	28,97	—	2,10	35,75
Cr ₂ O ₃	—	0,29	0,59	36,40	—	0,19	0,33	35,91	1,49	—	—	0,02	0,01	0,07	—	0,00	0,00	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,00	0,34	11,67	—	0,00	0,48	9,22	—	—	—	1,33	0,10	—	—	0,00	0,00	—	—	—	—
FeO	16,58	10,91	3,66	21,48	16,40	10,84	2,92	26,30	6,32	—	24,35	14,17	5,44	8,78	0,40	19,52	7,68	0,40	21,59	6,73	0,20
MnO	0,23	0,26	0,14	0,33	0,18	0,20	0,10	0,46	0,10	0,15	0,33	0,36	0,18	0,12	0,06	0,44	0,11	0,00	0,29	0,25	—
MgO	43,52	29,91	15,69	9,25	44,11	30,09	15,89	5,97	16,22	0,00	37,95	28,01	15,73	16,02	—	20,85	13,56	—	39,73	15,51	—
CaO	—	1,24	23,83	—	—	0,73	25,07	—	12,38	17,59	—	0,34	23,78	12,04	18,60	1,40	22,48	11,70	0,02	21,21	18,14
Na ₂ O	—	—	0,20	—	—	—	0,00	—	2,32	2,04	—	—	0,06	1,95	0,76	—	0,51	4,66	—	0,24	0,60
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	0,02
Сумма	99,95	99,81	100,01	100,40	100,27	99,55	99,72	100,32	96,59	99,79	100,39	99,65	100,78	95,66	100,16	99,95	100,40	99,90	100,11	98,73	98,86

Формульные коэффициенты

Si	1,002	1,958	1,927	—	0,997	1,981	1,947	—	6,388	2,068	0,989	1,957	1,963	6,576	2,067	2,065	1,982	2,449	0,996	1,959	2,057
Ti	—	0,004	0,011	0,151	—	0,003	0,001	0,082	0,225	0,001	—	0,000	0,003	0,081	0,000	0,001	0,003	0,000	—	0,004	—
Al	—	0,072	0,111	6,141	—	0,056	0,080	6,711	1,979	1,927	—	0,049	0,068	1,928	1,929	0,046	0,093	1,544	—	0,092	1,963
Cr	—	0,008	0,017	7,323	—	0,005	0,010	7,335	0,171	—	—	0,001	0,000	0,008	—	0,000	0,000	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,000	0,009	2,234	—	0,000	0,013	1,792	—	—	—	0,036	0,003	—	—	0,000	0,000	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,351	0,323	0,112	4,571	0,346	0,321	0,090	5,682	0,767	—	0,533	0,427	0,166	1,079	0,015	0,596	0,237	0,015	0,467	0,210	0,008
Mn	0,005	0,008	0,004	0,071	0,004	0,006	0,003	0,101	0,012	0,006	0,007	0,011	0,006	0,015	0,004	0,014	0,003	0,000	0,006	0,008	—
Mg	1,641	1,578	0,857	3,509	1,657	1,586	0,870	2,299	3,509	0,000	1,482	1,506	0,856	3,509	—	1,134	0,745	—	1,533	0,862	—
Ca	—	0,047	0,936	—	—	0,028	0,986	—	1,925	0,873	—	0,013	0,930	1,896	0,919	0,055	0,887	0,567	0,001	0,847	0,906
Na	—	—	0,014	—	—	—	0,000	—	0,653	0,183	—	—	0,004	0,556	0,068	—	0,036	0,409	—	0,017	0,054
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0,020	—	—	—	—	0,013	—	—	—	—	—	—	0,001
f(An)	17,61	16,99	11,58	56,58	17,26	16,81	9,35	71,19	17,94	82,65	26,47	22,11	16,25	23,52	93,12	34,43	24,11	58,11	23,40	19,60	94,20

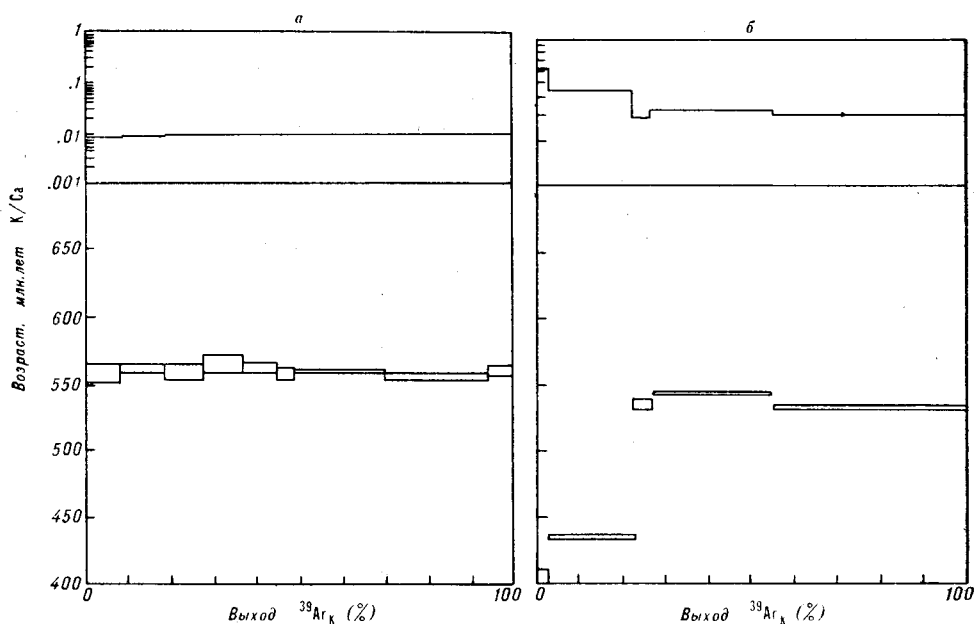


Рис. 6. Определение возраста магматической роговой обманки (обр. 9P66-1) из габбро Хинантынупского субтеррейна (а) и метаморфической роговой обманки (обр. 9P60) из гранат-кварцевого кристаллического сланца Хинантынупского субтеррейна (б).

с *Ulcundia* aff. *incompleta* (Nasarov) и радиоляриями *Jnanibigutta* cf. *aksakensis* Nasarov и др. (сборы Н. Л. Евглевского, определение Б. Назарова) до 1000 м.

2. Горизонт светло-серых известняков изменчивой мощности, иногда выклинивающийся по простиранию, с прослоями темно-серых и черных плитчатых кремней. В известняках собрана фауна конодонтов, трилобитов и брахиопод. Комплекс конодонтов характерен для граптолитовой зоны *Nemagraptus gracillis* верхнего лландейло — нижнего карадокса, трилобиты определены как позднеордовикские — раннесилурийские, а брахиоподы — как среднеордовикские — раннесилурийские. В кремнистых породах из нашей коллекции установлены (В. С. Руденко) *Ulcundia* до 100 м.

3. Горизонт полимиктовых валунно-галечных конгломератов с маломощными прослоями брекчированных известняков, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев. В последних обнаружены среднеордовикские граптолиты. Гальки и валуны в конгломератах хорошо окатаны и представлены известняками (до 50 %), кремнями, реже базальтами и песчаниками. В гальках известняков А. Ю. Журавлевым [5] обнаружены археоциаты *Cordilleracyathus* sp., *Graphoscyphia* sp. и карбонатные проблематики *Tubulaconus kordeae* Handf., а также карбонатные водоросли *Renalcis granosus* Vologd., *Gordonophyton parvulum* Voron. et Drosd., *Kordephyton crinitum* (Korde) *Girvanella sibirica* Masl. [3]. В гальках известняков из нашей коллекции А. Поповым обнаружены и определены остатки известковых водорослей *Renalcis pectunculus* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Epiphyton* cf. *fruticosum* Vologd., *Proaulopora* sp. Перечисленные виды археоциат, проблематик и водорослей определяют возраст известняков в гальках ботомским веком раннего кембрия. Вероятно, к раннему кембрию следует относить часть галек, сложенных кварцевыми калькаренитами. Кроме того, в нашей коллекции встречаются гальки известняков, в которых Л. Г. Бондаренко обнаружила и определила конодонты *Pygodus anserinus* Lamont et Lindstrom, *Cahabagnathus sweeti* Bergstrom, *Protopanderodus varicostatus* (Sweet and Bergstrom), *Phragmodus* sp., *Periodon aculeatus* Hadding, *Paltodus semisymmetricus* (Namar), соответствующие конодонтовой зоне *Pygodus anserinus*

Сев. Америки или граптолитовой зоне *Nemagraptus gracilis* верхнего лландейло — нижнего карадока среднего ордовика. Из кремневых галек В. С. Руденко выделены и определены *Ulcundia*, аналогичные обнаруженным в кремнях нижележащей толщи до 200 м.

4. Толща глинистых сланцев и филлитов с маломощными линзовидными прослоями известняковых песчаников и известняков, реже гравелитов и конгломератов, редко эффузивов среднего состава. Толща охарактеризована фауной граптолитов зоны *Climacograptus longispinus supernus* верхнего ордовика до 1500 м.

Как видно из приведенного описания, средне-верхнеордовикский разрез включает две контрастные части — кремнисто-известково-базальтовую (горизонты 1—2) и терригенную (горизонты 3—4).

Базальты Элгеминайского субтеррейна испытали сильные вторичные изменения с развитием альбита, эпидота, актинолита, хлорита, глинистых минералов. В большинстве анализов потери при прокаливании значительно превышают 5 %.

В табл. 1 приведены анализы сравнительно слабо измененных базальтов. По содержанию TiO_2 , Ni, Cr они близки к базальтам MORB, но отличаются низкими содержаниями Y. Реликтовый клинопироксен содержит очень малое количество TiO_2 (0,12—0,16 %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ганычаланский террейн имеет гетерогенное строение и сложен геологическими образованиями, которые первоначально формировались в различных обстановках. Вероятно, ультрабазиты, габброиды и амфиболиты Хинантынупского субтеррейна совместно с базальтами Ильпенеинейского субтеррейна представляют собой офиолитовую ассоциацию океанического острова. Следующие данные свидетельствуют об этом:

перидотиты и габбро ассоциируют с высокотитанистыми толеитами и щелочными базальтами гавайского типа с большим количеством туфов; в габброидах отмечается повышенное содержание титана; в перидотитах и габброидных породах присутствует магматическая высокотитанистая роговая обманка;

Ag—Ar-возраст образования габбро и гранат-амфиболовых сланцев Хинантынупского субтеррейна близок к возрасту метаморфизма кварцитов Ильпенеинейского субтеррейна (559, 550 и 530—520 млн лет соответственно).

Амфиболиты и амфиболовые сланцы Хинантынупского субтеррейна, судя по близкому возрасту габбро и гранат-амфиболовых сланцев, отражают ранний метаморфизм офиолитов, связанный с перемещением пластин разогретых габброидных пород сразу же после формирования симанунтов в процессе внутриокеанических деформаций. Метаморфические породы формировались в условиях высоких температур (625 °C) и давлений (9 кбар). Позднее базальты и осадочные породы Ильпенеинейского субтеррейна были превращены в голубые и зеленые сланцы. Метаморфизм фации голубых сланцев в меньшей мере затронул породы Хинантынупского субтеррейна.

Элгеминайский субтеррейн сложен двумя резко различными комплексами пород. Нижняя часть разреза, представленная диабазами и пиллоу-базальтами, перекрытыми кремнисто-известняковой пачкой лландейло-карадокского возраста, по особенностям пород и геохимическим характеристикам соответствует верхней части разреза океанической коры. Верхняя часть Элгеминайского субтеррейна сложена позднеордовикскими конгломератами с галькой пород всех трех субтеррейнов Ганычаланского террейна.

Ильпенеинейский и Хинантынупский офиолитовые субтеррейны возникли, вероятно, в результате коллизии океанического острова с континентальной окраиной в раннем кембрии. Элгеминайский субтеррейн является фрагментом океанического или задугового бассейна, который

в конце ордовика соединился с Ильпенеи́ским и Хинанты́нупским субтеррейнами в единый Ганычаланский террейн. Видовой состав археоцита в экзотической гальке раннекембрийских известняков указывает на возможную близость Ганычаланского террейна к краю Североамериканского континента в позднеордовикское время. Девонские, пермские и поздне-триасовые отложения в меланже представлены шельфовыми фациями и, вероятно, образовались на окраине террейна, составлявшего часть пассивной окраины.

Аккреция Ганычаланского террейна к континентальной окраине Азии произошла в раннемеловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника.— 1981.— № 1.— С. 105—120.
2. Белый В. Ф., Колясников Ю. А., Красный Л. Л. Ордовикские отложения Пенжинского хребта (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 6.— С. 1416—1419.
3. Воронова Л. Г., Дроздова Н. А. К вопросу о биогеографии раннего кембрия (на материалах изучения водорослей) // Проблемы палеобиогеографии Азии.— М.: Наука, 1986.— С. 34—55.
4. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
5. Журавлев А. Ю. Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР // Кембрий Сибири и Средней Азии.— М.: Наука, 1988.— С. 97—110. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 720).
6. Маркевич П. В., Филиппов А. Н., Малиновский А. И. и др. Фанерозойское геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Корякско-Камчатской области // Геосинклинальный литогенез на границе континент — океан.— М.: Наука, 1987.— С. 10—135.
7. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паладжян С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.— С. 30—70.
8. Мишкин М. А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 312, № 4.— С. 944—946.
9. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки.— М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
10. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.
11. Ханчук А. И., Григорьев В. Н., Голозубов В. В. и др. Куюльский офиолитовый террейн/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
12. Чехов А. Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.— С. 10—106.
13. Шиллинг Дж.-Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 198—241.
14. Coneу P. J., Jones D. L., Monger J. W. H. Cordilleran suspect terranes // Nature.— 1980.— V. 288.— P. 329—333.
15. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contribs. Mineral. Petrol.— 1984.— V. 86, N 1.— P. 54—76.
16. Jones D. L., Howell D. G., Coneу P. J., Monger J. W. H. Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. Proc. of the Oji Intern. Seminar on Accretion tectonics, Japan, 1981.— Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp., 1983.— P. 21—35.
17. Monger J. W. H., Berg H. C. Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska. Map MF-1874-B, 1 sheet, scale 1 : 25 500 000.— U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies, 1987.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТОЛЩИ И ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ БАСЕЙНА р. КРИЧАЛЬСКАЯ (Западная Чукотка)

Формировавшиеся в континентальных условиях вулканогенные отложения, развитые в пределах Курьинского кряжа, объединены в курьинскую серию, возраст которой определяется как поздний кимеридж—волжский век. Серия включает четыре толщи (липаритодацитовую, андезитодацитовую, андезитобазальтовую и андезитовую) общей мощностью 2500—2700 м. Впервые выделены вулканоструктуры разных порядков: Курьинская вулканотектоническая депрессия, кальдеры оседания (диаметром 35—37 км), кальдеры обрушения (диаметром 12 км) и купольно-кольцевые структуры (диаметром 6—12 км). Эти вулканоструктуры сопровождаются кольцевыми, дуговыми и радиальными дизъюнктивными соответствующих порядков. Вулканическая деятельность происходила в островодужной обстановке.

Олойско-Анюйское междуречье, частью которого является рассматриваемый район, является одним из наиболее спорных геологических объектов Западной Чукотки. Достаточно сказать, что взгляды геологов варьировали от отнесения данной территории к геологическим структурам платформенного типа [1, 6] до признания эвгеосинклиналиного характера ее развития [2—5, 7]. В последние годы в связи с внедрением космофотогеологического метода исследования возрос интерес к земным кольцевым структурам (КС). Космические снимки и результаты полевых наблюдений свидетельствуют о проявлении КС и в пределах указанного междуречья, но в работах по его геологии подобные структуры пока не нашли должного отражения. На примере одного из районов в юго-восточной части Курьинтрго кряжа мы предполагаем показать роль КС в геологическом строении междуречья.

Район сложен отложениями верхнего триаса и верхней юры. Первые в нижней части сложены вулканотерригенными и туфогенными песчаниками, алеволитами, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, пластами лав и туфов андезитов и андезитобазальтов. В верхней половине разреза залегают лейцитовые и нормальные базальты и андезитобазальты. Мощность триасовых отложений 1100—1400 м. В 8 км к северу от района в долине р. Оранжевая в сходных осадочных породах собрана фауна монотисов (В. И. Сизых, В. А. Игнатьев, 1967 г.).

Породы верхней юры представлены существенно вулканогенными образованиями со специфическим набором признаков, позволяющих выделить их в самостоятельную серию, названную нами курьинской. В разрезе серии обособляются четыре толщи, характеризующиеся следующими особенностями.

1. Состав вулканитов изменяется постепенно от кислых в нижней части курьинской серии до основных в верхней. Разрез завершает толща субщелочных андезитов.

2. Для участков, сложенных породами двух нижних толщ — липаритодацитовой и андезитодацитовой, характерна насыщенность субвулканами различного состава и разрывными нарушениями разной интенсивности, а также площадные и линейные гидротермальные изменения пород, сопровождаемые золотосеребряным оруденением. В вышележащих отложениях андезитобазальтовой и андезитовой толщ указанные признаки проявлены в значительно меньшем объеме и с меньшей интенсивностью.

3. Вулканогенные породы в составе каждой толщи объединены набором «маркирующих» порообразующих минералов, в первую очередь темноцветных. Последние снизу вверх по толщам сменяются в следующей последовательности: бурый биотит + зеленая роговая обманка — базальтическая роговая обманка — бледно-зеленый авгит + розоватый гиперстен + оливин — буровато-зеленая роговая обманка.

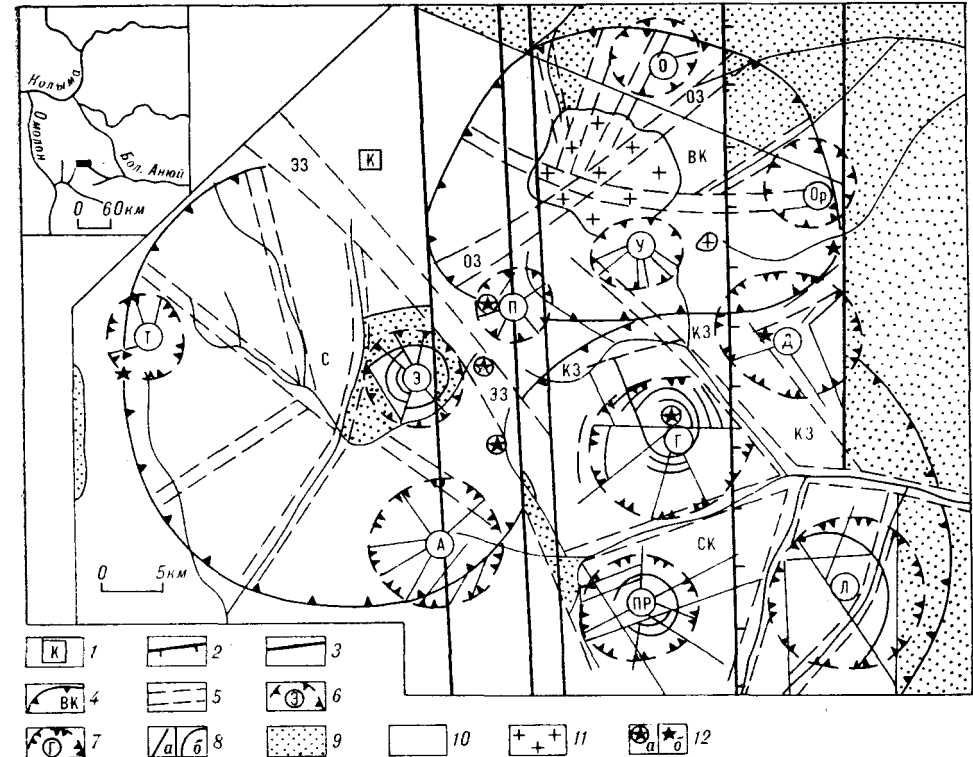


Рис. 1. Структурная схема междуречья Кричалская, Средняя и Яровая.

1 — Курьинская вулканотектоническая депрессия (вулканоструктура первого порядка); 2 — западное ограничение зоны Анюйского глубинного разлома; 3 — меридиональные разломы, сопровождающие Анюйский глубинный разлом; 4 — вулканоструктуры второго порядка — кальдеры оседания (С — Средняя, СК — Средне-Кричалская, ВК — Верхне-Кричалская); 5 — дуговые и радиальные зоны дробления и трещиноватости второго порядка (ЭЗ — Эоловая, КЗ — Кричалская, ОЗ — Овражья); 6, 7 — вулканоструктуры III порядка: 6 — купольно-кольцевые структуры (Э — Эоловая, П — Пограничная, У — Уюнская, О — Овражья, Ор — Оравжвая); 7 — кальдеры обрушения (Г — Горелая, Д — Двойная, Т — Ташская, А — Атская, ПР — Право-Раковская, Л — Лунная); 8 — разрывные нарушения третьего порядка радиальные (а), дуговые, кольцевые (б); 9 — нижний структурный ярус (отложения верхнего триаса); 10 — верхний структурный ярус (отложения курьинской серии верхней юры); 11 — раннемеловые (?) гранитоиды; 12 — нежки установленные (а), предполагаемые (б). На врезке: залит — район работ.

4. Формирование отложений курьинской серии происходило в наземной обстановке, на что указывают присутствие сваренных туфов и игнимбритов, красноватые тона окраски пород, наличие линз туффитов и туфоконгломератов с обломками древесины и остатками хвойных, гингковых и хвощевых растений мезозойского возраста (определение Г. Г. Филипповой, СВНГО, Магадан) и полное отсутствие морских осадков и фауны.

Липаритодацитовая толща в видимой нижней части сложена розовато-серыми липаритодацитами (250 м), выше пачка (300 м) зеленовато-серых дацитов и их литокластических туфов (доля туфов до 30 %), и завершает разрез пачка сиреневато- и зеленовато-серых пепловых и литокластических туфов дацитов и липаритодацитов, их лав и игнимбритов. Пепловые (и сваренные) туфы и игнимбриты характерны для западной части района, в частности, для Пограничной вулканоструктуры (рис. 1, 2), где эта пачка исключительно туфовая. На востоке преобладают грубые до агломератовых литокластические туфы, доля лав здесь около 10 %. По периферии кальдер обрушения (что соответствует подножиям вулканов) в литокластических туфах появляются линзы темно-серых с фиолетовым и зеленоватым оттенком туффитов с обломками ископаемой древесины. В самом верху разреза к северу от вулканоструктуры Горелая присутствуют валунно-галечные туфоконгломераты мощностью до 15 м. Галька и валуны (до 2 м) хорошо окатанные, сложены черными базальтами и, реже, кислыми эффузивами. Цементом является туфовый материал кис-

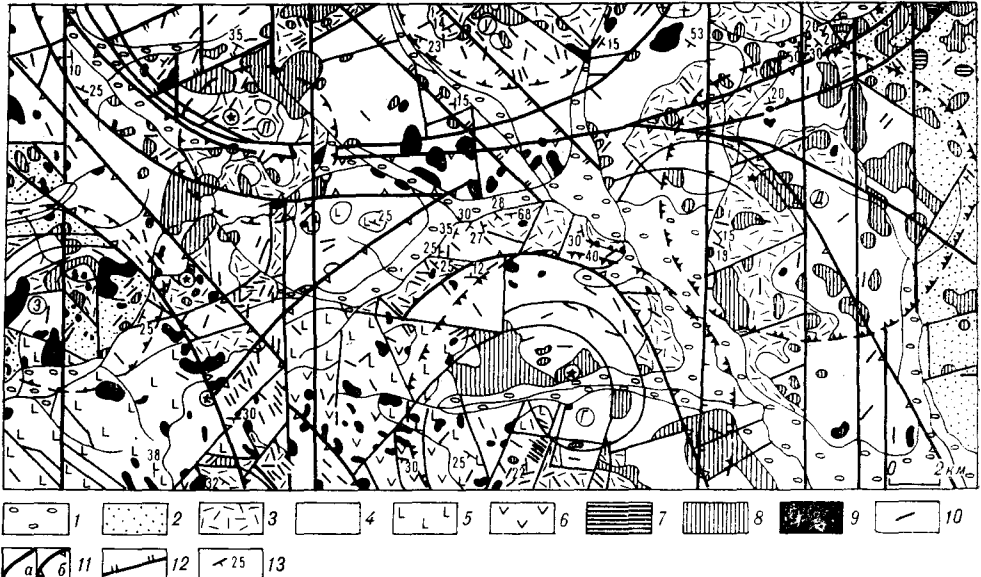


Рис. 2. Структурно-геологическая схема бассейна р. Кричалская.

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные и вулканогенные отложения норийского яруса верхнего триаса; 3—6 — отложения курьинской серии верхней юры; 3 — породы липаритодацитового толща, 4 — породы андезитодацитового толща, 5 — породы андезитобазальтового толща, 6 — породы андезитовой толща; 7 — поднетриасовые субвулканические тела базальтов; 8, 9 — позднюрские субвулканические интрузии: 8 — первой стадии вулканизма (липаритодациты, дациты, андезитодациты), 9 — второй стадии вулканизма (андезитобазальты, базальты, андезиты, дациты, липаритодациты, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, сиенитодиориты); 10 — субвулканические дайки первой и второй стадии вулканизма; 11 — кольцевые и дуговые разломы (а) и зоны дробления (б); 12 — радиальные трещинные зоны второго порядка; 13 — залегание пластов. Остальные условные знаки см. на рис. 1.

лого состава. Сходные по составу галечные туфоконгломераты встречаются у северной границы вулканоструктуры Двойная.

В пределах купольно-кольцевых структур и кальдер обрушения мощность верхней пачки до 150 м, на остальной части первые десятки метров. Мощность липаритодацитовой толщи 700 м. Андезитодацитовая толща начинается с пачки (мощностью 100—150 м) зеленых андезитодацитов, розовато- и сиреневато-серых лав, пепловых и литокластических туфов дацитов. Объем туфов в частных разрезах от 10 % до 35 %. Выше залегают андезитодациты, их литокластические туфы, подчиненные им пласты пироксен-роговообманковых андезитов и их туфов. В южной части района в верхах разреза появляются андезитобазальты. Объем туфов в этой пачке по периферии кальдер обрушения достигает 35—40 %, в других частях района — не более 10—20 %. В целом для толщи характерен существенно амфиболовый состав вулканитов с базальтической роговой обманкой. В андезитах и андезитобазальтах присутствуют также диопсид-геденбергит и авгит. Мощность андезитодацитовой толщи 800—850 м.

Андезитобазальтовая толща в пределах вулканоструктуры Горелая связана с андезитодацитовой толщей постепенным переходом. К северу от этой структуры в основании толщи залегают валуно-галечные туфоконгломераты с валунами (не более 0,3 м) и галькой дацитов, вторичных кварцитов, андезитодацитов, андезитов и андезитобазальтов из состава андезитодацитовой толщи. Туфоконгломераты содержат прослойки пепловых туфов основного состава, переходящие по латерали в туффиты. Данная вулканотерригенная пачка участками замещена пачкой пепловых и литокластических туфов основного состава. В пределах вулканоструктуры Горелая андезитобазальтовая толща сложена серыми и зелеными авгит-гиперстеновыми и оливин-авгитовыми андезитобазальтами и базальтами с единичными пластами андезитодацитов. В северо-западной части структуры преобладают вишнево-красные и сиреневато-серые пепловые, реже литокластические туфы основного состава, с которыми ассо-

цируют миндалекаменные базальты и андезитобазальты. В южной части этой вулканоструктуры объем туфов достигает 65 %. Мощность андезитобазальтовой толщи 600—650 м.

Андезитовая толща слагает водораздельные части рельефа. Граница с подстилающей толщей проводится по подошве пласта кластолавы андезитов мощностью до 10 м. В кластолаве оплавленные обломки андезитобазальтов, андезитов и дацитов сцементированы лавокластическим цементом среднего состава с буровато-зеленым амфиболом. Толща представлена чередованием пластов серых и зеленовато-серых субщелочных андезитов, их вишнево-красных и сиренево-серых пепловых и литокластических туфов, редких пластов андезитодацитов; в верхах появляются лавы и пепловые туфы дацитов. Объем туфов в разрезе толщи 45—80 %. В средней части разреза присутствует пласт туфоконгломераций, а в 20 м выше по разрезу — пласт туфоконгломератов мощностью 2 м с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами вулканитов нижележащих толщ. Мощность андезитовой толщи 450—500 м, суммарная мощность отложений курьинской серии 2500—2700 м.

Субвулканическая фация позднеюрских вулканитов представлена петрографическими аналогами лав и полнокристаллическими гранитоидами, сиенитодиоритами и сиенит-порфирами. Субвулканы отличаются от лав повышенным содержанием вкрапленников (до 50 %) и появлением в кислых разностях микрографической, гипокристаллической и т. п. структур. Крупные (площадью до 5 км²) субвулканы первой стадии вулканизма, сложенные липаритодацитами, дацитами и андезитодацитами, концентрируются обычно внутри локальных вулканоструктур (см. рис. 2), а в структуре Пограничная в ее краевой части. Породы субвулканов, приуроченных к мощным зонам дробления по периферии кальдер оседания, контаминированы ксенолитами субщелочных и основных пород или плирами метасоматических темноцветных минералов. Субвулканические дайки первой стадии контролируются, обычно, радиальными и концентрическими трещинами, сопровождающими локальные вулканоструктуры третьего порядка, а дайки андезитодацитов в основном дизъюнктивными с простиранием 310—330° (в первую очередь Эоловой зоной). 83 % даек первой стадии по 94 замерам имеют мощность 1—10 м, остальные — менее 1 м и до 40—50 м.

Ореол субвулканов второй стадии (андезиты, андезитобазальты, базальты, липаритодациты, дациты, гранодиорит-порфиры) сужается, их основная часть сосредоточена в зонах дробления второго порядка и в сопутствующих им трещинах. Площади их выходов не более 1 км². Более 50 % даек (по 51 замеру) имеют мощность в пределах 5—20 м, остальные — 1—3 м. В центре сильно денудированной вулканоструктуры Эоловая расположен прижерловой шток сиенитодиоритов и сиенит-порфиров, а по периферии структуры — серия даек сиенит-порфиров. По химизму и минералогическим особенностям эти породы близки к вулканитам андезитовой толщи.

До 10 % площади района сложено пропилитами и вторичными кварцитами. На юго-западе района над нескрытым гранитоидным телом развито небольшое поле грейзенов. Выявлено также большое количество линейных зон сульфидно-кварцевой и карбонатной минерализации и кварцевых жил (рис. 3). Центрами площадных изменений пород являлись магматические очаги под вулканоструктурами третьего порядка, к которым, в конечном счете, и тяготеют поля пропилитов и вторичных кварцитов. Наиболее благоприятные условия для циркуляции и разгрузки гидротерм существовали на тех участках вулканоструктур, которые оказались в зонах интенсивных подвижек по краю кальдер оседания и в радиальных зонах, пересекающих эти кальдеры. Наиболее ярко эти особенности размещения полей пропилитов и вторичных кварцитов выражены в вулканоструктурах Пограничная, Горелая и Двойная. В Уюнской структуре, расположенной вне мощных дуговых и радиальных зон второго порядка, поля измененных пород приурочены к внутренней части структуры. Про-

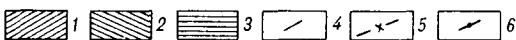
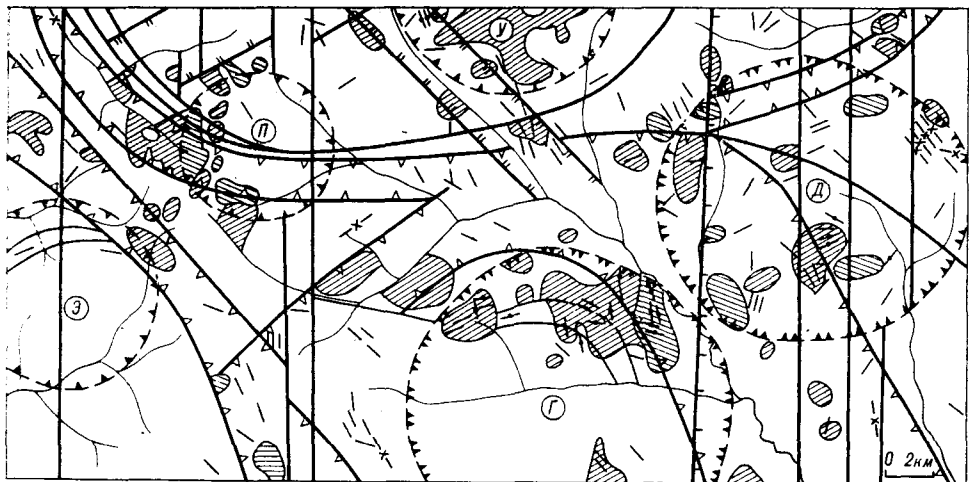


Рис. 3. Схема размещения зон и жил.

1 — пропилиты; 2 — вторичные кварциты; 3 — грейзены; 4, 5 — линейные зоны минерализации: 4 — сульфидно-кварцевые, 5 — карбонатные, 6 — кварцевые жилы. Остальные условные знаки см. на рис. 1 и 2.

пилитизация проявилась в две стадии. На ранней стадии объектами высоко- и среднетемпературных изменений явились породы липаритодацитово́й и андезитодацитово́й толщ и их субвулканическая фация, причем в пределах локальных вулканоструктур пропилиты ассоциируют с вторичными кварцитами. На второй стадии, последовавшей после тектонических подвижек в связи с развитием кальдер оседания (обусловивших дробление пропилитов, вторичных кварцитов и жил ранней стадии), проявилась низкотемпературная пропилитизация, наложившаяся и на породы андезитобазальто́й и андезитовой толщ.

Пласты верхнетриасовых пород, слагающих фундамент позднеюрских вулканоструктур, смяты в узкие линейные складки меридионального простирания на востоке и северо-западного — на западе района. Верхнеюрские вулканы выполняют Курьинскую вулканотектоническую депрессию (КВТД) северо-западного простирания (вулканоструктура первого порядка). В современном рельефе отпрепарированные вулканы и прорывающие их гранитоиды слагают Курьинский кряж. В юго-восточной части КВТД по комплексу геологических и геоморфологических признаков и по материалам аэро- и космосъемок нами выделены кольцевые вулканоструктуры двух основных размеров (порядков): диаметром 35—37 км (вулканоструктуры второго порядка) и диаметром 6—12 км (вулканоструктуры третьего порядка). В пользу их генетической связи с позднеюрским вулканизмом свидетельствует то, что сложены они исключительно вулканитами курьинской серии с закономерной сменой фаций и мощностей осадков по отношению к этим структурам. Структуры каждого порядка сопровождаются кольцевыми, дуговыми и радиальными дизъюнктивами, порядок которых соответствует порядку сингенетичной вулканоструктуры.

Структуры второго порядка мы идентифицируем с кальдерами оседания, формирование которых, как известно, связывается с опусканием кровли магматического очага после опустошения последнего в результате интенсивных вулканических извержений. К таким образованиям относятся Средняя, Средне-Кричальская и Верхне-Кричальская кальдеры, ограниченные мощными зонами брекчирования и повышенной трещиноватости. Центральные части первых двух кальдер в рельефе несколько опущены по отношению к их периферическим частям, и гидросеть, заложенная по радиальным трещинным зонам второго порядка, имеет центростреми-

тельный рисунок. В центре Верхне-Кричальской кальдеры возвышается массив гранитоидов и гидросеть отличается центробежным характером.

Структуры третьего порядка представлены купольно-кольцевыми структурами и кальдерами обрушения *. Первые в рельефе выражены в виде массивных гор, возвышающихся на 300—400 м над прилегающей местностью. Границы структур проведены по кольцевым разломам, вдоль которых иногда заложены речные долины. Залегание пластов периклинальное. В структуре Эоловая, расположенной в приподнятой периферийной части Средней кальдеры оседания, вскрыты отложения верхнего триаса. В ее ядре выход полнокристаллических сиенитоидиоритов. Четко выражена радиально-кольцевая система разломов. Диаметр структуры 8 км. Уюнская структура приурочена к опущенному внутреннему полю Верхне-Кричальской кальдеры оседания. В ядре Уюнской структуры выведены субвулканы, дизъюнктивы, в основном, радиальные. Диаметр структуры 12 км. Пограничный купол диаметром 6 км возник на пересечении крупных меридиональных разломов и дуговой зоны дробления второго порядка. По данным аэромагнитной съемки под куполом на глубинах от 300 м и более предполагается магнитоактивное тело гранитного состава. В пределах купольно-кольцевых структур закартированы неки, выполненные агломератовыми и спекшимися псефитовыми туфами дацитов.

Диаметр кальдер обрушения Горелая и Двойная 12 км. Границы их очерчены по дуговым и кольцевым разломам, цепочкам субвулканов и, частично, по Кричальской зоне брекчирования. На местности наиболее опущенной центральной части кальдеры Горелая соответствует резкое расширение долины руч. Нептун, заложеной по широтной трещинной зоне с центростремительным рисунком его притоков. Краевые части кальдеры возвышаются над ее центром на 150—200 м, сложены они породами липаритодацитовой и андезитодацитовой толщ на севере и на юге и андезитобазальтовой и андезитовой толщ на западе. Обрушение наиболее интенсивно проявилось в центре и в южной половине кальдеры. Периферические ее части, особенно на западе, почти не нарушены и пласты здесь сохраняют первичное периклинальное залегание. Некк в центре структуры выделен по выходу сильно измененной брекчии субвулканических дацитов среди их неизмененных разновидностей. Двойная кальдера обрушения отличается блоковым строением и отсутствием кольцевых разломов. Последнее, в сочетании с упоминавшимся выше преобладанием здесь агломератовых и псефитовых туфов, свидетельствует об эксплозивном происхождении кальдеры. Она сильно эродирована и в ее восточной части вскрыты триасовые породы. Пласты вулканитов курьинской серии с запада под углом 15—18° погружаются к центру структуры.

Анюйский глубинный разлом, протяженность которого достигает 230 км при ширине зоны разлома 10—15 км, контролирует магматические проявления разного состава и возраста (от поздне триасовых до меловых), к нему приурочена полоса выходов триасовых отложений, разделяющая верхнеюрские структурно-фациальные зоны.

В зоне Эоловая представлено сочетание магмоконтролирующего разлома северо-западного простирания, заложеного в начале формирования КВТД, и более позднего дугового разлома, ограничивающего кальдеру оседания Средняя. Ширина зоны 3—3,5 км, мощность отдельных зон дробления 500 м. В южной части района компактная Эоловая зона расщепляется на серию узких зон (от СЗ 335° до широтных), что связано с изменением свойств среды вследствие появления на глубине гранитоидного тела.

Кричальская зона брекчирования ограничивает с севера кальдеру Средне-Кричальская, ширина ее 3,5—5 км. Плоскости сместителей, вскры-

* Вулканоструктуры Тапская, Атская, Право-Раковская, Лунная, Овражья и Оранжевая нами выделены, но детально не изучены.

тые канавами, наклонены на юг и юго-восток под углами 80—85°. В зонах Эоловая и Кричальская наиболее сильно разрушены (превращены в щебень и вязкую глину) и гидротермально изменены породы двух нижних толщ курьинской серии. В вышележащих толщах фиксируются лишь узкие (не более 0,5 м) зоны дробления и минерализации.

Овражья трещинная зона пересекает кальдеру Верхне-Кричальская по аз. СВ 60°, ширина зоны 2,5—2,7 км. К ней приурочены субвулканы, жилы кварца, зоны минерализации и долины водотоков.

Особенности строения курьинской серии позволяют проследить ее от р. Кричальская на северо-запад на 170—180 км. Так, по составу пород и поствулканическим изменениям липаритодацитовый толще соответствуют палеотипные кислые вулканы, отнесенные В. С. Шабалиным и Э. С. Копытовым в 1965—1966 гг. к девону, а ныне датируемые поздней юрой. На междуречье Эльгечан (правый приток р. Омолон) — Баеково (левый приток р. Бол. Анюй) О. П. Тимофеев в 1968 г. залатировал толщу условно келловейских кислых эффузивов. Они перекрываются «немными» (раннемеловыми, по О. П. Тимофееву) толщами: внизу — лав и туфов андезитодацитов, дацитов, андезитов, базальтов (до 500 м), выше — лав и туфов базальтов, андезитобазальтов, андезитов (350—500 м). В редких пластах осадочных пород присутствуют остатки растений юрско-мелового возраста (определения Г. Г. Филипповой).

По аэромагнитным данным здесь четко выделяется КС диаметром 35 км, названная нами Баековской, сопоставимая с кальдерами оседания. По ее периферии трассируются выходы триаса, кислых вулканических келловей (?) и субвулканы, а по аз. СВ 20° через центр КС следится трещинная зона шириной 10 км, контролирующая многочисленные дайки, жилы и зоны минерализации. В 1,5 км южнее изученного нами района у подножия палеовулкана Горелый в груботерригенных породах верхней пачки липаритодацитовый толщи В. А. Шеховцевым (1986 г.) собрана флора, которая, по заключению Г. Г. Филипповой, позволяет датировать вмещающие осадки волжским веком. На юго-восток отложения курьинской серии прослеживаются на 40—45 км до левого борта р. Извилистая (бассейн р. Бол. Анюй). С северо-востока эти породы по разломам, ограничивающим КВТД, контактируют с породами триаса. В юго-западном направлении, по мере приближения к р. Курья, в отложениях серии уменьшается роль лав, туфы становятся более тонкими, а в существенно вулканогенных толщах кимериджа и волжского яруса в 8—10 км к северу от р. Курья появляются пласты песчаников и алевролитов с морской фауной, причем верхняя часть морского кимериджа состоит из лав и туфов липаритов и дацитов с прослоями туфогравелитов. В низах волжского яруса в груботерригенных породах резко преобладают обломки кислых вулканических пород, включая их субвулканические разновидности. Приведенные данные позволяют ограничить время формирования курьинской серии интервалом от позднего кимериджа до волги.

Выявленные особенности геологического строения дополняют ранее выдвигавшиеся аргументы, в том числе и петрохимические, в пользу островодужного характера развития Олойско-Аньюйского междуречья [2, 3]. Мы имеем в виду следующие признаки: 1) большая роль взрывчатых продуктов извержения, особенно на ранней стадии вулканизма и в его конечной фазе; 2) большая плотность вулканов и их крупные размеры; 3) высокая сейсмичность территории в эпоху вулканизма, отраженная в существовании протяженных линейных и кольцевых зон дробления, в наличии признаков обрушения вулканических построек. Но время развития островной дуги мы ограничиваем исключительно концом поздней юры.

Схема развития вулканизма представляется нам в следующем виде. В начальную фазу первой стадии вулканизма вулканы поставляли лаву кислого состава. Во вторую фазу был выброшен большой объем пирокластики и началось формирование кальдер оседания. К этому же времени относится обрушение центральной части палеовулкана Двойной.

Перерыв в извержениях отмечен накоплением валунно-галечного материала в водоемах у подножий вулканов.

В третью фазу питание вулканов осуществлялось из промежуточных камер и глубинных очагов, что привело к накоплению смешанной по составу пачки вулканитов в низах андезиодацитово-й толщи. С истощением промежуточных камер магма в течение длительного времени поставлялась только из глубинных очагов (из мантии?), отсюда достаточно выдержанный состав продуктов вулканизма. В конце третьей фазы в процессе «свертывания» температур происходит широкое пропаривание гидротермами вулканитов. Тогда же произошло обрушение вулканических построек и завершилось моделирование кальдер оседания. Вследствие истощения магматического очага прекратилась деятельность палеовулкана Двойной, а в деятельности палеовулкана Горелый наступил перерыв. Новые жерла возникли у западной обрушенной части этого вулкана. Для второй стадии вулканизма характерен существенно взрывчатый тип и резко выраженная тенденция к затуханию вулканической деятельности. Дважды наступали длительные периоды покоя, когда происходило частичное разрушение палеовулкана Горелый.

Купольно-кольцевые структуры формировались на протяжении всего периода вулканизма в связи с поступлением из глубин под ними вязкой магмы и ее диапировым воздействием на вмещающие толщи. В первую стадию вулканизма в сильно ослабленных зонах, в частности, в зоне Анюйского разлома, кислая магма прорывалась на дневную поверхность в купольных структурах и по их периферии. Небольшие порции магмы изливались и из жерла палеовулкана Горелый в конце вулканической деятельности, но основные объемы кислой магмы в этот период застыли на глубине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. А., Часовитин М. Д. К тектонике Олойско-Анюйского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. — Магадан, 1966. — С. 41—55.
2. Натальин Б. А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. — М. Наука, 1978.
3. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. — 1981. — № 7. — С. 3—15.
4. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
5. Сизых В. И. Формации, тектоника и история геологического развития Олойской складчатой зоны Северо-Востока СССР: Автореф. канд. дис. — Иркутск, 1973.
6. Соловьев В. И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986.
7. Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 210, № 5. — С. 1174—1176.

ПГО Севвостгеология
Билибино Магаданской обл.

Поступила в редакцию
24 июля 1991 г.

УДК 551.24+551.73+552.30

И. В. Гордиенко

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Рассмотрены океанические (окраинно-морские), островодужные и континентальные магматические ассоциации каледонид, дано краткое описание разнообразного магматизма и эндогенного оруденения региональных вулканоплутонических поясов среднего и верхнего палеозоя, сформировавшихся на древних активных континен-

тальных окраинах андийского и тихоокеанского типов. Даны палеогеодинамические реконструкции венд-раннекембрийского, девон-раннекарбонowego, средне-позднекарбонowego—раннепермского и верхнепермско-раннетриасового времени. Сделан вывод о связи магматизма и эндогенного оруденения с тектоническим положением и сложным взаимодействием конструктивных и деструктивных границ литосферных плит и микроплит в палеозоидах складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы, охватывающее горные сооружения Тувы, Саяна, Монголии и Забайкалья, представляет в настоящее время сложнопостроенную складчато-глыбовую область длительного геологического развития.

На изученной территории в течение палеозоя протекали интенсивные тектономагматические процессы. Здесь широко были развиты венд-нижнепалеозойские (каледонские), среднепалеозойские (раннегерцинские) и верхнепалеозойские (позднегерцинские) структурно-формационные комплексы, которыми сложены соответствующие складчатые области.

Данный регион представляет один из немногих регионов мира, где широко распространены разнообразные палеозойские магматические породы. При этом магматизм развивался здесь в самых различных геодинамических обстановках, которые существовали между двумя континентами Земли: Сибирским и Северо-Китайским. Так что исследованная территория — уникальный объект для изучения эволюции магматических процессов и оруденения, проявившихся здесь в течение длительного времени.

Изучение современных активных зон Земли показывает, что каждому типу границ литосферных плит соответствует своя геодинамическая обстановка, которой свойственны определенное глубинное строение, комплекс тектонических структур и магматических формаций. При этом магматические породы являются наиболее чуткими индикаторами геодинамических режимов и по их составу совместно с другими признаками (палеомагнитными, палеоклиматическими, литологическими и др.) можно реконструировать в древних, в частности, в палеозойских складчатых областях геодинамические обстановки, аналогичные современным [2, 5].

Так, широко распространенные венд-раннекембрийские офиолитовые магматические ассоциации складчатого обрамления Сибирской платформы по составу и структурному положению отвечают геодинамическим обстановкам окраинных морей и островных дуг, а не открытых океанов, как предполагают некоторые исследователи. В настоящее время офиолиты образуют пояса и ареалы и находятся в большинстве случаев вблизи основания палеоостровных вулканических дуг. Полные офиолитовые разрезы встречаются во многих районах развития ранних каледонид складчатого обрамления Сибирской платформы. Наряду с метаморфизованными гипербазитами и габбро они часто содержат комплексы параллельных даек диабазов и габбро-диабазов, указывающих на их спрединговую природу. Вулканическая часть офиолитовых разрезов представлена в основном шаровыми лавами базальтов, среди которых выделяются три петрохимические серии: толеитовая (тип MORB), субщелочная высокотитанистая и дифференцированная известково-щелочная.

Островодужные вулканические ассоциации венда — раннего кембрия характеризуются, главным образом, известково-щелочным трендом дифференциации с преобладанием андезитов. Их состав хорошо коррелируется со зрелыми энсиалическими дугами западно-тихоокеанского типа [1].

Палеогеодинамические обстановки венд-раннекембрийского времени были обусловлены взаимодействием Сибирского континента и Палеоазиатского океана (рис. 1). В краевой части последнего находился ряд микроконтинентов (Тувинно-Монгольский, Центрально-Монгольский, Приаргунский и др.), более мелких глыб и континентальных блоков, островных вулканических дуг (Восточно-Тувинская, Джидинская, Удино-Витимская, Верхнеамурская и др.), структур окраинных морей. На месте западной части Монголо-Охотского пояса существовал малый океаниче-

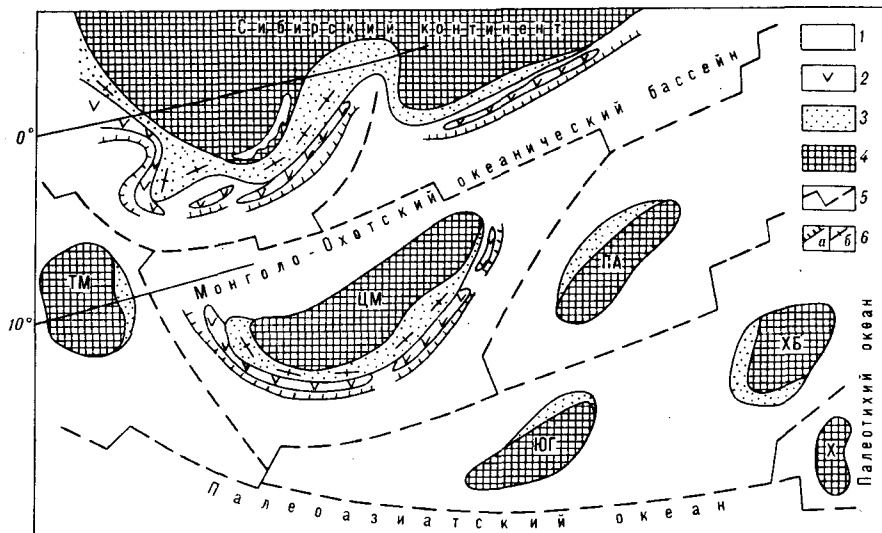


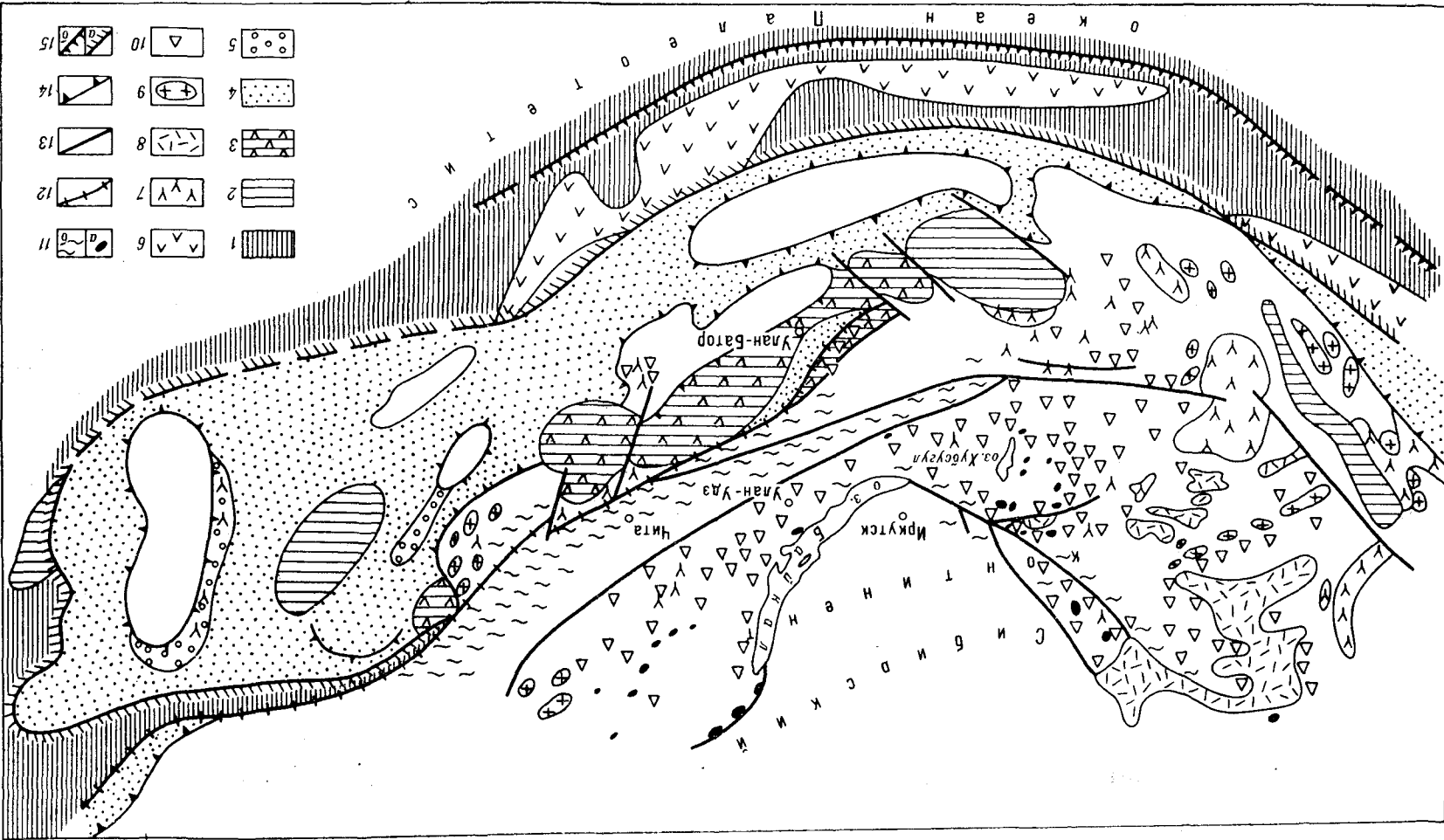
Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция венд-раннекембрийского времени.

1 — океанические, в том числе офиолитовые комплексы, 2 — островодужные вулканические комплексы, 3 — кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные и карбонатные комплексы окраинных морей и пассивных континентальных окраин (шельфа и континентального склона), 4 — докембрийские метаморфические комплексы континентов и микроконтинентов, 5 — предполагаемое расположение спрединговых зон, 6 — предполагаемые зоны субдукции (а) и спрединга, перекрываемые шельфовыми отложениями (б). Микроконтиненты (срединные массивы): ТМ — Тувино-Монгольский, ЦМ — Центрально-Монгольский, ЮГ — Южно-Гобийский, ПА — Приаргунский, ХБ — Хинган-Бурейский, Х — Ханкайский. На схеме показаны палеошироты по палеомагнитным данным.

ский бассейн, который имел ширину, судя по палеомагнитным данным, не менее 1000 км. На достаточно широкое раскрытие этого бассейна указывает также обширная венд-кембрийская пассивная континентальная окраина, включающая шельф и континентальный склон, которая широкой полосой окаймляла с юга (в современных координатах) Сибирский континент. Пассивная окраина переходила далее в окраинные моря и островные вулканические дуги. К концу нижнего палеозоя вся эта обширная океаническая область с офиолитами, микроконтинентами и островными дугами была поглощена в зонах субдукции и тектонического сжатия в связи с образованием к югу от Центрально-Монгольского микроконтинента среднепалеозойского океана Палеотетис. В это время происходила площадная гранитизация древних континентальных окраин и массовое формирование разнообразных каледонских гранитоидов. Вулканические процессы были проявлены слабо.

В целом, в течение нижнего палеозоя, т. е. в каледонскую эпоху, произошла смена начального симатического или мантийного магматизма сиалическим (коровым) магматизмом с преобладанием гранитов. Вулканическая деятельность была сосредоточена, главным образом, в островных дугах и спрединговых окраинных морях.

В среднепалеозойскую или раннегерцинскую эпоху, охватывающую девон и ранний карбон, вновь произошло раздробление (деструкция) расширенной в нижнем палеозое окраины Сибирского континента (рис. 2). Вулканическая деятельность в виде толейтового подводного вулканизма была сосредоточена в образовавшихся спрединговых окраинных морях (Хэнтэйском, Даурском, Агинском, Верхнеамурском), окружающих их поднятиях (андезит-риолитовый вулканизм), а также в островных вулканических дугах, где развиты дифференцированные вулканические серии с преобладанием андезитов. Монголо-Охотский малый океанический бассейн отступил к востоку, где в его пределах со стороны Палеоазиатского океана проявлена офиолитовая ассоциация девонского возраста (Удско-Шантарский район). Последняя хорошо сохранилась в ранних герцинидах Южной Монголии, где представлена полным набором пород всех членов типичной офиолитовой ассоциации.



По южной (в современных координатах) обширной окраине Сибирского континента сформировался в это время протяженный (свыше 2000 км) Саяно-Забайкальский вулканоплутонический пояс рифтогенного типа. От крайних морей названный пояс был отделен мощной шовной зоной (сутурой), по которой в конце нижнего палеозоя произошла коллизия Сибирской, Алдано-Становой и Центрально-Монгольской плит. В девоне эта зона представляла собой область устойчивого поднятия, куда внедрялись интенсивные потоки из зон субдукции, приведшие к формированию протяженной полосы купольных и очагово-купольных структур, сложенных ультраметаморфическими гранитоидами среднего палеозоя.

В развитии Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса магматизм проявлен неравномерно. Наиболее мощно и разнообразно он развит на западе пояса в рифтогенных структурах минусинского типа. Здесь сосредоточены огромные массы вулканических продуктов, которые ассоциируют с разнообразными комагматичными интрузивными комплексами. При этом дифференцированные и бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные вулканы часто перемежаются и иногда развиты совместно в одних и тех же рифтогенных структурах. Аналогичная картина наблюдается и в интрузивных ассоциациях. Возраст тесно взаимосвязанных вулканических и плутонических формаций, в том числе щелочных, нефелинсодержащих габброидных и гранитоидных комплексов, варьирует от раннего девона до нижнего карбона включительно.

В центральной части, в районе южного выступа Сибирской платформы, Саяно-Забайкальский вулканоплутонический пояс сужается до 100 км и далее на северо-восток вновь расширяется до 400 км, затухая в древних выступах Алдана и Становика. В этих районах девонский вулканизм, по-видимому, проявился изначально слабо и вся энергия тектономагматической активизации была израсходована на формирование разнообразных гранитоидов, а также щелочных габброидов с ийолитами, уртитам и ювитами.

В поперечном сечении вулканоплутонического пояса в составе его продуктов наблюдается определенная структурно-магматическая зональность, которая характерна для калифорнийской (западная часть пояса) и андийской (восточная часть пояса) геодинамических обстановок.

Интересна и разнообразна история геологического развития складчатого обрамления юга Сибирской платформы в позднегерцинскую эпоху, т. е. в среднем—позднем карбоне, перми и триасе. Она была обусловлена так же, как и в предыдущие эпохи, взаимодействием расширенного в среднем палеозое Сибирского континента и океана Палеотетис. Последний, согласно реконструкциям Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого [3], в это время достиг максимальных размеров и сохранял свою субмеридиональную ориентировку. На севере он был соединен с Палеоокеаном, при этом Сибирский и Северо-Китайский континенты находились в разных палеоширотах и между ними со стороны Палеоокеаника существовало океаническое пространство, включающее Монголо-Охотский малый океанический бассейн и океан Палеотетис. По северной окраине Палеотетиса в это время отчетливо фиксировалась протяженная зона субдукции (Солонкерская зона Южной Монголии), падающая под Монголо-Сибир-

Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция девон-раннекарбонového времени. Составлена с использованием реконструкций М. И. Кузьмина и И. Б. Филипповой (см. [2]).

1 — преимущественно океанические комплексы, включая офиолитовые; 2, 3 — глубоководные флишевые алевритоглинистые осадки; 4 — в том числе турбидиты, 5 — с вулканиками основного и среднего состава; 6 — мелководные терригенные и карбонатно-терригенные осадки; 7 — грубо-обломочные континентальные, местами прибрежно-морские осадки; 8 — морские вулканогенные толщи известково-щелочного состава с граувакками (островодужный комплекс); 9 — континентальные вулканогенные толщи известково-щелочного состава средних и кислых вулканитов (дифференцированная серия); 10 — континентальные вулканогенные толщи контрастного состава; 11 — известково-щелочные граниты и гранодиориты; 12 — субщелочные граниты, граносиениты и сиениты; 13 — щелочно-габброидные и щелочно-гранитоидные комплексы (а), ультраметаморфические гранитоиды (б); 14 — зона Монголо-Охотского разлома; 15 — прочие разломы; 16 — границы эпиконтинентальных шельфовых морей; 17 — предполагаемая граница между континентом и океаном (а) и вероятное расположение сейсмофокальной зоны Заварицкого — Беньоффа (б).

ский континент. Зона субдукции унаследованно развивалась со среднего палеозоя, постепенно отодвигаясь к юго-востоку. Севернее ее по южной окраине континента в раннем — среднем карбоне существовала геодинамическая обстановка западно-тихоокеанского типа (островных дуг и окраинных морей), которая в позднем карбоне и ранней перми сменилась обстановкой активной континентальной окраины андийского типа, где начали формироваться вулканоплутонические пояса. В последующем, в верхней перми и раннем триасе, геодинамическая обстановка усложнилась в связи с формированием рифтогенных вулканотектонических структур в тылу активной континентальной окраины.

На составленных схемах распространения магматических (вулканических и плутонических) формаций среднего — позднего карбона — ранней перми (рис. 3) и поздней перми — раннего триаса (рис. 4) Монголии и Забайкалья * отчетливо видна структурно-магматическая зональность верхнепалеозойских вулканоплутонических поясов и показаны геодинамические обстановки их формирования.

Селенгино-Витимский и Центрально-Монгольский вулканоплутонические пояса заложились на активной континентальной окраине Монголо-Сибирского континента. Фундаментом им служили блоки континентальной коры, сформированные в результате каледонского тектоногенеза и среднепалеозойской коллизии. Южно-Монгольский пояс рифтогенных и островодужных структур возник на континентальной и переходной коре, формирование которой активно продолжалось в течение карбона и ранней перми.

Во временных и латеральных рядах верхнепалеозойских магматических формаций указанных поясов наблюдались следующие изменения. В Южной Монголии вулканы формировались в интервале верхний карбон — нижняя пермь, в Центральной Монголии — главным образом в течение нижней перми, лишь частично захватывая верхнюю пермь, а в Селенгино-Витимском поясе — на протяжении всего пермского периода, но с наибольшей интенсивностью в верхней перми и нижнем триасе. Таким образом, в целом наблюдается отчетливое омоложение вулканоплутонических процессов с юга на север, от северной окраины океана Палеотетис в глубь Монголо-Сибирского континента. Наряду с поперечной магматической зональностью внутри поясов наблюдались возрастные латеральные изменения магматизма. В Селенгино-Витимском поясе они проявлены в омоложении вулканизма и плутонизма с юго-запада на северо-восток. Аналогичным образом, хотя и не в столь яркой форме, происходит смена возрастов вулканических ассоциаций с запада на северо-восток в Центрально-Монгольском поясе.

Наряду с временной зональностью верхнепалеозойского магматизма наблюдались изменения вещественного состава ассоциаций магматических пород в пространстве и во времени. Эти изменения в конкретных случаях имеют сложный характер, и поэтому каждому вулканоплутоническому поясу присуща своя специфика.

Так, в Южно-Монгольском поясе (ареале) рифтогенных структур преобладают нижнепермские контрастные трахириолит-трахибазальтовые серии с комендитами, которые завершают мощный известково-щелочной андезит-базальтовый вулканизм каменноугольного этапа. Они выполняют узкие (до 20 км) грабены вдоль Гоби-Тянь-Шаньской зоны разломов, которые формировались в условиях поперечного растяжения, и сопровождаются протяженными дайковыми поясами [8].

В Центрально-Монгольском поясе щелочность вулканических и плутонических образований возрастает к его западным флангам (от Керуленского к Гоби-Алтайскому сектору). В этом же направлении падает и основность пород, особенно в плутонических формациях. С другой стороны, наблюдается повышение щелочности в поперечном сечении пояса, с юга на север, в сторону Хангай-Хэнтэй-Даурского поднятия.

* При составлении схем (см. вкладку, рис. 3, 4) использовались материалы [2, 4, 6, 8].

Пестрая картина в распределении продуктов верхнепалеозойского магматизма проявлена в Селенгино-Витимском поясе. Здесь начальные импульсы трахиандезит-риолитового вулканизма были приурочены к северному и южному бортам пояса, а также к его западному флангу. Этот импульс во времени захватывал средний — верхний карбон — нижнюю пермь.

Последующий нижнепермский трахириолитовый вулканизм совместно с щелочными гранитоидами развит главным образом в наиболее прогнутой части Орхон-Селенгинского прогиба Северной Монголии, редко выходя за его пределы. В верхней перми произошли площадные базальт-трахибазальтовые излияния, которые в Орхон-Селенгинском прогибе сопровождалось формированием силлов и лакколитоподобных тел долеритов и габбро-сиенитов, а на флангах пояса, в Северо-Хангайском, Желтуринском прогибах и Западно-Забайкальской вулканической области, — трахириолит-трахибазальтовых контрастных серий с комендитами и щелочными гранитами. Последние наиболее широко распространены на северо-восточном фланге пояса и относятся к верхней перми — нижнему триасу.

Селенгино-Витимский и Центрально-Монгольский пояса были соизмеримы по протяженности с Хангай-Хэнтэй-Даурской складчатой системой, где в течение верхнего палеозоя происходил процесс сводообразования, который сопровождался закрытием внутренних морских прогибов и площадной гранитизацией коры с образованием купольных и очагово-купольных структур.

В целом, развитие рассматриваемой территории в позднем карбоне — перми — раннем триасе характеризовалось активными коллизионными и аккреционными процессами в связи с закрытием позднепалеозойского океана Палеотетис и смещением активных процессов на восток в сторону Палеопацифика. Именно в это время произошло столкновение Сибирского континента с Северо-Китайским и присоединение к ним ряда микроконтинентов (Приаргунского, Южно-Гобийского и др.), а также чужеродных тектонических блоков (террейнов) Палеотетиса и Палеопацифика. В результате этих процессов офиолитовые, остродуговые и континентальные комплексы палеозоя оказались сильно сжатыми и залегают в настоящее время в виде аккреционных призм или тектонических клиньев в зоне Монголо-Охотского линеамента.

Более поздняя, мезозойская история была связана уже со взаимодействием Азиатского континента с Палеопацификом. В это время на востоке Азии интенсивно протекали вулканические процессы. По складчатому обрамлению юга Сибирской платформы на месте Монголо-Охотского пояса в мезозое существовала сложная геодинамическая обстановка калифорнийского или монголо-охотского типа [5, 7]. Она характеризовалась продвижением Азиатской континентальной плиты на структуры Палеопацифика, в результате чего Монголо-Охотский линеament оказался на продолжении зоны спрединга Палеопацифика и вдоль него на континенте образовалась овальная зона рассеянного рифтогенеза и вулканизма. Отличительной особенностью ее является образование многочисленных вулканотектонических структур, сложенных вулканитами дифференцированных и бимодальных серий, прорванных редкометалльными гранитоидами различной щелочности.

Установленные пространственно-временные закономерности и устойчивые тенденции в развитии палеозойского магматизма имеют важное значение для металлогенического анализа изученной территории. Они определяют, главным образом, выявленной структурно-магматической и соответственно металлогенической зональностью палеоостровных дуг и окраинных морей западно-тихоокеанского типа, активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов, а также рифтогенных структур и зон трансформных разломов (см. таблицу). Из таблицы видно, что различным геодинамическим обстановкам в палеозоидах складчатого обрамления юга Сибирской платформы свойствен различный маг-

Геодинамические условия формирования важнейших эндогенных месторождений полезных ископаемых в палеозоидах складчатого обрамления юга Сибирской платформы

Структурный элемент	Геодинамическая обстановка	Магматическая зональность, ассоциации, формации	Рудная формация и нерудные полезные ископаемые	Примеры месторождений и проявлений
1	2	3	4	5
Каледонская складчатая область	Зона столкновения Сибирского континента, Центрально-Монгольского и других микроконтинентов, островных дуг и окраинных морей	Гранитоидные формации андезитового и известково-щелочного типов Собственно габбровые формации	Золотосульфидно-кварцевая и золотокварцевая Апатит-титаномагнетитовая и собственно апатитовая	Ольховское, Цаган-Цахир-Ула и др. Арсентьевское, Кручининское, Ошурковское, Телегинское
	Островные дуги	Дифференцированная риолит-андезит-базальтовая, габбро-диабазовая, габбро-диоритовая, гранодиорит-гранитовая	Колчеданно-свинцово-цинковая Магнетитовая	Озерное, Кызыл-Таш, Майнское, Гурвунур, Магнетитовое, Укыр и др.
	Рифтовые зоны океанов и окраинных морей	Диорит-плагиогранитная, офиолитовая	Медно-колчеданная Золотосульфидная Хромитовая, хризотиласбест, нефрит, магнезит	Борц-Ула Баян-Хонгор Ильчир, Дархинтуй, Наран, Шишхид-Гол, Хантайшири
Раннегерцинская складчатая область	Саяно-Забайкальский вулканоплутонический пояс на активной континентальной окраине андийского, невадийского и калифорнийского типов	Зона субщелочного и щелочного магматизма: трахиандезит-базальтовая, трахириолитовая, контрастная трахириолит-трахибазальтовая, фонолитовая, щелочно-габброидная, щелочно-гранитоидная	Фтор-редкометалльные Сульфидно-касситеритовая и кварц-вольфрамитовая Молибден-вольфрамовая Сыныриты, апатитографитовые и нефелиновые руды	Восточный Саян Саганшулутское, Кыджимитское, Марицканское, Алтанское Малоойногорское, Шагайтегол, Зумбурук, Байба Сыныр, Ботогол, Кия-Шалтыр, Мухал
	Хангай-Хэнтэй-Даурская система окраинно-континентальных морей и окружающих поднятий	Зона известково-щелочного и толеитового магматизма: андезит-базальтовая, базальтовая, габбро-диабазовая, гранодиорит-гранитовая	Золотосульфидно-кварцевая Марганцево-железорудные	Боро-Нур, Даунмод, Хархирин, Туингол Дзагинское, Налайхинское
	Южно-Монгольская островодужно-океаническая система западно-тихоокеанского типа	Зона офиолитового и известково-щелочного магматизма: толеитовых базальтов, тоналит-гранодиоритовая, базит-гипербазитовая	Золотосульфидная Колчеданно-полиметаллическая Хромит, нефрит, магнезит	Эдрэнгийнну-ринское Барун-Хурайские, Модон и др. Номино-Гоби, Гурван-Сайхан, Дзолен
Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс рифтогенного типа на активной континентальной окраине	Зона субщелочного и щелочного магматизма: трахибазальтовая, трахириолитовая, контрастная трахибазальт-трахири-	Фтор-редкометалльная Молибденит-кварцевая Молибден-вольфрамовая	Таширское и др. Жарчиха, Худан и др. Булуктай	

1	2	3	4	5
Позднерцинская складчатая область		литовая, щелочно-гранитоидная, монцодиорит-граносyenит-гранитовая	Медно-молибденовая Золотосульфидно-кварцевая	Эрдэнэт, Аксугское, Кударинское Дарасун и др.
	Центрально-Монгольский вулканоплутонический пояс на активной континентальной окраине андийского типа	Зона известково-щелочного и субщелочного магматизма: дацит-андезит-базальтовая, трахибазальтовая и трахириолитовая, гранодиорит-гранитовая	Золотосульфидно-кварцевая Золотосеребряная Медно-молибденовая	Дэлгэрэхское, Буянтинское Тургенское Дэлгэр-Хан, Саран-Ула
	Южно-Монгольская островодужно-окраинно-континентальная система западно-тихоокеанского типа	Зона известково-щелочного и толеитового магматизма: андезит-базальтовая, монцит-граносyenит-гранитовая, офиолитовая	Медно-молибденовая золотосеребряная Свинцово-цинковая Хромитовая	Цаган-Субурга, Нарин-Худук и др. Мантахский узел Солонкерское

магматизм и соответственно различная металлогения. На разных этапах развития каледонских и герцинских подвижных областей происходила закономерная смена халькофильного оруденения литофильным, иногда эта закономерность нарушалась сложным наложением и сочетанием рудных формаций различных генетических типов. В целом, это было связано с положением и сложным взаимодействием конструктивных и деструктивных границ литосферных плит в прошлые геологические эпохи исследованного региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. — М., Наука, 1988.
2. Гордиенко И. В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. — М.: Наука, 1987.
3. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. — 1977. — № 3. — С. 3—25.
4. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000/ГУГК СССР. — Новосибирск, 1989.
5. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
6. Литвиновский Б. А., Гордиенко И. В., Занвильевич А. Н. Позднепалеозойские гранитоиды и вулканы Забайкалья и Монголии // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. — С. 116—126.
7. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
8. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. — М.: Наука, 1983.

Бурятский геологический институт
СО РАН
Улан-Удэ

Поступила в редакцию
4 октября 1991 г.

МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ В ДОКЕМБРИИ

Рассматриваются примеры самых древних рифтов на докембрийских кратонах, строение их разрезов и петрохимические особенности вулканических пород. Автор считает, что хорошо известные зеленокаменные пояса по составу вулканических пород не могут считаться рифтовыми образованиями. Настоящие рифты появляются не сразу, а лишь на рубеже архея и протерозоя. В их вулканических комплексах устанавливаются все характерные черты рифтогенного магматизма: широкое развитие недосыщенных кремнеземом базальтов с повышенным содержанием тугоплавких компонентов, контрастное сочетание пикритов с риолитами и дацитами, антидромный характер разрезов с завершающими толитами типа MORB. Намечаются эволюционные тенденции в развитии рифтогенного магматизма во времени. Субщелочные и щелочные вулканы повышенной титанистости появляются только в позднем докембрии, и только позднпротерозойские рифты становятся полными аналогами современных континентальных рифтов.

В данной статье речь пойдет о первых рифтовых структурах Земли и особенностях их вулканизма. Хорошо известно, что от современной эпохи в глубь геологической истории значение и объемы рифтогенных структур определенно сужаются, на что неоднократно указывал Е. Е. Милановский [5]. Если обратиться к докембрийской эпохе, то в раннем докембрии нет аналогов современных рифтовых систем. Первые единичные рифты появляются на стабильных кратонах только на рубеже архея и протерозоя и главным образом в протерозое. На такие объекты надо обратить внимание, выявить черты их сходства и различий с современными рифтами и определить тенденции в эволюции рифтового магматизма от докембрия к современной эпохе.

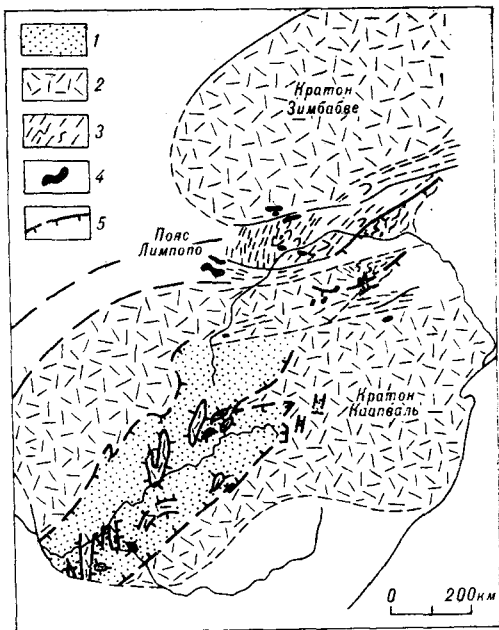
Требуется отметить, что многие исследователи относят к ранним палеорифтовым системам хорошо известные докембрийские зеленокаменные пояса, с чем никак нельзя согласиться. Нет ни одной магматической породы, которая была бы одинаково присуща современным рифтовым и зеленокаменным поясам докембрия, и все петрохимические и геохимические тенденции развития вулканизма у них существенно различаются.

Для рифтогенных базальтов характерны недосыщенность кремнеземом (нормативный нефелин и оливин), повышенное содержание таких тугоплавких элементов как Ti, Zr, Cr, Co, Ni, субщелочная и щелочная тенденция, сочетание контрастных по составу магм, нередко антидромный характер вулканизма [3]. Наоборот, вулканическим толщам зеленокаменных поясов совершенно не присущи эти особенности. В них нет нефелин-нормативных базальтов, нет высокотитановых и малокалиевых базальтов типа MORB так же, как нет субщелочных и щелочных базальтов повышенной титанистости, столь характерных для современных рифтов. Нет в них и высокотитановых пикритов. В зеленокаменных поясах присутствуют малотитановые ультраосновные лавы — коматииты, которые не известны в рифтах, присутствуют малотитановые толеиты и сменяющие их кварцнормативные щелочно-известковые базальты, ассоциирующие со средними и кислыми вулканиитами, причем серии вулканических пород, как правило, оказываются непрерывными и гомодромными и только в верхах разрезов появляются бимодальные серии [4].

Такие особенности совершенно нехарактерны для рифтов. Для рифтов присущи прямо противоположные тенденции: 1) антидромность, когда кислые разности сменяются основными или когда щелочные базальты сменяются менее щелочными, при этом толеиты оказываются не начальными, а заключительными вулканиитами; 2) контрастность, когда сочетаются лавы резко различного состава, например, базальты и пикриты с риолитами. Отметим что гранит-зеленокаменные пояса — это конструктивные образования, их формирование ведет к мощному наращиванию сиалической массы континентальной коры в древних кратонах. Рифтовые структуры — это деструктивные образования, они рассекают и разру-

Рис. 1. Схема расположения рифта Вентерсдорп на Каапвальском кратоне Южной Африки.

1 — грабеновая толща осадочных и вулканических пород рифта Вентерсдорп с возрастом 2,6 млрд лет; 2 — кристаллический фундамент кратонов; 3 — структурные линии метаморфизованных пород пояса Лимпопо; 4 — орогенные граниты пояса Лимпопо с возрастом 2,6 млрд лет; 5 — структурные ограничения грабенового комплекса.



шают кратоны, внедрение больших объемов мафических магм ведет к базификации коры. Совершенно очевидно, что докембрийские зеленокаменные пояса не имеют ничего общего с рифтогенными структурами и (если законы петрогенезиса имеют для нас значение) их никак нельзя считать палеорифтами или фрагментами древней океанической коры.

Первые рифтовые структуры появляются в докембрии достаточно поздно, главным образом в протерозое или на рубеже архея и протерозоя. Возникают они на стабильных кратонах, перекрытых древними платформенными чехлами, т. е. по мере того, как древние гранит-зеленокаменные пояса консолидировались и превращались в кратоны и на них откладывался осадочный чехол, эти регионы становились областями рифтогенеза.

Один из самых древних рифтов с возрастом 2,6 млрд лет (поздний архей) обнаруживается на древнейшем Каапвальском кратоне Южной Африки. В публикациях он фигурирует как раннепротерозойская рифтовая система Вентерсдорп [8, 9].

Каапвальский кратон Южной Африки — один из древнейших. Его гранит-зеленокаменный фундамент формируется в раннем архее (3,8—3,5 млрд лет), в среднем архее произошла консолидация и на кристаллическом фундаменте стал откладываться платформенный чехол Понгола с возрастом 3,0 млрд лет — это один из древнейших платформенных чехлов. На рубеже позднего архея и протерозоя активные геологические события сосредотачиваются в соседнем поясе Лимпопо, который разделяет кратоны Каапвальский и Зимбабве. Последние орогенные плутоны гранитов имеют там возраст 2,6 млрд лет. И в это же время на стабильном кратоне формируется обширная грабеновая впадина — рифт или система Вентерсдорп. Это огромный грабен-бассейн, его площадь 200 000 км², а суммарная мощность всех осадочных и вулканических подразделений превышает 4,5 км (рис. 1).

Нижняя предграбеновая толща Клипriverсберг сложена мощными потоками базальтовых лав, агломератов, конгломератов и базальтовых брекчий. Базальты определяются как богатые щелочами толеитовые базальты. Это толеиты повышенной калиевоности: содержание K_2O — 1,5—1,8 %. Для докембрия это очень высокое значение, в базальтах всех зеленокаменных поясов оно никогда не достигает 1 %, а поскольку это рифтовая структура — в начальных базальтах калия в 2—3 раза больше. Все следующие и, в том числе, завершающие базальты содержат гораздо меньше калия, т. е. намечается явная антидромность — высококалиевые базальты сменяются менее калиевыми.

Другая широко распространенная порода, и это очень важно, — пикриты. Недосыщенные кремнеземом пикриты присущи всем докембрийским рифтам, современные рифтовые пикриты хорошо сейчас исследованы в Срединно-Атлантическом хребте [13]. Это высокомагнезиальные породы

Средний химический состав типичных вулканических пород докембрийских рифтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	54,39	49,02	72,63	49,03	76,33	48,95	52,51	47,53	63,30	47,48
TiO ₂	1,07	1,04	0,45	1,81	0,04	0,77	1,39	1,24	0,81	2,49
Al ₂ O ₃	14,64	8,44	12,66	15,88	13,31	11,08	14,10	11,34	12,81	14,43
Fe ₂ O ₃	2,28	1,06	4,65	10,77	1,19	11,46	13,15	13,22	3,16	3,44
FeO	8,08	10,66	0,06	—	—	—	—	—	2,78	9,69
MnO	0,14	0,18	0,01	0,15	0,02	0,16	0,15	0,21	0,11	0,20
MgO	4,28	14,42	0,74	9,30	0,56	15,68	6,56	15,23	1,76	5,81
CaO	7,89	7,91	3,55	9,84	1,01	10,57	8,39	9,29	5,98	8,38
Na ₂ O	2,77	0,83	4,90	2,49	4,20	0,92	3,21	1,56	3,35	3,20
K ₂ O	1,83	0,18	0,14	0,50	2,14	0,15	0,34	0,11	3,61	1,64
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,32	—	—	—	—	0,12	0,17	0,29
n	12	8	3	3	1	4	2	5	1	5

Примечание. n — число анализов. Рифт Вентерсдорп: 1 — начальные базальты с повышенным содержанием калия, 2 — пикриты, 3 — риолиты. Рифт Кейп-Смит: 4, 5 — пикриты и риолиты нижней толщи, 6, 7 — пикриты и базальты MORB верхней толщи. Рифт Кьюиноу: 8 — пикриты, 9 — дациты, 10 — субщелочные высокотитановые базальты.

(MgO = 14—18 %), в которых глинозем снижен до 8 %, калия очень мало, но титан повышен до 1 %.

Следующая собственно грабеновая толща рифта Вентерсдорп — группа Платберг — сложена конгломератами, аркозами, брекчиями, кремнистыми и карбонатными осадками, а также фельзическими крайне кислыми лавами — кварцевыми порфитами и порфиловыми фельзитами (SiO₂ > 72 %), т. е. лавами риолитового состава. Такое сочетание крайне контрастных вулкаников — пикритов и риолитов — свойственно рифтам. Сами риолиты очень своеобразны, в них, как и в пикритах, очень низко содержание калия (0,10 %), а содержание титана несколько повышено — до 0,5 %. Далее вверху через осадочную толщу со строматолитовыми известняками залегает мощная толща платформенных толеитов, т. е. траппов стандартного состава. Средние составы рифтовых пород представлены в таблице.

Для сравнения пикритов различных режимов интересно проследить в них распределение титана на фоне общей железистости и магниальности пород. На рис. 2 представлена диаграмма соотношения титана и магния, нормированных по суммарному железу. На диаграмме представлен «пикритовый тренд». Крайние точки на корреляционной кривой занимают с одной стороны коматититы зеленокаменных поясов и пикриты островных дуг с минимальной титанистостью, а с другой — пикритовые лавы континентальных рифтов и пикриты Срединно-Атлантического хребта с максимальной титанистостью. Пикриты рифта Вентерсдорп определенно тяготеют к рифтовым пикритам, хотя их титанистость несколько понижена.

Какие особенности состава вулкаников рифта Вентерсдорп следует подчеркнуть в связи с их рифтогенной природой? Начинается вулканизм, если и не со щелочных базальтов, то с базальтов повышенной калиевости, и сменяется менее калиевыми базальтами, т. е. определенно отмечается антидромность вулканизма. Характерно контрастное сочетание пикритов с одной стороны и риолитов — с другой. Пикриты по своему составу тяготеют к рифтогенным пикритам.

Следующие два примера принадлежат к нижнепротерозойским рифтам. Один пример с Канадского щита, другой — с Балтийского.

В Канаде располагается архейский кратон Суперитор, в его северо-западной части п-ов Унгава в Гудзонском заливе пересекает троговая структура Кейп-Смит (рис. 3) с возрастом вулканических образований 1,8 млрд лет [11, 15]. В этой троговой структуре выделяются две вулканические толщи. В нижней толще преобладают монотонные базальты средней и повышенной магниальности, т. е. пикриты, те и другие повы-

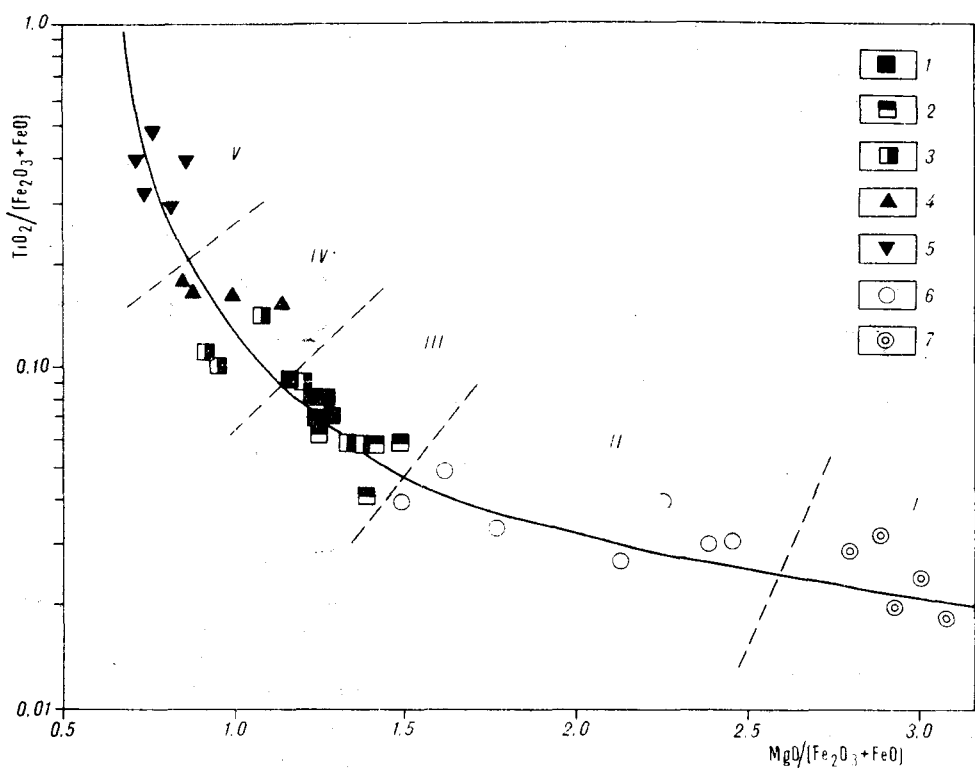


Рис. 2. Корреляционная диаграмма титана и магния, нормированных по суммарному железу, для пикритов. Выделен пикритовый тренд и пикритовые поля:

I — докембрийских зеленокаменных поясов, II — островных дуг, III — раннепротерозойских рифтов, IV — позднепротерозойских рифтов и современных океанических рифтов, V — современных континентальных рифтов. Условные обозначения точек: 1 — рифт Вентерсдорп, 2 — рифт Кейп-Смит, 3 — рифт Кьюиноу, 4 — срединно-океанические хребты, 5 — континентальные рифты, 6 — островные дуги, 7 — коматииты зеленокаменных поясов.

шенной титанистости. На корреляционной диаграмме (см. рис. 2) пикриты рифта Кейп-Смит совмещаются с рифтогенными пикритами, почти совпадая по составу с пикритами Срединно-Атлантического хребта. Вместе с пикритами присутствуют риолиты с содержанием кремнезема до 76 %. Такое сочетание предельно контрастных пород — пикритов и риолитов — характерная черта рифтового вулканизма. Верхняя вулканическая толща занимает центр трога и сложена оливиновыми пикритами, пироксен и плагиоклаз-афировыми базальтами. Химические анализы последних в точности соответствуют химическому составу базальтов срединно-океанических хребтов или базальтов MORB (см. таблицу). Это первые базальты типа MORB, которые обнаруживаются в докембрии. Они идентичны современным N-MORB базальтам. Заметим, что в современных рифтах такие базальты часто являются завершающими. В рифте Кейп-Смит они также завершают рифтовый вулканизм.

Следует подчеркнуть следующие особенности вулканизма протерозойского рифта Кейп-Смит: 1) антидромность вулканизма, базальты средней калиевости сменяются базальтами крайне низкой калиевости; 2) полярная контрастность вулканизма, сочетание высокомагнезиальных базальтов и пикритов с риолитами; 3) наличие заключительных базальтов типа MORB.

В нижнем протерозое на Балтийском щите формируется Имандро-Варзугская рифтовая зона. Она возникает на стабильном Кольско-Карельском кратоне позднеархейской консолидации, когда далеко на западе, на территории Финляндии происходит заложение и развитие свекофенского подвижного пояса. Одновременно с развитием свекофенид на стабильном кратоне возникает обширное сводовое поднятие [2]. В его пределах, на расколах фундамента возникают грабеновые впадины, за-

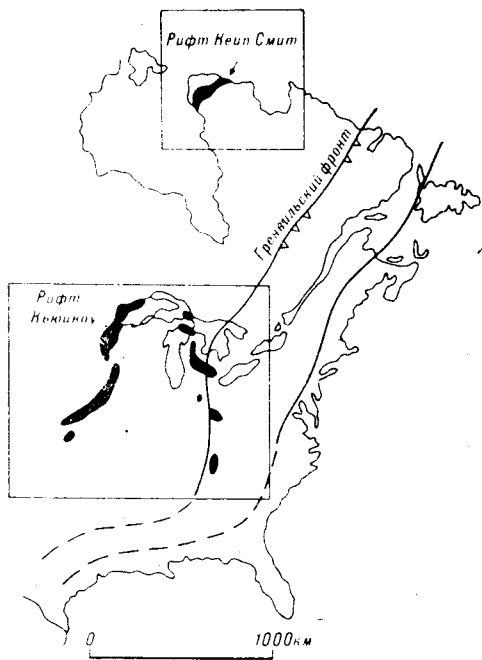


Рис. 3. Схема расположения рифтов Кейп-Смит и Кьюиноу на Северо-Американском материке.

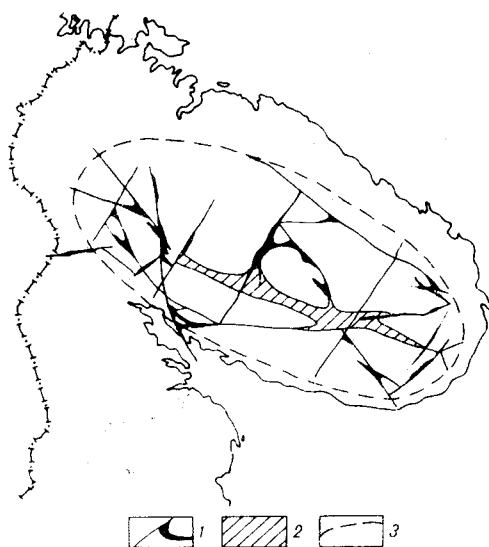


Рис. 4. Схема расположения рифтогенной Имандро-Варзугской зоны на Кольском полуострове [2].

1 — предрифтогенные габбро-лабрадоритовые массивы, 2 — рифтогенные осадочные и вулканогенные комплексы, 3 — предполагаемое положение рифтогенного сводового поднятия.

полненные груботерригенными осадками и вулканитами (рис. 4). Вулканические породы представлены монотонными базальтами, андезитобазальтами, пикритами и дацитами. Их анализы приводятся в работах [1, 2, 6]. Заложение Имандро-Варзугской зоны датируется 2,2 млрд лет и продолжается вплоть до свекофенского орогенеза — 1,8 млрд лет, когда происходит замыкание зоны и ее финальное сжатие.

Последний пример — позднепротерозойский рифт Кьюиноу в Северной Америке с вулканитами возрастом 1,1 млрд лет, т. е. синхронными гренвильской орогении [7, 10, 12, 14]. В целом это очень протяженная грабеновая структура, заполненная лавовыми потоками огромной длины и мощности, которые перекрывают осадочные толщи конгломератов и песчаников (см. рис. 3). Имеются химические анализы базальтов. Это высокотитановые толеиты и пикриты с прослоями кислых вулканитов — дацитов, риолитов, присутствуют субщелочные оливиновые базальты, при пересчете которых на нормативный состав приходится учитывать наличие в них нормативного нефелина. Содержание калия широко варьирует от 0,5 до 2,5 %. Выявляются также типичные субщелочные базальты повышенной железистости и особенно повышенной титанистости — 2,0—3,5 % TiO_2 .

В позднепротерозойском рифте сочетаются черты самых ранних и самых поздних современных рифтов. С одной стороны, присутствует много пикритов с прослоями кислых вулканитов — риолитов, что характерно для ранних рифтов. С другой стороны, появляются высокотитановые толеиты и субщелочные оливиновые базальты повышенной титанистости, что типично для современных рифтов. Только в позднем протерозое появляются рифтовые структуры с субщелочными базальтами, в самых ранних рифтах щелочных базальтов нет.

Какие выводы о докембрийских рифтах можно сделать.

1. Рифтогенные структуры не известны в раннем докембрии. Они появляются, главным образом, в протерозое. Один из самых древних, рифт Венгерсдорп формировался на рубеже архея и протерозоя 2,6 млрд лет назад. Рифтогенез на кратонах протекает параллельно с развитием сосед-

них подвижных поясов, финальные стадии рифтогенеза синхронны с их орогеническими фазами и отвечают известным геотектоническим рубежам: 2,6; 1,8; 1,1 млрд лет.

2. Как для современных, так и для древних рифтов характерно широкое развитие недосыщенных кремнеземом вулканитов. Среди вулканитов докембрийских рифтов много пикритов с повышенной магнезиальностью, низкой щелочностью, средней и высокой титанистостью. Пикриты сочетаются с кислыми вулканитами — риолитами, дацитами без промежуточных разностей, т. е. устанавливается типичное свойство рифтогенного вулканизма — полярная контрастность магм.

3. При сравнении начальных, средних и заключительных вулканитов можно отметить наличие антидромности, когда вверх по разрезу щелочность, а точнее, калиевоcть базальтов падает, кислые вулканиты снова сменяются базальтами. Антидромность — тоже характерная черта рифтогенного магматизма.

4. Помимо сходства древних и современных рифтов, есть и черты отличий, которые следует подчеркнуть в связи с явной эволюцией рифтогенного магматизма во времени. Древние рифты не несут полного набора вулканических пород, свойственных современным рифтам. В ранних рифтах отсутствуют субщелочные и щелочные вулканиты. Трудно выявить среди базальтов разности малокалиевых базальтов повышенной титанистости, т. е. базальты типа MORB. По-видимому, базальты типа MORB тоже эволюционно продвинуты и появляются не сразу. Большинство базальтов докембрийских рифтов не обладает четкими явно выраженными особенностями состава. Только при тщательном сравнительном анализе выявляются повышенные калиевоcть, титанистость, железистость, т. е. особенности состава, типичные для рифтогенных базальтов. Тем не менее все главные характерные особенности рифтогенного вулканизма устанавливаются вполне уверенно.

По мере эволюции Земли в позднепротерозойских рифтах появляются все типы вулканических пород, свойственных современным рифтам, а именно субщелочные и щелочные вулканиты повышенной титанистости, заключительные базальты MORB. Позднепротерозойские рифты становятся полными аналогами современных рифтов.

5. Ранний протерозой — это очень важный рубеж в истории Земли. В это время в основном заканчивается формирование огромной гранитной массы континентальной коры. «Гранитная стадия» Земли продолжается и дальше, но идет главным образом по пути рециклического преобразования старого сiala с малыми эндогенными добавками нового материала. Одновременно в протерозое появляются рифтогенные структуры новой «базальтовой стадии» Земли. Такие структуры наиболее широкого развития достигают в мезозойско-кайнозойское время, когда две трети поверхности Земли оказываются затоплены потоками базальтовых лав. Начало этого процесса, т. е. рифтогенного магматического режима, падает на рубеж архея и протерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Загородный В. Г., Предовский А. А., Басалеев А. Д. Имандро-Варзугская зона карелид. — Л.: Наука, 1982.
2. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1988.
3. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
4. Лутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. — М.: Наука, 1985.
5. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск, 1977. — С. 5—11.
6. Федотов Ж. А. Метавулканиты синклинойной зоны Имандра-Варзуга // Первичная природа метаморфизованных пород докембрия Кольского полуострова. — Апатиты, 1979. — С. 39—51.
7. Berg J. H., Klewin K. W. High-MgO lavas from the Keweenawan midcontinent rift near Memaise point Ontario // Geology. — 1988. — V. 16. — P. 1003—1006.

8. *Burke K., Kidd W. C. F., Kusky T.* Is the Ventersdorp rift system of Southern Africa related to a continental collision between the Kaapval and Zimbabwe cratons // *Tectonophysics*.— 1985.— V. 115.— P. 1—24.
9. *Clendenin C. W., Charleworth E. G., Maske S.* An early Proterozoic three-stage rift system Kaapval Craton Southern Africa // *Ibid.*— 1988.— V. 145.— P. 73—86.
10. *Cornwall H. K.* Differentiation in lavas of Keweenaw series and the origin of the copper deposits of Michigan // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1951.— V. 62.— P. 159—202.
11. *Francis D., Ludden J., Hynes A.* Magma evolution in a Proterozoic rifting environment // *J. Petrology*.— 1983.— V. 24.— P. 556—582.
12. *Gordon M. B., Hempton M. R.* Collision induced rifting, the Grenville orogeny and the Keweenaw rift of North America // *Tectonophysics*.— 1986.— V. 127.— P. 1—25.
13. *Heerden L. A., Lerocx A. P.* Petrogenesis of picrite and associated basalts from Southern Mid-Atlantic ridge // *Contr. Min. Petrol.*— 1988.— V. 100.— P. 47—60.
14. *Keller G. R., Lidick E. G., Hinze W. S., Baile C. W.* The role of rifting on the tectonic development of the Midcontinent USA // *Tectonophysics*.— 1983.— V. 94.— P. 391—412.
15. *Smith A. D., Ludden J. N.* Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*— 1989.— V. 93.— P. 14—27.

ИФЗ РАН
Москва

Поступила в редакцию
4 ноября 1991 г.

ДИСКУССИЯ

1. Б. Г. Лутц судит о рифтовой (или нерифтовой) природе различных докембрийских областей или зон только на основании сходства (или отличий) химизма свойственных им вулканических образований с таковым фанерозойских структур, рифтовая природа которых установлена по совокупности геологических особенностей, и не приводит никаких геологических (фациальных, структурно-тектонических и пр.) данных в пользу (или против) рифтогенного характера рассматриваемых докембрийских зон. Такой односторонний подход, ставший в последнее время «модным», нельзя считать логически безупречным, так как при решении обратной задачи (выявление палеорифтов по их химизму) нельзя исключить возможность явлений конвергенции геологических процессов при формировании вулканических серий того или иного состава: а также следует учитывать, что в ходе геологического времени характер рифтогенеза и связанных с ним вулканических продуктов испытывал изменения, что отмечает и сам автор.

2. Нельзя согласиться с мнением Б. Г. Лутца, что протерозойский рифтогенез на кратонах синхронен орогеническим событиям в соседних подвижных поясах, в частности на Кольско-Карельском кратоне он имел место 1,8 млрд лет назад, «синхронно с конечными орогеническими этапами сфекофенских событий». В действительности, со сфекофенской орогенией (1,8 млрд лет) совпадает не заложение Печенгско-Варзугской проторифтовой зоны, а ее замыкание (финальное сжатие). Заложение же, погружение и вулканизм Печенгской впадины датируется интервалом 2,2—1,9 млрд лет, а Имандро-Варзугский проторифт начал формироваться даже значительно раньше 2,2 млрд лет (см. например, последнюю монографию Ю. Д. Пушкарева «Мегациклы в эволюции системы кора — мантия», «Наука», 1990 г.). В целом проторифты на кратонах закладывались и развивались грубо синхронно со смежными с ними протогеосинклинальными областями раннего протерозоя, а рифейские авлакогены — грубо синхронно со сформировавшимися в позднем протерозое подвижными поясами неогена.

3. Поздний докембрий отождествляется автором с протерозоем, но в действительности — это синоним только верхнего протерозоя. Странно звучит, что рифты «появляются в позднем докембрии — главным образом, в протерозое». В аннотации же сказано, что «настоящие рифты появляются на рубеже архея и протерозоя», но только позднпротерозойские рифты становятся полными аналогами современных? Надо привести все эти высказывания в более стройную систему.

4. Возникновение Печенгско-Варзугской рифтогенной структуры связывается с расколами в центральной юре обширного сводового поднятия. Но Печенгская впадина возникла вообще вне этого гипотерогенного свода, показанного на рис. 4.

МГУ
Москва

Е. Е. Милановский

БАРИЙ-РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ ОТНОШЕНИЯ КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕЗИСА И ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДОВ

При обобщении многочисленных количественных аналитических данных методами математической статистики выявлено, что формирующиеся в мантии и земной коре магмы наследуют присущие исходным субстратам барий-рубидий-стронциевые отношения. Так как эти элементы при кристаллизации расплавов не образуют собственных минералов и равномерно рассеиваются в них, то их соотношения являются геохимическими индикаторами генезиса разнотипных магматических пород и прежде всего гранитоидов. На барий-рубидий-стронциевой диаграмме разнотипные гранитоиды размещаются в пределах восьми петрогеохимических полей (толеитовых плагиогранитов, известковистых гранодиоритов и гранитов, монзонит-латитов, известково-щелочных гранитов, ультраметаморфогенных гранитоидов, плюмазитовых лейкогранитов, агпайтовых калиевых гранитов и щелочных натриевых аляскитов), соответствующих эволюции составов мантийных, коровых и мантийно-коровых магм по стронций-бариевому, стронций-барий-рубидиевому и барий-рубидиевому трендам.

Геохимическими исследованиями последнего десятилетия установлено, что концентрации и количественные соотношения акцессорных элементов в гранитоидах различного происхождения более показательны, чем минеральный состав пород либо содержание петрогенных компонентов, поскольку последние присутствуют в гранитах преимущественно в субэвтектических пропорциях, а содержания и соотношения микроэлементов регулируются прежде всего кристаллохимическими и геохимическими факторами [1, 29, 30]. Это позволяет использовать их в роли критериев геохимической (или генетической) типизации магматических пород [7, 10, 24, 30], а также при оценке потенциальной рудоносности гранитоидов [1, 3, 16, 29].

Характерной геохимической особенностью бария, рубидия и стронция является то, что при кристаллизации магматических расплавов они не образуют собственных минералов и входят изоморфно в кристаллизующиеся алюмосиликаты вслед за геохимически близкими им петрогенными элементами — калием (рубидий, барий) и кальцием (стронций). Этим объясняется наблюдаемая в гранитоидах прямая зависимость барий-стронциевого отношения от величины $(K + Na)/Ca$ (рис. 1). Из-за сходства геохимических и кристаллохимических свойств распределение этих трех микроэлементов в расплавах (т. е. в условиях, близких к закрытым системам [1]) регулируется в равной мере одними и теми же физико-химическими факторами. В результате в гранитоидных породах одинакового состава, но разных по генезису и условиям кристаллизации [30] (см. рис. 1), фиксируются резко различающиеся, но закономерно устойчивые соотношения бария, лития, рубидия и стронция вне зависимости от их высокого или низкого суммарного содержания в исходных расплавах. Особенно наглядно это иллюстрируется с помощью диаграммы Ba—Rb—Sr (рис. 2), где четко обособляются древние и молодые магматы мантийного происхождения (толеитовые и известково-щелочные базальты, андезиты, пикриты, перидотиты и сформировавшиеся по этим породам метапроизводные) и корового генезиса (ультраметаморфические эндербиты, чарнокиты, биркремиты и аляскиты), унаследовавшие специфику Ba—Rb—Sr-отношений от гетерогенного гранитизированного субстрата протокоры.

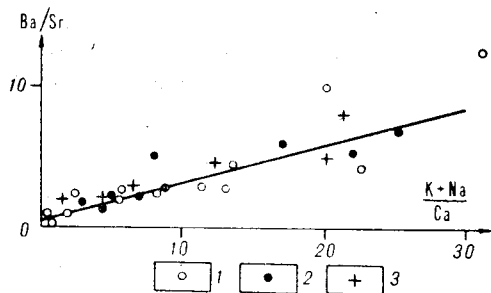


Рис. 1. Диаграмма Ba/Sr— $(K + Na)/Ca$ отношений в геохимических (1), формационных (3) типах и международных стандартах (2) гранитоидов [2, 14, 29].

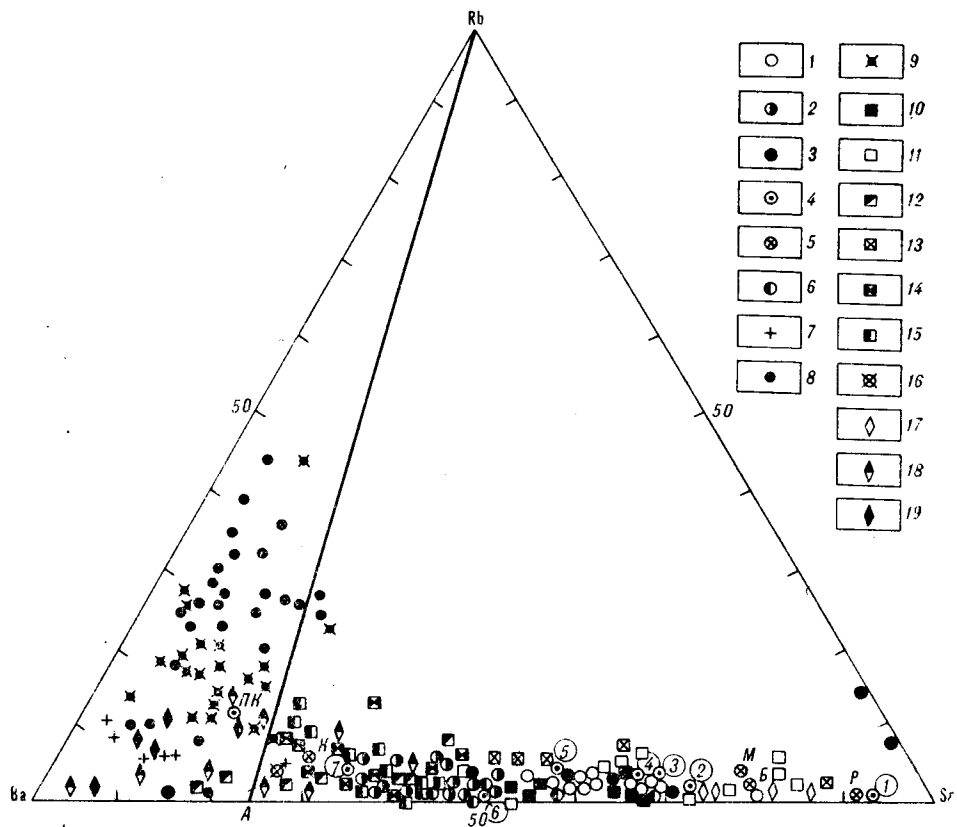


Рис. 2. Диаграмма Ba—Rb—Sr-отношений в древних и молодых мантийных магматитах и в ультраметаморфитах протокры.

1—3 — архейские магматиты: 1 — базальты (толеитовые, пикритовые, плагиоклазовые), 2 — тоналиты и «серые гнейсы», 3 — метабаазальты и метапикриты; 4 — средние типы пород (океанический базальт, цифры в кружках: 2 — островодужный толеит, 3 — архейский толеит, 4 — островодужный андезит, 5 — средний циркумтихоокеанский андезит, 6 — архейский андезит Канадского щита, 7 — островодужный дацит); 5 — верхняя мантия и протокры, рассчитанные по модели Ханкинса и Андерсона; М — недифференцированная мантия, Б — базальт на глубине 280 км, К — континентальная кора, Р — остаточная (реститовая) мантия (анализы с 1 по 5 (цифры в кружках) взяты из [25, табл. 1—3]); 6, 7 — архейские гранулитогнейсы (6) и гранитоиды (7) в них [23]; ПК — протокры Сибирской платформы по [8, табл. 3]; 8, 9 — архейские метапелиты (8) и ультраметаморфогенные гранитоиды (9) в них [7]; 10 — толеитовые базальты фанерозоя; 11—14 — фанерозойские вулканиты тихоокеанской окраины Азии (11) (1 в кружке — эвгеосинклинальные базальтоиды), 12 — эвгеосинклинальные субщелочные и щелочные вулканиты, 13 — островодужные известково-щелочные и 14 — субщелочные вулканиты; 15 — континентальные шшониты и латиты Забайкалья [9]; 16 — ультраметаморфогенные эндрбиты, чарнокиты и биркремиты в протокры Сибирской платформы [8]; 17—19 — архейские (подужские) гранулиты (17), эндрбиты (18) и бердичевские розовые граниты (19) Украинского щита [17]. Слева от конноды поле магматитов протокры.

Для пород первой группы типично преобладание стронция над барием при очень низком содержании рубидия. Во второй группе барий значительно преобладает над стронцием при более высоких содержаниях рубидия. Промежуточное положение между этими двумя группами пород занимают тоналит-трондземитовые «серые гнейсы», субщелочные и щелочные базальты, шшонит-латиты и известково-щелочные дациты. При этом фиксируемое сходство Ba—Rb—Sr-отношений в разновозрастных мантийных магматитах (от архейских толеитов до базальтоидов современных океанических рифтов) согласуется с представлениями о неизменности вещественного состава мантии в течение последних трех миллиардов лет [25]. Резкое же возрастание роли Ba относительно Sr в архейских породах протокры могло быть обусловлено процессами отделения сиалической оболочки от верхней мантии, сопровождавшимися широко проявленным фракционированием плагиоклаза (концентратора Sr), приведшим к формированию многочисленных архейских габбро-анортозитовых массивов, отличающихся крайне низким (субхондритовым) содержанием лантаноидов [28]. Не исключено также, что значительную (а, может быть, и решающую) роль в этом сыграло, как принято считать [6], и накопление

в протоколе в процессе ее формирования радиоактивных тяжелых элементов и, прежде всего, урана, среди продуктов деления которого преобладают активные изотопы цезия, циркония, церия и других РЗЭ, а также нерадиоактивные изотопы бария и лантана [4]. Образовавшиеся при этом в процессе деления урана изотопы цезия с массовыми числами 134, 135 и 137, составляющие 65 % смеси цезиевых изотопов, в результате гамма-излучения преобразовывались затем в устойчивые атомы бария, тогда как осколки радиоактивного стронция со временем распадались [4]. Это могло привести к росту содержания Ba и Ba/Sr-отношения в формирующейся протоколе. Тем более, что процесс очистки урана от обломков распада (кислородное «шлакование» при температуре 1200 °C), как показала практика [4], в принципе аналогичен процессу выплавления силикатной оболочки из мантии и также сопровождается обогащением «шлаковой» пленки продуктами деления урана.

Что же касается рубидия, то на его распределение в магматических расплавах главное влияние оказывают два фактора: а) тесная кристаллохимическая связь с калием; б) эманационное накопление в остаточных гранитных и пегматитовых расплавах — более интенсивное, чем накопление калия, приводящее к закономерному росту содержания рубидия и рубидий-калиевого отношения в последовательных дифференциатах магматического очага.

Учитывая первый фактор, можно по содержанию калия оценивать примерную концентрацию рубидия в исходных магматических очагах и возможную глубину их возникновения (мантийные, коровые, гибридные). Второй фактор определяет геохимическую специализацию гранитоидов на редкие и рудные элементы, в зависимости от величины калий-рубидиевого отношения в конкретном граните в сравнении с его обобщенным «стандартным» гранитом [1, 21], а также потенциальную рудоносность гранитоидов, оцениваемую согласно индексу «редкометалльности» [3, 9, 16, 29]. Самыми высокими концентрациями рубидия [15] характеризуются фации литий-фтористых гранитов, онгонитов и пегматитов.

Названные выше факторы, влияющие на геохимическое поведение бария, рубидия и стронция в магматических расплавах (особенно в гранитоидных), определяют и положение трендов петрогеохимической эволюции магм различного генезиса и состава на диаграммах Ba—Rb—Sr. Так, наличие разнотипных субстратов земной коры (океанического, протоконтинентального и материкового) обусловило существенные различия формирующихся в них исходных магматических расплавов, эволюция которых закономерно завершалась разнотипными гранитоидами. Примером наследования гранитоидами Ba—Rb—Sr-отношений от исходных мантийных или коровых магм может служить мезозойский магматизм дна Филиппинского, Охотского и Японского окраинных морей (рис. 3). В разломах, впадинах и на возвышенностях первого из них, сформировавшегося на коре океанического типа, магматизм представлен производными толеитовых магм [26, 31] со стронциевой специализацией, типичной для магм мантийного происхождения (ср. рис. 2 и 3). При этом аналогичные Ba—Rb—Sr-отношения характерны и для гранитоидов, коматматичных базитам, дна Охотского моря (данные А. Н. Маляренко [18] на рис. 3), в которых отчетливо прослеживается тенденция накопления бария и, в меньшей мере, рубидия в поздних кислых дифференциатах. В то же время мезозойские гранитоиды дна Японского моря, возникшего над опущенным блоком коры силикатного типа, характеризуются Ba—Rb—Sr-отношениями, присущими коре протоконтинентального и материкового типов (см. рис. 3). Таким образом, Ba—Rb—Sr-отношения в магматических породах отражают их происхождение (мантийное или коровое) и позволяют судить о наличии родственных связей гранитоидов с разнотипными исходными магмами.

Принято считать, что гранитоиды образуются тремя основными способами: в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых магм мантийного происхождения, ультраметаморфогенного преобразова-

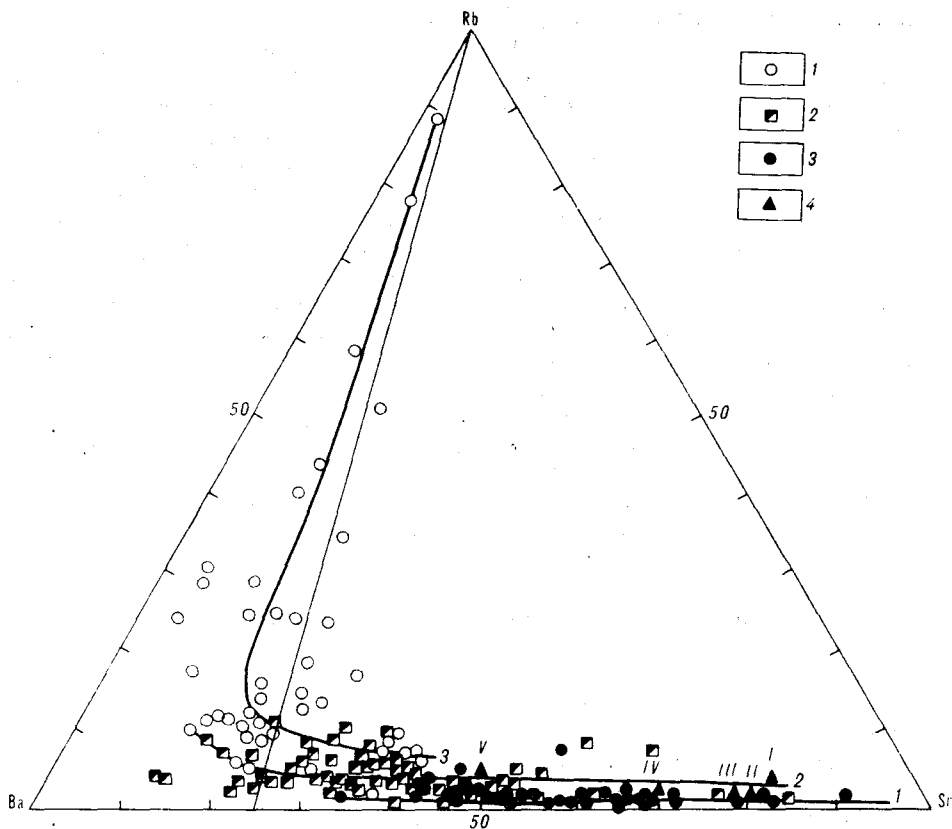


Рис. 3. Мезо-кайнозойские гранитоиды дна Японского (1), Охотского (2) и Филиппинского (3) морей на диаграмме Ba—Rb—Sr [18].

4 — базиты и ультрабазиты дна Филиппинского моря: I — толеитовые базальты разломов и впадин [26], II — толеиты, III — офиолиты, IV — островодужные базальты, V — щелочные базальты [31].

ния субстрата докембрийской протокоры и палингенного плавления материала континентальной коры [30]. В геотектоническом плане мантийные магматические образования приурочены к глубоководным швам на стыках континентальной и океанической коры с определенной зональностью размещения: ближе к разломам локализуются серии толеитовых базальтоидов с их плагиигранитными производными, далее, в сторону континента, располагаются андезитовые серии с их гранитными дериватами, и наиболее удалены в глубь континента шшонит-латитовые серии с их лейкогранитными производными. Ультраметаморфические гранитоиды образуются только в древних глубокометаморфизованных участках протокоры в результате глубокого метаморфического преобразования первичных осадочно-метаморфических пород и превращения их в породы, близкие по составу к гранитам (мигматизация), а также последующего палингенного выплавления из этих гранитоподобных пород анхиэвтектических гранитоидных расплавов. Наиболее распространенное в фанерозое палингенное гранитообразование осуществлялось при положительных движениях земной коры на этапах инверсии геосинклиналей и при тектономагматической активизации континентальных плит.

В зависимости от соотношения содержаний бария, рубидия и стронция в различных геохимических [29], формационных [2] и стандартных [6, 14] типах гранитоидов на диаграмме Ba—Rb—Sr (рис. 4) их фигуративные точки размещаются в пределах восьми петрогеохимических полей: I — толеитовых плагиигранитов, II — известковистых гранодиоритов и гранитов, III — монзонит-латитов, IV — ультраметаморфических гранитоидов, V — известково-щелочных гранитов, VI — плюмазитовых лейкогранитов, VII — агпайтовых калиевых гранитов и VIII — щелоч-

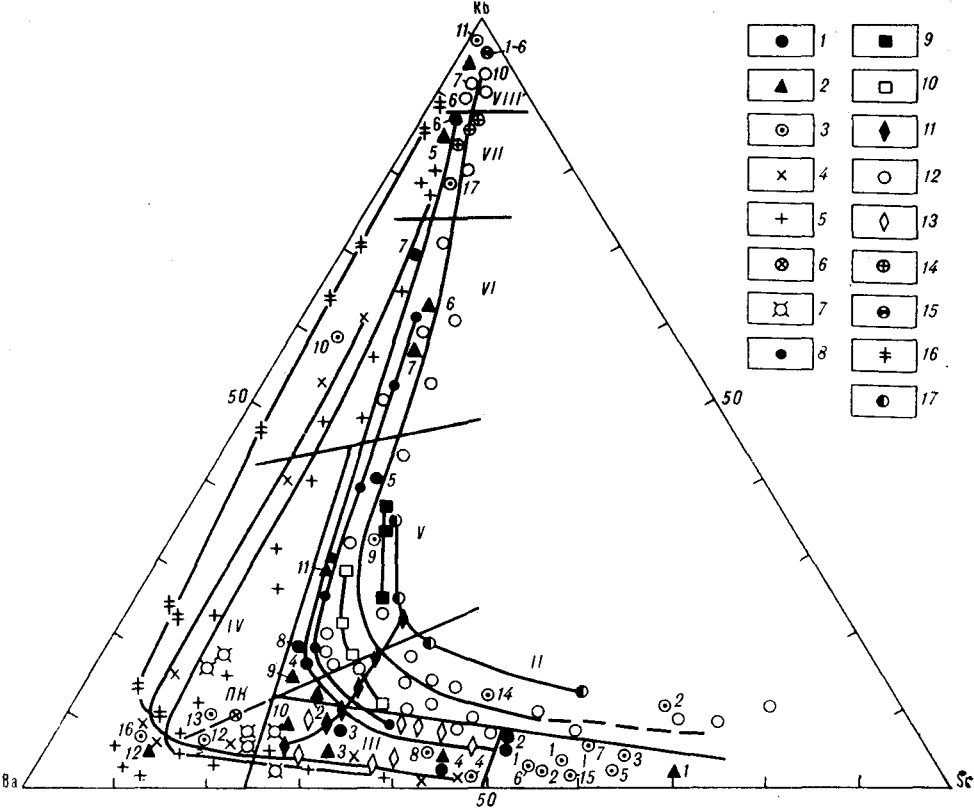


Рис. 4. Петрогеохимические поля гранитоидов на диаграмме Ba—Rb—Sr.

I — толеитовых плагиигранитов, II — известковистых гранодиоритов, III — монцонит-латитов, IV — ультраметаморфических гранитоидов, V — известково-щелочных гранитов, VI — плюмазитовых лейкогранитов, VII — агпаитовых калиевых гранитов, VIII — щелочных натриевых (альбитизированных) гранитов. Номера условных знаков на диаграмме соответствуют номерам породных групп в таблице, а цифры частных условных знаков — типам пород в группах.

ных натриевых (альбитизированных) гранитов. Названия полей даны по размещающимся в них наиболее типичным петрогеохимическим типам гранитоидов [19, 29].

Как следует из диаграммы на рис. 4 и таблицы, полю толеитовых плагиигранитов (I) соответствуют точки геохимического типа плагиигранита толеитового ряда [29], формационных типов габбро-диорита (1) и диорит-плагиигранита (2) и стандартных составов толеита (1), базальта (3), эссекситового габбро (5), нефелинового сиенита (7), траппа (6) и андезита (15). Во всех этих породах стронций значительно преобладает над барием при самых низких содержаниях рубидия.

В поле известковистых гранитоидов (II) разместились фигуративные точки плагиигранита андезитового ряда (29) и стандартного высококальциевого гранита (14). Здесь же расположились точки ранних базитовых дифференциатов армянской и мяочанской известково-щелочных серий Сихотэ-Алиня и палеозойских андезитов преображенновского комплекса. Эти породы характеризуются широкими вариациями барий-стронциевого отношения (от 0,5 до 5) при некотором повышении (в сравнении с породами поля I) роли рубидия.

Поле монцонит-латитов (III) включает геохимические типы монцонита латитового ряда (4), гранита латитового ряда (3) и палингенного гранита щелочного ряда (10), формационного типа гранодиорита (3), стандартные составы субщелочного базальта (4) и шошонит-латита (8). Здесь же располагаются точки палеозойских латитов преображенновского комплекса, мезозойских монцонитоидов Сихотэ-Алиня, докембрийских габбро-сиенитов и сиенитодиоритов оломского комплекса. В этих породах барий несколько преобладает над стронцием при низких содержаниях рубидия.

Средние содержания и соотношения рубидия, бария и стронция в различных магматических породах

Формационные, геохимические и стандартные типы гранитоидов	Содержание, г/т			Соотношение, %			
	Rb	Ba	Sr	Rb	Ba	Sr	Ba/Sr
1	2	3	4	5	6	7	8

1. Формационные типы гранитов [2]

1) габбро-диоритовый	45	400	450	5	45	50	0,89
2) диорит-плагиогранитовый	70	600	650	6	45	49	0,92
3) гранодиоритовый	100	850	400	8	63	29	2,12
4) гранитовый	180	840	350	14	61	25	2,40
5) аляскитовый	300	300	120	42	42	16	2,50
6) субщелочной гранитовый	550	50	20	88	8	4	2,50
7) щелочно-гранитовый	300	100	40	68	23	9	2,50
8) кларки в среднем граните	200	830	300	16	62	22	2,76

2. Геохимические типы гранитов [29]

1) толеитовый плагиогранит	2,6	57	139	2	28	70	0,41
2) гранит андезитового ряда	100	550	260	11	60	29	2,12
3) гранит латитового ряда	125	1700	700	5	67	28	2,44
4) монзонит латитового ряда	70	1470	1220	3	53	44	1,20
5) агпайтовые редкометалльные граниты	270	40	12	84	15	1	3,33
6) плюмазитовый гранит (среднее)	440	175	70	64	25	11	2,51
7) плюмазитовый гранит главной фазы	380	190	75	59	29	12	2,53
8) плюмазитовый гранит литий-фтористой фации	980	44	17	94	4	2	2,68
9) палингенный известково-щелочной гранит	175	830	330	14	62	24	2,50
10) палингенный гранит щелочного ряда	140	1550	650	6	66	28	2,38
11) редкометалльный гранит щелочного ряда	270	500	170	29	53	19	2,94
12) ультраметаморфический гранит	140	2800	280	4	87	9	10,0

3. Кларки в типовых породах [6, 7, 14, 23, 32]

1) толеит	8	150	190	2	43	55	0,79
2) ультрабазит	0,2	0,4	1,0	13	25	62	0,40
3) базальт	20	250	465	2	35	63	0,54
4) субщелочной базальт	10	250	220	2	52	46	1,13
5) эссекситовое габбро	73	1300	2300	2	35	63	0,55
6) трапп Восточной Сибири	16	230	270	3	45	52	0,85
7) нефелиновый сиенит	170	1300	2000	5	37	58	0,65
8) латит	70	1500	1200	3	54	43	21,4
9) гранит (мировой) OM	260	340	134	35	46	19	2,53
10) субщелочной гранит	140	90	8	59	38	3	11,3
11) альбитизированный гранит	1100	19	20	96	2	2	0,95
12) аляскитовый гранит	150	1900	400	6	77	17	4,75
13) докембрийский калиевый гранит	170	840	100	16	75	9	8,40
14) кальцевый гранит	110	420	440	12	43	45	0,95
15) андезит	3	270	385	2	40	58	0,70
16) сиенит	110	1600	200	6	84	10	8,0
17) щелочной гранит	390	75	35	78	15	7	2,1

4. Докембрийские гранитоиды Алданского и Украинского щитов [7, 23]

1) анортозиты	12	945	700	1	57	42	1,35
2) плагиогранит алданский	21	575	484	2,2	53	44,8	1,20
3) плагиогранит украинский	2	384	733	2	34	65	0,53
4) эндербит алданский	36	534	294	4,3	61,7	34	1,82
5) эндербит украинский	33	960	330	3	72	26	2,9
6) чарнокит алданский	96	1274	283	5,8	77	17,2	4,50
7) чарнокит украинский	164	2110	362	6	80	14	5,8
8) биркремит алданский	140	2340	302	5	84	11	7,8
9) биркремит украинский	132	1650	334	6	82	12	7,1
10) граносиениты	239	4110	471	5	85	10	8,8
11) лейкограниты калиевые	272	110	80	60	24	16	1,4
12) рапакиви главной фазы	257	1412	100	15	79	6	14,1
13) рапакиви II фазы	380	338	43	50	44	6	7,80

1	2	3	4	5	6	7	8
5. Улканский комплекс гранитоидов рапакиви [20, 22]							
1) кварцевый порфир	240	104	28	64	28	8	3,7
2) сиенит-порфир	300	640	165	27	58	15	3,9
3) диорит	116	1995	616	4	73	23	3,2
4) гранодиорит	81	1624	385	4	78	18	4,2
5) сиенит	106	2260	193	4	88	8	11,7
6) граносиенит	97	1992	379	4	81	15	5,3
7) гранофир	136	992	79	11	82	7	12,5
8) гиперстеновый гранит	115	1340	180	9	80	11	7,5
9) габбро	3	1006	431	2	69	29	2,3
10) габбро-сиенит	48	5050	346	1	93	6	14,6
11) анортозит	3	1266	774	1	61	38	1,6
12) микроклинит	45	5816	428	1	92	7	13,6
13) граносиенит рапакиви	201	920	160	15	72	13	5,8
14) гранит рапакиви	265	643	125	26	62	12	5,1
15) биотитовый гранит	400	66	35	80	13	7	1,9
16) щелочной гранит	415	79	43	77	15	8	1,8
17) щелочной лампрофир	300	278	116	44	40	16	2,4
18) щелочной пегматит	520	118	32	78	17	5	4,0
19) штокшайдер	240	160	42	54	36	10	3,8

6. Архейская протогора [25]

	100	1100	300	7	73	20	3,7
--	-----	------	-----	---	----	----	-----

7. Архейские гранитоиды протогоры [8, 23]

1) эндербиты	56	890	327	4	70	26	2,7
2) чарнокиты	100	1260	330	11	70	19	3,8
3) биркремиты	188	1090	650	10	74	16	1,7
4) аляскиты	195	760	68	19	72	14	11,2

8. Палеозойские гранитоиды Малого Хингана [19]

1) диориты	120	860	420	9	60	31	2,1
2) гранодиориты	200	744	260	16	62	22	2,9
3) амфиболовые граниты	300	720	244	24	57	19	3,0
4) биотитовые граниты	320	240	70	51	38	11	3,4
5) турмалиновые граниты	400	190	75	60	29	11	2,5
6) гранит-порфиры	480	810	300	30	51	19	2,7

9. Палеозойские граниты шмаковского комплекса [19]

1) биотитовые граниты	300	680	300	24	52	24	2,3
2) гранит-порфиры	350	456	240	33	46	21	1,9

10. Гранитоиды Бурейнского кристаллического массива [8, 19]

1) диориты	120	806	420	10	59	31	1,9
2) гранодиориты	191	760	303	15	61	24	2,5
3) граниты	234	717	292	20	57	23	2,5
4) гранит-порфиры	430	788	258	29	54	17	3,1

11. Преображенковский комплекс латитов [21]

1) латит	100	1560	540	5	71	24	2,9
2) кварцевый латит	180	1400	600	8	64	28	2,3
3) пегматит	420	1200	640	18	53	29	1,9
4) слюдяной андезит	200	800	480	14	54	32	1,7
5) лейкогранит	154	1760	640	6	69	25	2,8
6) граносиенит	160	1320	620	8	62	30	2,1
7) кератофир	240	520	310	22	49	29	1,7

12. Мезозойские гранитоиды арминской серии Сихотэ-Алиня [13, 27]

1) габбро-диориты	65	153	878	6	14	80	0,2
2) диориты массивов:							
Приисковский	70	593	541	6	49	45	1,1
Усть-Арминский	68	546	471	6	50	44	1,1
Средне-Арминский	93	532	340	9	55	36	1,6
3) адамеллиты	205	657	240	19	59	22	2,7

1	2	3	4	5	6	7	8
4) гранодиориты	86	561	407	8	53	39	1,4
5) биотитовые граниты	166	407	306	19	46	35	2,7
6) литий-фтористые граниты штоков:							
Тигриний	880	60	10	93	6	1	6,0
Забывтый	296	56	19	80	15	5	2,0
7) альбитизированные гранит-порфиры шт. Тигриний	770	45	30	91	5	4	1,5
8) гранодиориты массивов:							
Изалучинский	150	630	190	16	65	19	3,3
Усть-Арминский	145	480	400	14	47	39	1,2
Светлый	165	520	330	16	51	33	1,6
9) гранит массива Шумный	305	105	70	63	22	15	1,5
10) щелочные лейкограниты штоков:							
Тигриний	770	30	15	94	4	2	2,0
Лазовский	220	75	15	71	24	5	5,0
Светлый	235	115	25	62	31	7	4,6

13. Мезозойские монцититоиды Сихотэ-Алиня [13, 27]

Массивы							
ключ Рогатый	33	767	473	3	60	37	2,0
ключ Желтый	143	934	371	11	62	27	3,0
ключ Ветвистый	63	908	326	5	70	25	2,8
ключ Лапшина	90	873	348	7	66	27	2,4
ключ Ловлягин	90	593	486	8	51	41	1,2
ключ Солнечный	50	530	332	6	58	36	1,6
шток Усть-Микулинский	56	666	590	4	51	45	1,1

14. Агпайтовые (щелочные) граниты Хан-Богдинского массива [5]

1) граниты главной фазы	180	20	8	86	10	4	2,5
2) экериты	209	21	6	88	10	2	3,5
3) пегматиты	189	28	6	85	12	2	4,7

15. Альбитизированные граниты Жанчивлянского массива [15]

1) микроклин-альбитовые	795	9	16	97	1	2	0,5
2) амазонит-альбитовые	881	8	14	98	1	1	0,5
3) альбит-лепидолитовые	1500	6	9	98	1	1	0,7
4) аляскиты	730	3	18	97	0,5	2,5	0,2
5) альбититы	753	3	14	98	0,5	1,5	0,2
6) пегматоидные аляскиты	840	5	15	98	0,5	1,5	0,33

16. Салминский плутон гранитоидов рапакиви [12]

I фаза:

1) выборгит оvoidный	164	1313	143	10	81	9	9,2
2) питерлит оvoidный	207	1070	70	15	79	6	15,3
3) аплит	234	750	80	22	71	7	9,3
4) кварцевый порфир	260	760	50	24	71	5	15,2

II фаза:

5) биотитовый гранит	256	260	22	47	49	4	11,8
6) порфиroidный гранит	388	197	15	65	33	2	13,2
7) гранит-порфир	407	157	11	71	27	2	14,3
8) миароловый гранит	423	60	9	86	12	2	6,7

III фаза:

9) лейкогранит щелочной	600	58	12	89	9	2	4,8
-------------------------	-----	----	----	----	---	---	-----

17. Мезозойские гранитоиды мяочанский серии Сихотэ-Алиня [21]

1) габбро-диориты	128	320	496	14	33	53	0,7
2) гранодиориты	195	500	340	19	48	33	1,5
3) амфиболовые граниты	285	560	243	26	51	23	2,3
4) турмалиновые граниты	249	340	145	34	46	20	2,4

Примечание. Названия пород даны в терминологии авторов цитируемых литературных источников. Количественные определения бария, рубидия и стронция в авторских образцах горных пород произведены в ЦХЛ ПГО Приморгеология М. В. Войтишиной на рентгеновском спектрометре УРА-2. Порог чувствительности для бария $3 \cdot 10^{-3}$ %, стронция и рубидия 10^{-4} %. Точность анализа всех трех элементов ± 10 %, коэффициент вариации результатов измерения рубидия и стронция 5,5 %, бария 6,3 %. Остальные анализы взяты из опубликованных работ, указанных в списке литературы.

Согласно Л. В. Таусону [29], геохимические типы гранитоидов, соответствующие по величинам Ba—Rb—Sr-отношений поля I—III на рис. 4, являются дифференциатами магм мантийного происхождения, что подтверждается и нашими данными (см. рис. 2, 3).

Поле IV отвечает составам древних стандартных аляскистов (12) и калиевых гранитов (13), архейских эндербитов, чарнокитов и биркремитов Алданского и Украинского щитов, а также протерозойских гранитов формации рапакиви. Чарнокитоиды и граносиениты рапакиви характеризуются самыми высокими концентрациями бария, а содержание рубидия возрастает от 2 до 40 % в направлении от ранних к поздним магматитам. В целом к образованиям поля IV относятся граниты нескольких геохимических типов (известково-щелочного, субщелочного и щелочно-гранитного) в зависимости от состава гранитизируемого субстрата.

Поле известково-щелочных гранитоидов (V) соответствует геохимическим типам палингенных известково-щелочных (9) и редкометалльных гранитов щелочного ряда (II), а также формационному (4) и среднему (8) типам гранитов. Аналогичные отношения Ba—Rb—Sr характерны для палеозойских гранитоидных батолитов Хингано-Буреинского и Ханкайского кристаллических массивов (биджанского, лондоковского, гродковского и шмаковского комплексов), а также для крупных мезозойских интрузивов мяочанской и арминской дифференцированных серий. Во всех этих породах резко возрастает роль рубидия (до 40 % общей суммы элементов). При этом палеозойским гранитоидам присуще четырехкратное преобладание бария над стронцием, а мезозойским — лишь двухкратное. Это обусловлено различиями Ba—Rb—Sr-отношений в субстратах, по которым формировались палеозойские палингенные батолиты (материковая кора) и мезозойские дифференциаты андезитобазальтовых (мантийно-коровых) магм.

Полю плюмазитовых лейкогранитов (VI) помимо геохимического плюмазитового типа гранитов [29] соответствуют еще формационные аляскистовый (5) и щелочно-гранитовый (7) типы и стандартный субщелочной гранит (10). Здесь же разместились пегматитоносные докембрийские граниты вулканской и приморской (Прибайкалье) серий, палеозойские граниты дитурского и мезозойские адамеллиты арминского комплексов. Все они представлены гранитоидами главных интрузивных фаз в сложно дифференцированных массивах и обычно интенсивно микроклинизируются. Роль рубидия в них возрастает до 75 %.

Поле калиевых агапитовых гранитов (VII) по Ba—Rb—Sr-отношениям соответствует геохимическому типу редкометалльного агапитового гранита (5), формационному типу субщелочного гранита (6), стандартному щелочному граниту (17) и щелочным гранитам Ныгваганского и Хан-Богдинского массивов.

В поле натриевых (альбитизированных) щелочных гранитов (VIII) группируются точки литий-фтористых гранитов (8), стандартного альбитизированного гранита (11), протолитионитовых гранитов Салминского плутона, штоков Забытый, Кировский, Тигриный (6—10) и альбитизированных (микроклин-альбитовых, амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых) гранитов Жанчивленского и Абдарского массивов Монголии (1—6). Для них характерно максимальное накопление рубидия на магматическом этапе.

При этом на треугольной Ba—Rb—Sr-диаграмме (см. рис. 4) четко прослеживаются три главных тренда петрогеохимической эволюции исходных магматических расплавов: стронций-бариевый, типичный для мантийных толеитовых магм; стронций-барий-рубидиевый, проявленный в комагматичных габбро-диорит-гранодиорит-гранитных сериях (арминской и мяочанской), сформировавшихся в результате кристаллизационной дифференциации гибридных магм; барий-рубидиевый, проявленный в комплексах ультраметаморфогенных и палингенных гранитоидов, образовавшихся за счет гранитизации обогащенного барием материкового субстрата земной коры. Два последние тренда направлены к рубидиевой

вершине диаграммы Ba—Rb—Sr (см. рис. 4), что соответствует гомодромной последовательности образования магматических пород в сериях и комплексах и принципу конвергентности гранитообразования.

Каждая генетическая группа гранитоидов характеризуется специфическими особенностями развития. Так, эволюция мезозойских магматитов арминской серии Сихотэ-Алиня прослеживается от известковистых габброидов поля II до литий-фтористых гранитов поля VIII, сопровождаясь на каждом этапе развития формированием гранитоидов, соответствующих по Ba—Rb—Sr-отношениям всем промежуточным полям (см. рис. 4). Тренд эволюции докембрийских ультраметаморфических гранитоидов Восточной Сибири и Украинского щита начинается в поле III (монцонит-латитов) эндербитами и чарнокитами и завершается в поле VI плюмазитовыми лейкогранитами. С ним совпадает тренд эволюции раннепротерозойских гранитоидов улканской серии: он начинается в поле III габбро-сиенитами и сиенитами оломского комплекса, продолжается субщелочными граносиенитами и гранитами формации рапакиви (поле VI) и завершается щелочными гранитами в поле агпаитов VII. Тренд эволюции палингенных палеозойских гранитоидов Хингано-Буреинского кристаллического массива (лондоковский и дитурский комплексы) также начинается в поле III палингенными гранитами, возникшими за счет переплавления высокометаморфизованных и мигматизированных пород протокры с бариевой специализацией, и завершается высокоглиноземистыми плюмазитовыми лейкогранитами поля VI. В целом, в геолого-историческом аспекте по мере развития земной коры (от океанической к протоконтинентальной и материковой) мантийное магнеобразование сменялось ультраметаморфическим и затем оба они — палингенным, сопровождаясь формированием геохимически разнотипных и разноформационных гранитоидов.

Итак, на обширном аналитическом материале выявлен феномен повышенных барий-стронциевых отношений в архейской протокры и сформировавшихся в ней ультраметаморфогенных гранитоидах в сравнении с мантийными (древними и молодыми) магматическими породами (см. рис. 2).

Формирующиеся в мантии и земной коре магмы наследуют присущие исходным субстратам барий-рубидий-стронциевые отношения. Так как эти элементы при кристаллизации расплавов не образуют собственных минералов и равномерно рассеяны в них, то эти отношения являются геохимическими индикаторами генезиса магматических (и, прежде всего, гранитоидных) пород.

По Ba—Rb—Sr-отношениям среди мантийных, коровых и гибридных (мантийно-коровых) гранитоидов выделены восемь петрогеохимических полей (см. рис. 4): толеитовых плагиогранитов, известковистых гранодиоритов и гранитов, монцонит-латитов, известково-щелочных гранитов, ультраметаморфогенных гранитоидов, плюмазитовых лейкогранитов, калиевых агпаитовых гранитов и натриевых щелочных гранитов.

Намечается три главных тренда петрогеохимической эволюции гранитоидных серий и комплексов: стронций-бариевый, типичный для толеитовых мантийных магм; стронций-барий-рубидиевый, присущий дифференцированным магмам мантийно-корового (гибридного) происхождения; барий-рубидиевый, характерный для магм корового генезиса. При этом во всех случаях (в полном соответствии с принципом конвергентности гранитообразования) в последовательных дифференциатах кристаллизующихся магм Ba—Rb—Sr-отношения закономерно изменяются в направлении к конечным дериватам повышенной щелочности, что, вероятно, обуславливается эманационным накоплением щелочей в остаточных гранитных расплавах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. — М.: Наука, 1980.
2. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. — М.: Недра, 1979.

3. *Бородин Л. С.* Геохимические и петрологические факторы рудоносности редкометалльных гранитов // Геохимические методы при поисках скрытого оруденения.— М.: Наука, 1984.— С. 102—124.
4. *Вдовенко В. М.* Химия урана и трансурановых элементов.— М.: М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. *Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д.* Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов.— М.: Наука, 1981.
6. *Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник по геохимии.— М.: Недра, 1970.
7. *Геохимия* магматизма.— М.: Наука, 1982.
8. *Геохимическая модель* Тихоокеанской окраины Азии.— М.: Наука, 1984.
9. *Геохимия* мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1984.
10. *Глазунов О. М.* Геохимическая типизация ультрамафитов и системный подход к оценке их рудоносности // Проблемы рудоносности магматических пород/Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1987.— С. 43—50.
11. *Говоров И. Н., Симащенко В. П., Бадредиков З. Г.* Геохимические корреляции вулканитов активной окраины Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика/Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1987.— С. 56—76.
12. *Иваников В. В., Богачев В. А., Кобылянский Ю. С., Лапшин С. Г.* Геохимическая эволюция гранитов рапакиви Салминского массива // Геохимические идеи В. И. Вернадского в наши дни.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1987.— С. 168—186.
13. *Иванов В. С., Перепелица В. В.* Возможности геохимической и генетической типизации монзонитоидных и гранитоидных формационных рядов Сихотэ-Алиня по Ва, Sr, Rb и Zr // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 274, № 1.— С. 182—185.
14. *Каталог* стандартных образцов состава минерального сырья.— ВИМС МГ СССР.— М., 1988.
15. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
16. *Козлов В. Д.* Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов в прогнозировании редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов/Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1987.— С. 3—28.
17. *Луц Б. Г., Петрова З. И.* Геохимия побужских гранитоидов Украинского щита // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 284, № 5.— С. 1212—1217.
18. *Малыренко А. Н.* Мезо-кайнозойский гранитоидный магматизм в структурах окраинных морей Тихого океана: Автореф. канд. дис./ДВГИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1991.
19. *Недашковский П. Г.* Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.
20. *Недашковский П. Г.* Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты.— М.: Наука, 1986.
21. *Недашковский П. Г.* Петрология латитов и генезис слюдисто-альбитовых грейзенов // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 2.— С. 92—99.
22. *Недашковский П. Г., Лениников А. М.* К петрологии алданских рапакиви // Там же.— 1984.— № 6.— С. 83—89.
23. *Петрова З. И.* Геохимия гранулито-гнейсовых комплексов докембрия: Автореф. докт. дис./Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1989.
24. *Проблемы* геохимической типизации магматических пород/Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1987.
25. *Ранняя история* Земли: Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии.— М.: Мир, 1980.
26. *Симащенко В. П., Мартынов Ю. А., Октябрьский Р. А., Малахов В. В.* Геохимия магматических пород локальных впадин и разломов // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 118—134.
27. *Стрижкова А. А.* Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня.— М.: Наука, 1980.
28. *Суганов М. К.* Сравнительный анализ формаций автономных анортозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 7.— С. 3—18.
29. *Тausон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.
30. *Тausон Л. В.* Принципы геохимической типизации магматических горных пород // Проблемы геохимической типизации магматических пород/Ин-т геохимии СО АН СССР.— Иркутск, 1987.— С. 3—11.
31. *Щека С. А., Высоцкий С. В., Съедин В. Т. и др.* Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 145—185.
32. *Шербсков Ю. Г.* Теоретические и прикладные аспекты глобальной геохимии // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1987.— С. 7—13.

Наиболее интересным результатом исследования П. Г. Недашковского и А. М. Леникова мне кажется выявленная ими прерывистость в распределении отношений $Sr : Ba : Rb$ и показательный характер этого отношения для определенных групп изверженных пород (см. рис. 2—4). Эффектность диаграмм как будто бы подтверждает общее методологическое положение авторов о том, что исследование акцессорных химических элементов гранитоидов дает больше для генетических выводов, чем изучение их минерального и общего химического составов. На примере данной статьи видно, однако, что это не так. Геохимическая судьба Sr , Ba и Rb сильно зависит от Ca и K . Это известное положение спредливо отмечено в статье и дополнительно подтверждено рис. 1. Кларк редкого Rb , который принадлежит к IV геохимической декаде, в общем на порядок меньше, чем кларки Ba и Sr — элементов средней распространенности (III декада). Поэтому фигуративные точки обычных изверженных пород с невысоким содержанием калия примыкают к стороне $Ba-Sr$. Они распределяются здесь соответственно снижению содержания Ca : справа налево следуют основные, средние и умеренно кислые породы. Ультраосновные, где соотношения обычно невысоких содержаний K_2O , Na_2O и CaO очень изменчивы, не находят себе вполне определенного места. С другой стороны, субщелочные и щелочные гранитоиды, где содержание CaO , как правило, очень низкое, а также метапелиты, куда по определению относят метаморфические породы почти без калцийсодержащих минералов, содержат мало Sr и образуют тренд вдоль стороны $Ba-Rb$ (см. рис. 3). С ростом SiO_2 в изверженных породах растет содержание K_2O , а CaO — снижается, поэтому кларки Sr , Rb и Ba в умеренно кислых и средних породах становятся соизмеримыми. Так, по А. П. Виноградову кларки для средних пород (в г/т): $Rb - 1 \cdot 10^{-2}$, $Sr - 8 \cdot 10^{-2}$, $Ba - 6,5 \cdot 10^{-2}$, по К. Турекяну и К. Ведеполу для гранитов с $CaO > 1\%$, соответственно, $1,1 \cdot 10^{-2}$, $4,4 \cdot 10^{-2}$, $4,2 \cdot 10^{-2}$, для гранитов с $CaO < 1\%$ — $1,7 \cdot 10^{-2}$, $1 \cdot 10^{-2}$, $8,4 \cdot 10^{-2}$, для сиенитов — $1,1 \cdot 10^{-2}$, $2 \cdot 10^{-2}$, $1,6 \cdot 10^{-1}$. Такие породы и обнаруживают более или менее равномерное распределение величин $Ba : Rb : Sr$. Конкретнее природа неравномерного распределения фигуративных точек в концентрационном треугольнике $Rb-Ba-Sr$ может быть раскрыта с помощью следующих схематических оценок. Нас интересует область, где $Ba : (Ba + Sr + Rb) < 0,5$, т. е.

$$Ba < Rb + Sr. \quad (1)$$

Здесь содержания Rb и Sr особенно сильно отличаются друг от друга, т. е.

$$Sr \neq Rb. \quad (2)$$

Представим в первом приближении, как обычно поступают, связи Rb и Ba с K , а Sr с Ca как прямую пропорциональность: $Rb = K/r$; $Ba = K/b$; $Sr = Ca/s$. Тогда условие (1) $K/b < K/r + Ca/s$, после преобразований:

$$(r - b) s K < br Ca. \quad (3)$$

Разрешим ли это неравенство при $Ca/s = K/r$ (т. е. если не соблюдается условие (2))? Подставляя в (3) $K = (r/s)Ca$, получим $r < 2b$. Этого в изверженных породах не бывает, так как r колеблется в пределах 100—1000, обычно 150—650, в среднем 270, а b — от 10 до 100, обычно $b < 50$, в среднем составляет 16. Таким образом, содержания Sr и Rb при относительно низком Ba даже приближенно не могут быть равны друг другу. Очевидно, что это следствие того, что коэффициенты b и r на порядок отличаются друг от друга и что два из трех элементов тесно связаны с одним и тем же — калием.

Бедные калием изверженные породы часто считают производными мантийных магм, а высокое содержание K_2O объясняют влиянием коры на магматический расплав. Это не только спорно по существу механизмов, но и получает, чаще в отношении основных пород, противоположное объяснение, когда повышение содержания K_2O связывается с особенной глубиной источника магм. Понятия о стронций-бариевом, стронций-бариево-рубидиевом и бариево-рубидиевом трендах, как видно из сказанного выше, ничего нового в эту проблему не вносят. В самом деле, например, на рис. 3 есть точки щелочных базальтов (V) и щелочных трахитов (VI) из Филиппинского моря. Первая из них принадлежит стронций-бариевому («мантийному»), а вторая бариево-рубидиевому («коровому») трендам. Однако, очевидно, что это связано с разницей в содержании K_2O и CaO в щелочных трахитах и базальтах и говорит об их генезисе не больше, чем данные о макроэлементах.

Очень интересна большая изменчивость отношения $Ba : Rb$ в гранитоидах. Она, очевидно, во многом связана с фракционированием этих элементов в метаматматическом процессе в связи с тем, что Rb элемент более, а Ba — менее щелочной, чем K , а также с сильной изменчивостью цветного числа в субщелочных и щелочных гранитоидах, где слюды являются лучшими концентраторами рубидия, а щелочной полевой шпат — бария. Во всем этом не разобраться без сведений о минеральном и химическом составе пород.

Действительно, в большинстве случаев валовой химический состав близок к котектикам или эвтектикам, но их положение на диаграммах состояния, а также и топология этих диаграмм изменяются при изменении давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов, что и позволяет реконструировать многие условия генезиса магм.

ОБОБЩЕННАЯ РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ

Обосновывается параболическая форма кривых солидуса кислых, средних и основных пород, обусловленная увеличением с глубиной доли CO_2 в составе летучих. Это влияет на характер реологической структуры литосферы и, в частности, обуславливает увеличение степени ее расслоенности к краевым частям континентальных плит вследствие возрастания геотермического градиента.

В последние годы вопросам тектонической расслоенности литосферы уделяется много внимания из-за невозможности увязки данных региональной геологии с основными положениями концепции тектоники плит [7, 8]. При этом ряд исследователей связывает наблюдаемые геологические явления с неоднородностью строения самих литосферных плит, в частности, с наличием внутрилитосферных пластичных слоев, которые получили название «коровые астенослои» [7], «слои парадоксального состояния коры» [2], «активный слой» [1] и т. д. По их мнению, эти слои имеют повсеместное распространение и характеризуются высокой пластичностью, пониженными скоростями распространения упругих сейсмических волн, повышенными электропроводностью и проницаемостью среды. Появление такого слоя объясняют переходом пород в хрупко-дилатационное (псевдопластичное) состояние при определенных давлениях и температурах. Однако известно, что истинная пластичность все же возникает лишь при достижении дислокационной ползучести, которая, в свою очередь, появляется только в субсолидусных условиях [9]. Поэтому очень важно именно с этих позиций рассмотреть возможность существования пластичных слоев в составе континентальной литосферы.

Лабораторными исследованиями доказано огромное влияние летучих на характер плавления пород. Но существуют различные точки зрения как на возможность наличия летучих в мантии (от полного их отсутствия до 13 мас. % H_2O по его содержанию в серпентините), так и на формы их присутствия (свободный углерод в виде графита или алмаза, карбонатные минералы, свободная флюидная фаза). Судя по тому, что ни одна из вычисленных к настоящему времени геотерм не пересекается с безводным солидусом перидотита, более предпочтительно мнение о присутствии в мантии хотя бы незначительного количества летучих, таких как H_2O и CO_2 . Об этом же свидетельствуют многочисленные данные о составе включений газа в базальтах и нодулях ультраосновного состава [4]. Принято считать, что эти газы являются продуктом плавления мантии и существует процесс непрерывной дегазации Земли, который является основным источником формирования океанической воды и атмосферы [3, 10]. Не случайно аномально высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ характерны не только для вулканических газов и их включений в базальтах, но и для морской воды [4].

Влияние H_2O и CO_2 на температуру плавления пород неоднозначно. Оба они снижают эту температуру, но степень воздействия паров H_2O намного сильнее, чем CO_2 . Потому очень важное значение приобретают соотношения этих компонентов в составе летучих и степень влияния изменения названного соотношения на характер кривых солидуса. Так, по [6] отличительным свойством кривых солидуса силикатов в присутствии H_2O и CO_2 является наличие температурного минимума, который обусловлен резким падением температуры плавления пород при повышении давления и последующим увеличением этой температуры. По мере увеличения доли воды в составе летучих минимум становится более интенсивным, но выполаживается и сдвигается в сторону высоких давлений, при этом наклон кривой солидуса после минимума уменьшается. Значит, при преобладании в составе летучих CO_2 минимум солидуса не так значителен, а при

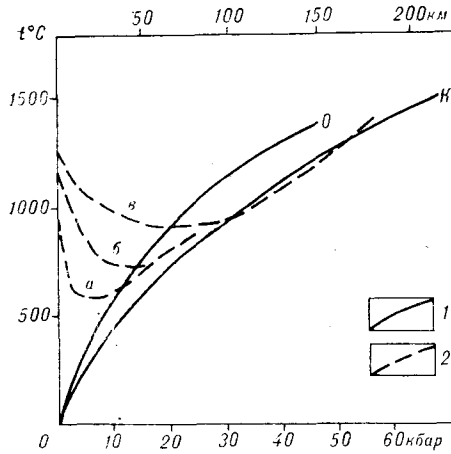


Рис. 1. Условия плавления пород континентальной коры и верхней мантии. 1 — континентальная (К) и океаническая (О) геотермы по Рингвуду; 2 — линии солидуса кислых (а), основных (б) пород и пироксенита (в) в присутствии воды и углекислоты при увеличении доли последней с глубиной. Построены с использованием данных А. А. Кадика [5], Х. Йодера [4].

Представляется, что кривая солидуса после глубокого минимума имеет градиент, близкий к имевшему до этого минимума, но обратного направления. Как показал А. А. Кадик [5], это может иметь место при плавлении гранитов в условиях увеличения с глубиной доли CO_2 в составе летучих. По его мнению, изменение соотношения H_2O и CO_2 в составе летучих с глубиной является следствием различной растворимости этих компонентов в расплаве по мере понижения общего давления. Немаловажное значение при этом, возможно, имеет и возрастание влияния роли вадозных вод на состав выносимых из мантии летучих по мере продвижения их к поверхности Земли.

преобладании H_2O кривая солидуса после минимума становится очень пологой и пересекается с континентальной геотермой даже при низких значениях давления. Следовательно, плавление пород, особенно кислого состава, должно бы повсеместно происходить уже с глубин 30—35 км, что противоречит геофизическим данным.

Можно предположить, что аналогично будут меняться кривые солидуса не только гранитов, но и других пород (рис. 1). Эти кривые имеют близкую к параболе форму с температурными минимумами для гранитов при давлении 5—10 кбар, основных пород — 10—15 кбар и ультраосновных пород — 20—25 кбар. С континентальной геотермой пересекается лишь кривая солидуса перidotитов при давлении 30—50 кбар и температуре 1000—1250 °С. Это означает, что в пределах континентов на глубинах 100—150 км существуют условия для плавления пород верхней мантии, обуславливающие появление здесь проводящего слоя, который принято называть астеносферным. С кривыми солидуса кислых и средних пород континентальная геотерма не пересекается, хотя и близко к ним подходит. Следовательно, в спокойной тектонической обстановке эти породы могут находиться лишь в близосолидусном состоянии, но для начала их плавления необходимы какие-то дополнительные факторы.

Если не принимать во внимание локальные изменения геотермического поля, а рассматривать континент как единое целое, наблюдается усиление теплового потока от центра к краям континента в силу уменьшения мощности литосферы в этом направлении. Следовательно, у края континента кривая геотермы будет более крутая, чем осредненная, и она пересечется с кривой солидуса основных и, возможно, кислых пород, что приведет к появлению здесь проводящих слоев и в составе земной коры — в основании и (или) средней ее части. В центральной части континентов кривая геотер-

Рис. 2. Принципиальная схема расслоенности литосферы континентов: а — земная кора; б — верхняя мантия; в — астеносфера; г — средняя мантия; заштрихована область субсолидусного состояния среды.

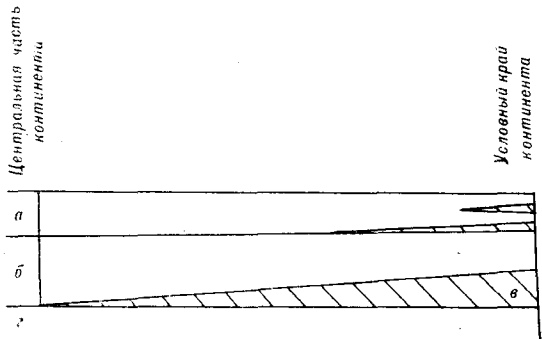


Рис. 2. Принципиальная схема расслоенности литосферы континентов: а — земная кора; б — верхняя мантия; в — астеносфера; г — средняя мантия; заштрихована область субсолидусного состояния среды.

мического градиента становится более пологой, и здесь она может не пересекаться с кривой солидуса перидотита. По всей видимости, это тот случай, когда астеносферный слой в мантии отсутствует.

Учитывая все сказанное, строение континентальной литосферной плиты можно представить в виде модели, приведенной на рис. 2. На ней нашло отражение возрастание степени расслоенности литосферы к ее окраинам, что обуславливает, в свою очередь, уменьшение в этом же направлении прочности самой литосферной плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И. Активный слой Земли // Сов. геология. — 1990. — № 4. — С. 104—108.
2. Борисов С. О. Слои парадоксального состояния геологической среды // Там же. — 1990. — № 4. — С. 92—101.
3. Виноградов А. П. Газовый режим Земли // Химия земной коры. Т. 2. — М.: Наука, 1964. — С. 5—21.
4. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. — М.: Мир, 1979.
5. Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы магматических и гидротермальных процессов. — М.: Наука, 1975. — С. 5—32.
6. Кадик А. А., Френкель М. Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. — М.: Наука, 1982.
7. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — М.: Наука, 1988.
8. Тектоническая расслоенность литосферы. — М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН; Вып. 343).
9. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологическое приложение физики сплошных сред. Ч. 2. — М.: Мир, 1985.
10. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. — М.: Мир, 1989.

ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 ноября 1991 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.344.094.43

А. И. Обжиров, Л. Н. Советникова

ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ И ПРИДОННЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Представлены результаты исследований газовой составляющей придонных вод и электронного парамагнитного резонанса донных осадков в северо-восточной части впадины Тинро и в северной части впадины Дерюгина. Предложены индикаторы прогноза нефтегазоносности морских акваторий.

Начиная с 1984 г. лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН ежегодно проводит исследования в Охотском море на научно-исследовательских судах. Изучается газовая составляющая воды и донных осадков, выполняются их гидрохимические, минералого-геохимические определения.

Интерес к газогеохимическим исследованиям в Охотском море связан с особенностями геологического строения его дна. Пришельфовые зоны моря являются красивыми прогибами, в которых накоплены мощные толщи осадочных нефтегазоносных отложений. На присахалинском шельфе открыты уникальные нефтегазовые месторождения. Из нефтегазовых залежей по зонам разломов, микротрещинам к поверхности поднимаются углеводородные газы. С одной стороны, они являются индикаторами нефтегазовых залежей и их можно использовать как критерии поиска месторождений нефти и газа [4, 5]. С другой стороны, углеводородные газы, мигрируя вверх из глубоких горизонтов Земли, взаимодействуют с окружающей их средой. Важно знать, что при этом происходит в осадках, как изменяются физико-химические условия в них, какие образуются новые минералы, в том числе рудные. Эти характеристики можно использовать для прогнозов нефтегазовых залежей, экологического контроля уровня загрязнения нефтепродуктами, выяснения взаимосвязей различных газогеохимических параметров.

В настоящей работе представлены результаты исследований газовой составляющей придонных вод и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) донных осадков в северо-восточной части впадины Тинро (станции 179—193) и в северной части впадины Дерюгина (станции 226—235) (рис. 1). В этих районах в придонной воде обнаружены как фоновые, так и аномально высокие концентрации метана.

Пробы придонной воды отбирались батометрами, а пробы донных осадков — гидростатическими трубками. Из проб воды и осадков газы извлекались на вакуумной установке. Концентрация метана определялась с помощью хроматографа.

На исследованном участке впадины Тинро повышенное содержание метана в придонной воде обнаружено в районе ст. 189. Там концентрация метана составляет 270 нл/л, в то время как на других станциях рассматриваемого района содержание метана не превышало (70 ÷ 110) нл/л.

Аномально высокое количество метана обнаружено в придонной воде северного района впадины Дерюгина (см. таблицу): на ст. 228 — 2200 нл/л, а на ст. 230 — 13550 нл/л. На ст. 227 концентрация метана составляла всего 20 нл/л (рис. 2). Таким образом, различие в концентрации метана в придонных водах станций рассматриваемого рай-

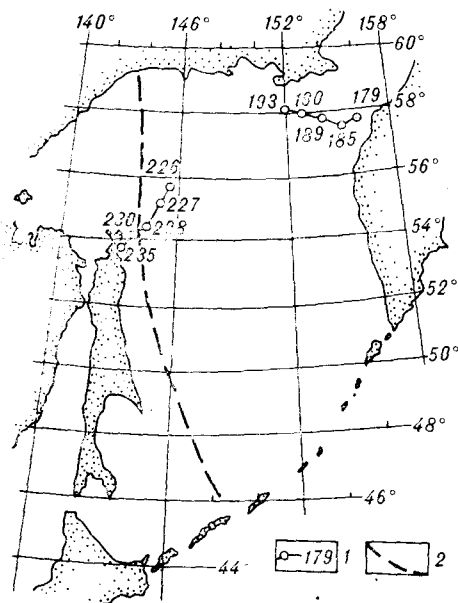


Рис. 1. Схема расположения станций в районе исследований. Охотское море. 1 — станция и ее номер, 2 — зона Восточно-Сахалинского разлома.

Содержание метана в придонных водах и данные ЭПР донных осадков Северного района Охотского моря

Номер пробы	Концентрация метана, мл/л	N, 10 ¹⁶ /мг	g	ΔH, Э	Fe, %	Mn, %
1. 179/10	70	484	3,29	1000	3,67	0,070
2. 185/20	110	363	3,20	1100	2,90	0,051
3. 189/260	270	18,4	2,53	1300	2,84	0,044
4. 190/10	100	190	3,31	1200	3,56	0,036
5. 190/100	100	240	3,26	1300	3,50	0,038
6. 190/205	100	135	2,97	1200	3,37	0,040
7. 193/10	110	212	3,04	1300	3,37	0,037
8. 193/140	110	127	3,51	1550	3,70	0,039
9. 193/230	110	224	3,44	1400	3,91	0,042
10. 227/0	20	99,5	3,14	1600	1,00	0,036
11. 227/90	20	93	2,94	1900	3,91	0,046
12. 227/220	20	69	2,48	1300	3,91	0,045
13. 228/40	2200	7,3	2,23	1400	3,38	0,041
14. 228/280	2200	14,9	2,21	1300	3,41	0,036
15. 230/0	13550	15,8	4,36	2000	1,28	0,031

на составляет 3—4 порядка. Следует отметить, что на станциях 228 и 230, где обнаружены аномалии метана, наблюдались выходы свободного газа, который высачивался с поверхности дна в виде пузырьков. Выходы свободного газа регистрировались эхолотом ГЭЛ-3. На эхолоте они зафиксированы в виде звукорассеивающих факелов и облаков (рис. 3, А, Б).

Донные осадки в рассматриваемых районах представлены илистыми отложениями на станциях 189, 190, 193, 227 и 228 и песчанистыми фракциями на станциях 179, 185, 230. На некоторых станциях донные осадки исследовались на трех горизонтах: 0—50 см, 50—150 см, 150—280 см. Горизонт взятия пробы в тексте и таблице обозначается в виде знаменателя дроби, числителем которой является номер станции. Согласно данным минералогического анализа [6], в осадках на станциях, где отмечены в придонной зоне аномалии метана, наблюдалось повышенное количество пирита, карбонатных конкреций, железомарганцевых микроконкреций.

Донные осадки исследовались с помощью ЭПР. В этих же пробах определено содержание железа, марганца, кобальта, хрома и других переходных элементов методом атомной абсорбции. Метод электронного парамагнитного резонанса позволяет

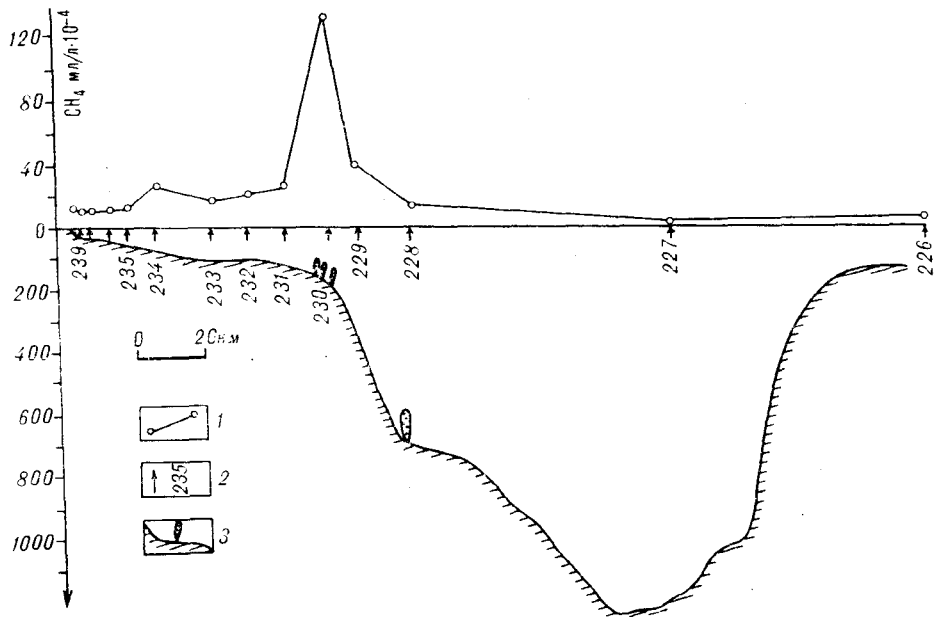


Рис. 2. Газогеохимический профиль северной части впадины Дерюгина.

1 — концентрация метана в придонной воде, мл/л; 2 — станция и ее номер; 3 — линия поверхности дна с указанием места выхода из дна газа.

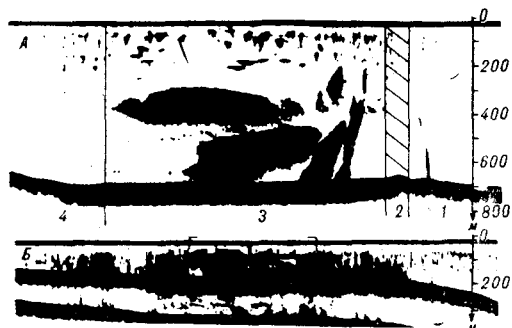


Рис. 3. Эхограммы звукорассеивающих тел в районе высачивания углеводородных газов.

А — на станции 228, 1 — участок эхограммы, записанный на ходу судна со скоростью 9 узлов; 2 — участок разворота судна; 3 — участок эхограммы на станции 228; 4 — участок последующего движения судна. Б — на станции 230.

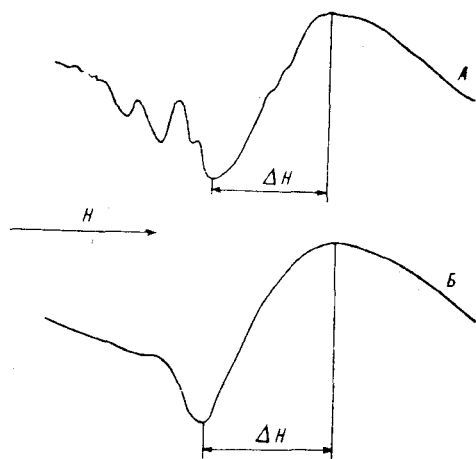


Рис. 4. Спектры ЭПР донных осадков. А — пробы 190/10; Б — пробы 227/90.

изучать системы, содержащие неспаренные электроны [3]. В донных отложениях такими системами являются, например, ионы переходных элементов: Fe, Mn, Co, Cr и другие. Ионы железа и марганца наиболее распространены в качестве примесей во многих группах минералов и представляют собой наиболее интересный объект для изучения методом ЭПР. Следует отметить, что далеко не все парамагнитные ионы дают резонансные сигналы, наблюдаемые при комнатной температуре. Многие сигналы ЭПР могут наблюдаться лишь при значительном повышении температуры изучаемых образцов. Это связано с особенностями расположения энергетических уровней неспаренных электронов, обуславливающих сигнал резонансного поглощения. В частности, при комнатной температуре хорошо наблюдаются сигналы ЭПР от ионов Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Cr^{3+} , Gd^{3+} , Eu^{2+} . А для получения спектров ЭПР от ионов Fe^{2+} , Ti^{3+} , Co^{2+} , Nb^{4+} , Nd^{3+} необходимо охлаждение образцов до азотных (≤ 77 K) или гелиевых (≤ 4 K) температур.

Наши измерения ЭПР выполнены с помощью малогабаритного спектрометра, работающего на длине волны $\lambda = 3$ см при комнатной температуре. Образцы перед помещением в резонатор СВЧ растерли в порошок в агатовой ступке. Масса измеряемых образцов варьировала от 2 до 30 мг, в зависимости от удельной интенсивности сигнала ЭПР соответствующего вещества.

Для описания сигналов ЭПР используются обычно такие характеристики: амплитуда, форма резонансной линии, ее ширина ΔH (в эрстедах); g — фактор, определяющий резонансные условия парамагнитных центров (ПМЦ), с которыми связана рассматриваемая линия.

В исследованных донных осадках северной части Охотского моря спектры ЭПР имеют сложный характер, который свидетельствует о наложении нескольких резонансных сигналов [7]. Однако можно выделить основную линию — наиболее интенсивную и широкую (рис. 4). В таблице представлены характеристики этой основной линии ЭПР во всех исследованных пробах (N — удельная концентрация ПМЦ, т. е. количество парамагнитных центров в 1 мг вещества). Не вдаваясь в подробности определения вышеназванных параметров, хорошо описанных в литературе [1—3], отметим лишь, что концентрация ПМЦ оценивалась по интенсивности линий ЭПР с помощью эталонов с известной концентрацией. К сожалению, точность оценок N из интенсивности линий невелика: даже для стандартов, выпускаемых ВНИИФТРИ, она составляет $\pm 10\%$. Для наших образцов погрешность определения N составляет $20 \div 50\%$.

Значения параметров спектра ЭПР позволяют предполагать, что наблюдаемые сигналы обусловлены преимущественно ионами Fe^{3+} . Это подтверждается и данными атомно-абсорбционного анализа, согласно которым процентное содержание Fe на несколько порядков превосходит содержание других переходных элементов. Процентное содержание марганца сравнимо по величине с содержанием титана в пробах. Однако спектры ЭПР от ионов Ti^{3+} могут наблюдаться лишь при пониженных температурах и в наших экспериментах не проявляются. Отметим, что линии ЭПР ионов Fe^{3+} и Mn^{2+} трудно разделить, поскольку g -факторы этих ионов в некристаллических материалах одинаковы [8].

Сопоставление данных ЭПР и атомно-абсорбционного анализа позволяет сделать некоторые выводы о валентности железа. Поскольку наши измерения проводились при комнатной температуре, сигналов ЭПР от двухвалентного железа мы не наблюдаем. Поэтому малая интенсивность сигнала ЭПР в пробе 189/260, по сравнению, например, с пробой 185/20 при одинаковом процентном содержании элемента железа в обеих пробах позволяет предположить, что в пробе 189/260 преобладают ионы Fe^{2+} .

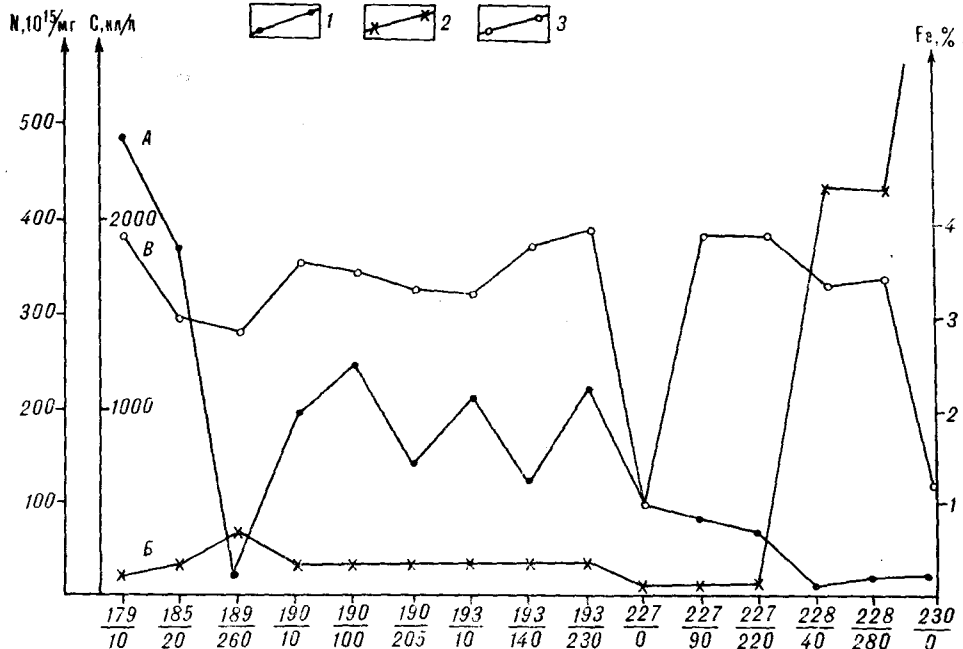


Рис. 5. Концентрации ПМЦ в донных осадках и метана в придонных водах исследованных станций.

A — концентрация ПМЦ в донных осадках; Б — концентрация метана в придонной воде; В — содержание железа в донных осадках.

Аналогичный вывод можно сделать и в отношении валентности железа в пробах 228/40, 228/280, 230/0.

Среди всех исследованных проб выделяются четыре: 189/260, 228/40, 228/280, 230/0 (см. таблицу). Для них характерна малая величина концентрации ПМЦ: $N \sim (7 \div 18) \times 10^{15}$ ПМЦ/мг, в то время как для остальных проб она значительно больше: $N \sim (69 \div 484) \times 10^{15}$ ПМЦ/мг. Эти четыре пробы отличаются и величиной g -фактора. В пробе 189/260 $g = 2,5$, в пробах 228/40 и 228/280 $g = 2,2$, в пробе 230/0 $g = 4,36$. Во всех остальных пробах величина g -фактора попадает в интервал $2,9 \div 3,5$.

Именно эти четыре станции, перечисленные в связи с отличающимися параметрами спектра ЭПР, выделяются аномально высоким содержанием метана в придонной воде. По-видимому, присутствие метана способствует формированию восстановительной обстановки в осадках и увеличению доли Fe^{2+} . Это приводит к значительному уменьшению интенсивности сигналов ЭПР (примерно на порядок).

Для концентрации ПМЦ, содержания железа в донных осадках и количества метана в придонной воде в пятнадцати исследованных станциях (рис. 5) наблюдается четкая корреляция: при возрастании содержания метана концентрация ПМЦ уменьшается.

Таким образом, в донных отложениях, через которые проходит повышенное количество метана, изменяются физико-химические условия, увеличивается количество двухвалентного железа, сульфидных, карбонатных минералов. Эти факторы можно использовать как индикаторы прогноза нефтегазоносности морских акваторий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтшуллер С. А., Козырев Б. М. Электронный парамагнитный резонанс. — М., 1983.
2. Блюменфельд Л. А., Воеводский В. В., Семенов А. Г. Применение электронного парамагнитного резонанса в химии. — Новосибирск, 1962.
3. Ингерэм Д. Электронный парамагнитный резонанс в биологии. — М.: Мир, 1972.
4. Обжиров А. И. Состав газа придонных вод нефтегазоносных районов Охотского и Южно-Китайского морей // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к азиатскому континенту. — Владивосток, 1990. — С. 179—184.
5. Обжиров А. И., Казанский Б. А., Мельниченко Ю. И. Эффект звуко рассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 2. — С. 119—121.
6. Обжиров А. И., Астахов А. С., Сорочинская А. В. Образование аутигенных минералов в морских осадках в районе газогеохимических аномалий // Тезисы 3-го Советско-китайского симпозиума. — Владивосток, 1989. — С. 122.
7. Алексеев А. В., Каменев С. Е., Советникова Л. Н. Исследование методом ЭПР донных отложений Южно-Китайского моря // Тез. докл. Всесоюзной конференции

«Применение магнитного резонанса в народном хозяйстве» (Казань, 22—24 июня 1988 г.). Ч. 1.— Казань, 1988.— С. 114.

8. *Griscom D. L.* Electron spin resonance in glasses // *Journ. of Non-Cryst. Solids.*— 1980.— V. 40.— P. 224—228.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
28 октября 1991 г.

УДК 553.64(571.61)

Э. Л. Школьник, Г. Н. Батулин, Е. А. Жегалло

О СТРУКТУРЕ ФОСФОРИТОВ о. НАУРУ

Произведено изучение онкоидных фосфоритов в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) в ПИН АН СССР. Результаты такого изучения, выполненного по особой методике, позволяют дополнительно обосновать уже высказанные ранее суждения [4].

При анализе общего вида онкоидных фосфоритов в СЭМ (рис. 1) отчетливо видна четкая индивидуальность каждого из онкоидов, несомненно отражающая первично седиментационную картину их строения, и, естественно, отсутствие каких-либо воздействий наложенных процессов растворения, перетолжения, которые должны были бы иметь место в случае влияния отложения гуано. Это полностью подтверждается и план-картой распределения фосфора (см. рис. 1, б).

При большей подготовке материала и соответствующем увеличении отчетливо просматриваются (рис. 2) детали внутреннего строения онкоидов — четкие, ультрамикроскопической толщины концентрические оболочки, количество которых широко варьирует. При этом отметим их превосходную сохранность. По мнению З. А. Журавлевой, просмотренной электронно-микроскопические снимки, онкоиды аналогичны микрофитолитам, близким к *Osagia*.

На ряде поверхностей онкоидов присутствуют оригинальные скульптурные формы размером около 5—6 мкм в поперечнике (рис. 3, 4, а, б). Они представляют собой либо столбчатые выступы, либо округлые валики с внутренним столбиком или без него. Эти образования очевидно являются бактериальными структурами, сформировавшимися на поверхности онкоидов в стадию их захоронения и сохранившимися в раннем диагенезе и при дальнейших преобразованиях.

Детальное изучение в СЭМ показывает, что онкоидные разновидности фосфоритов о. Науру демонстрируют прекрасную сохранность тончайших деталей своего строения, а также связанных с ними бактериальных образований. По этим характеристикам они совершенно не отличаются от онкоидных образований морских фосфоритов континентов [3, 5, 6] разных возрастов, связь которых с отложениями гуано не только не обсуждалась, но и вообще была бы абсурдной. Мы считаем, что проведенное изучение практически однозначно подтверждает ранее выдвинутый тезис [4], что фосфориты о. Науру ни в какой мере не образованы инфильтрацией растворов от покрывающих отложений гуано. Напротив, следует признать, что в рассматриваемом случае мы имеем дело с обычной раннедиагенетической фосфатизацией, вполне характерной как для морских, так и, что следует подчеркнуть, для озерных обстановок [1, 2] континентов. И нет никаких оснований считать, что в условиях озер-лагунов рифовых островов Мирового океана не могли осуществляться такие же условия и механизмы. И уж, тем более, нет никаких оснований как-либо отождествлять фосфориты о. Науру с карстовыми образованиями и, соответственно, карстовыми фосфоритами континентов. Ничего даже отдаленно общего между ними нет.

Все изложенное не означает вообще отрицания роли гуано в формировании фосфатов на островах Мирового океана, оно касается лишь тех фосфатов, которые определяются как «фосфатизированные известняки» (на островах-атоллах). Необходима еще серьезная работа по пересмотру условий формирования таких фосфатов, широко распространенных на весьма многочисленных островах, и на поднятых (типа Науру), и на низких с корковыми фосфатами. Важно также целенаправленное изучение процессов фосфатизации осадков озер-лагунов, где этот процесс несомненно идет в настоящее время. Последнее позволит более уверенно и точно понять процесс диагенетической фосфатизации вообще. То, что мы сейчас знаем о современных фосфоритах океанов, не позволяет, по объективным причинам, наблюдать этот природный процесс реально или требует более сложного оборудования и больших затрат. В озерах-лагунах осуществить изучение и легче, и дешевле, и удобнее. В этом смысле они являются природными «фабриками» процесса раннедиагенетической фосфатизации. Можно возразить, что изучение фосфоритов атоллов, за последние 150 лет отработанных, не имеет экономических обоснований. На возражение следует ответить, что, как уже становится ясным, фосфориты подводных гор и гайотов — просто опущенных под уровень океанов таких же островов-атоллов — в определенной части могут являться продуктом стадии нахождения этих гайотов в надводном положении.

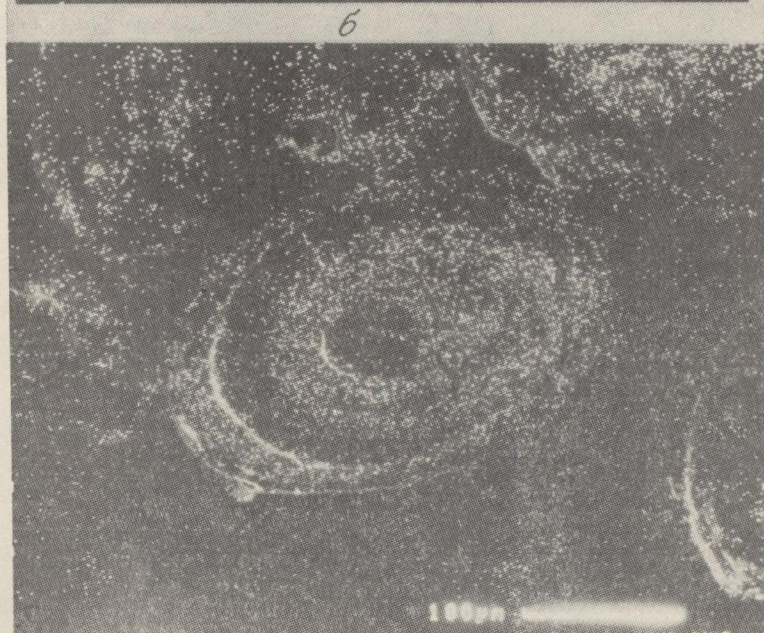
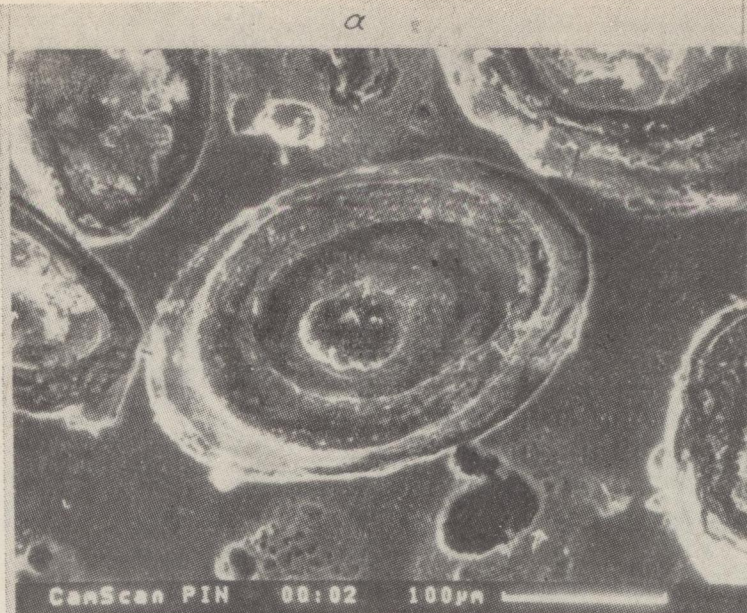


Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок (а) и план-карта распределения фосфора (б) онкоидной руды о. Науру. Прозрачный шлиф после обработки.

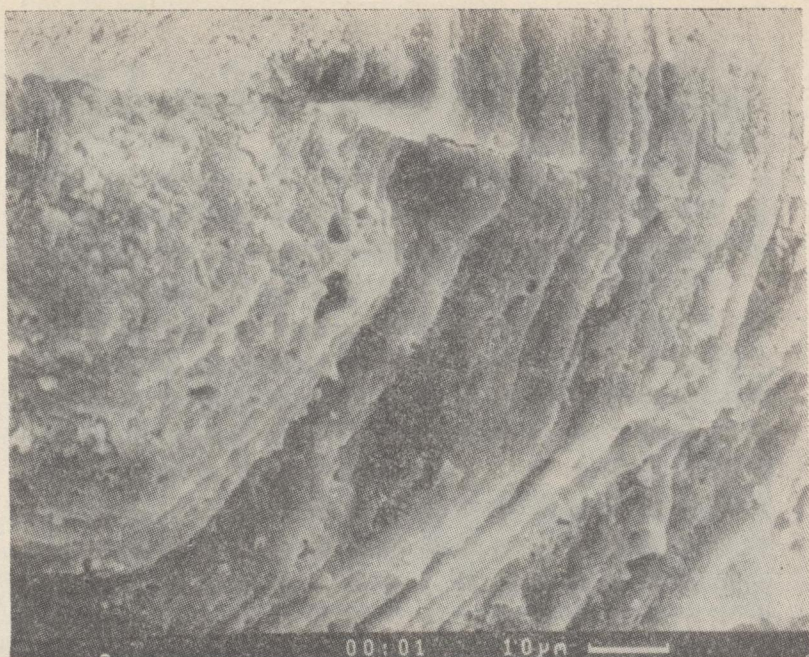
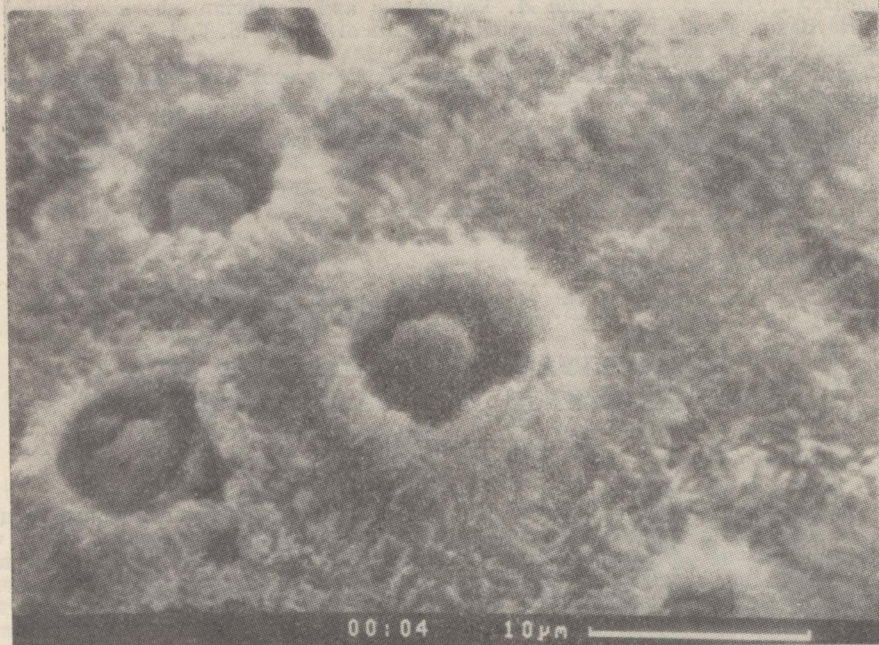


Рис. 2. То же, деталь строения оболочки онкоида.



Рис. 3. Остатки столбчатых бактериальных форм, замещенные фосфатом в онкоидных фосфоритах о. Науру. Прозрачный шлиф после обработки.

а



б

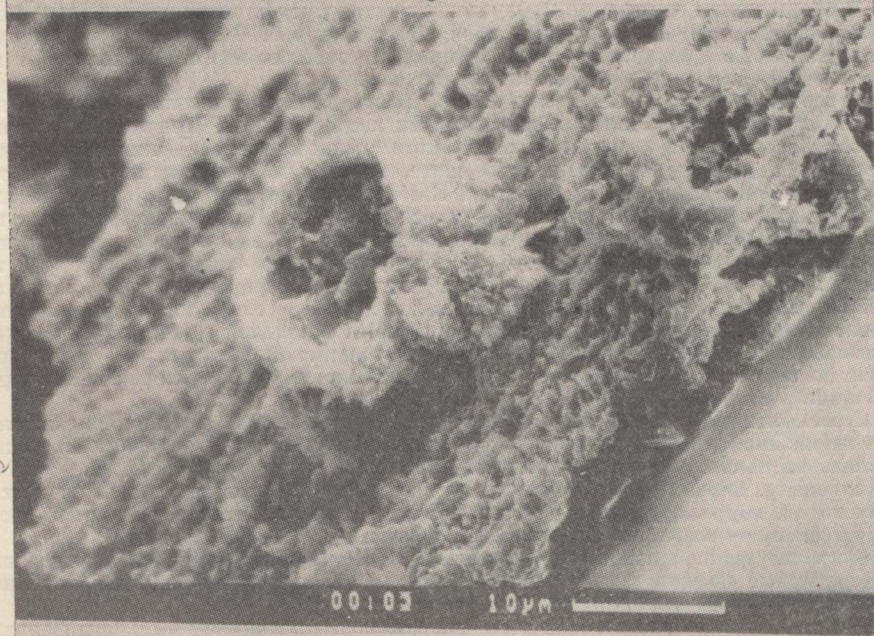


Рис. 4. а, б. Остатки более сложных форм микроорганизмов, замещенных фосфатом в онкоидных фосфоритах о. Науру. Прозрачный шлиф после обработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпова М. Н., Михайлов А. С., Озол А. А. и др. Фосфориты озерных отложений Закавказья // Сов. геология.— 1977.— № 8.— С. 124—130.
2. Школьник Э. Л. Фосфориты в верхнемеловых континентальных отложениях Амурской впадины // Геология и геофизика.— 1979.— № 12.— С. 136—142.
3. Школьник Э. Л., Нечипуренко О. Н., Киенко Л. А. К вопросу о типах и разновидностях фосфоритовых руд Харанурского месторождения (по поводу статьи Е. В. Скопинцевой «Литолого-генетические типы и разновидности фосфоритовых руд Харанурского месторождения») // Там же.— 1986.— № 11.— С. 135—140.

4. Школьник Э. Л., Батурич Г. Н. О происхождении фосфоритов о. Науру (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 5. — С. 42—48.
5. Lucas J., Plyin A. V., Kuhn A. Proterozoic and Cambrian phosphorites-deposits Volta Basin, West Africa // Phosphate deposits of the world. V. 1. — Cambridge University Press, 1985. — P. 233—243.
6. Perconig E., Vazquez F., Velando F., Leyva F. Proterozoic and Cambrian phosphorites-deposits: Fontanarejo, Spain // Ibid. — P. 220—234.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
14 октября 1991 г.

УДК 553.98 : 55(571.66)

В. В. Бобылев, Н. Н. Бакун

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПЕРЕРЫВ В ОЛИГОЦЕНЕ КОЛПАКОВСКОГО ПРОГИБА

(Западная Камчатка)

На материале Колпаковского прогиба показано, что формирование мощной морской терригенной среднеэоценово-нижнемiocеновой толщи произошло в два этапа, разделенные перерывом осадконакопления в раннем олигоцене. Это стратиграфическое несогласие, к которому приурочены почти все проявления и месторождения углеводородов в Западной Камчатке, широко обозначилось в кайнозойских структурах Дальнего Востока и служит четким репером, подчеркивающим этапы развития осадочных бассейнов.

В структурном отношении Западная Камчатка представляет собой близмеридиональную систему кайнозойских прогибов, среди которых Колпаковский характеризуется наибольшей мощностью выходящих его кайнозойских отложений (от первых сотен метров на юге до более 4000 м на севере).

Строение и латеральная изменчивость кайнозойских отложений Колпаковского прогиба детально изучаются при сейсмических исследованиях. При этом палеогеографическая обстановка и условия формирования среднеэоценовой — нижнемiocеновой части разреза (коррелятив снатольской свите, ковачинской и воямпольской сериям Точиллинского опорного разреза Западной Камчатки), к которой приурочены промышленные залежи газа, остаются недостаточно изученными. По данным бурения в пределах прогиба (рис. 1) и наблюдениям в обнажениях в смежных с севера Воямпольском и Хайрюзовском прогибах [1, 5, 8] установлено, что базальные слои этой толщи залегают с перерывом и четким несогласием на дислоцированных и уплотненных верхнемеловых терригенных и на палеоцен-среднеэоценовых породах. Последние относительно маломощные (до 310 м), грубозернистые, представлены прибрежно-морскими и дельтовыми фациями (по-видимому, аналогами напанской и хулгунской свит). Кровля толщи перекрыта базальными грубозернистыми породами неогеновой кавранской серии.

Стратификация толщи базируется на довольно редких находках в керне скважин остатков малакофауны и микрофауны с учетом данных по палинофлорам. Ее нижняя половина, фациально изменчивая по латерали и вертикали, отнесена Л. И. Митрофановой к эоцену. Верхняя часть толщи, судя по каротажу, четко делится на пачку глинистых пород, коррелируемую с олигоценовой вивентекской свитой и глинисто-песчаниковую пачку — возрастной аналог миоценовой кулувенской свиты [3].

В кровле нижней половины толщи на юге Колпаковского прогиба выделяется верхнеэоценовый песчаниковый газоносный горизонт, известный по ранее опубликованным работам как «утхолоская свита».

При детальном изучении этой части разреза по 18 скважинам выявлена фациальная зональность, близширотная в южной части прогиба (см. рис. 1). На юге прогиба, в пределах намечающегося выклинивания, мощность горизонта составляет 80—130 м (Северо-Колпаковская площадь). Горизонт сложен в основном песчаниками серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми, хорошо отсортированными. Они включают редкие тонкие прослой гравийников, мелкой уплотненной гальки, алевролитов, песчаных известняков-ракушников. Слоистость неясная либо четкая линзовидно-волнистая, мелкая и крупная косая, в отдельных случаях клиновидная. Части размыты, мелкие конседиментационные деформации оползания и разрывы сплошности слоев. Крепость цементации (при глубине залегания до 2,4 км) различная до весьма слабой. Это определяет сравнительно высокие фильтрационно-емкостные свойства песчаных пород-коллекторов. Структурно-текстурные особенности пород и строение разрывов свидетельствуют, что формирование отложений происходило в приливно-отливной и наиболее мелководной прибрежной зоне бассейна в условиях активного вдольберегового перемещения осадков с востока (из зоны дельты) на запад.

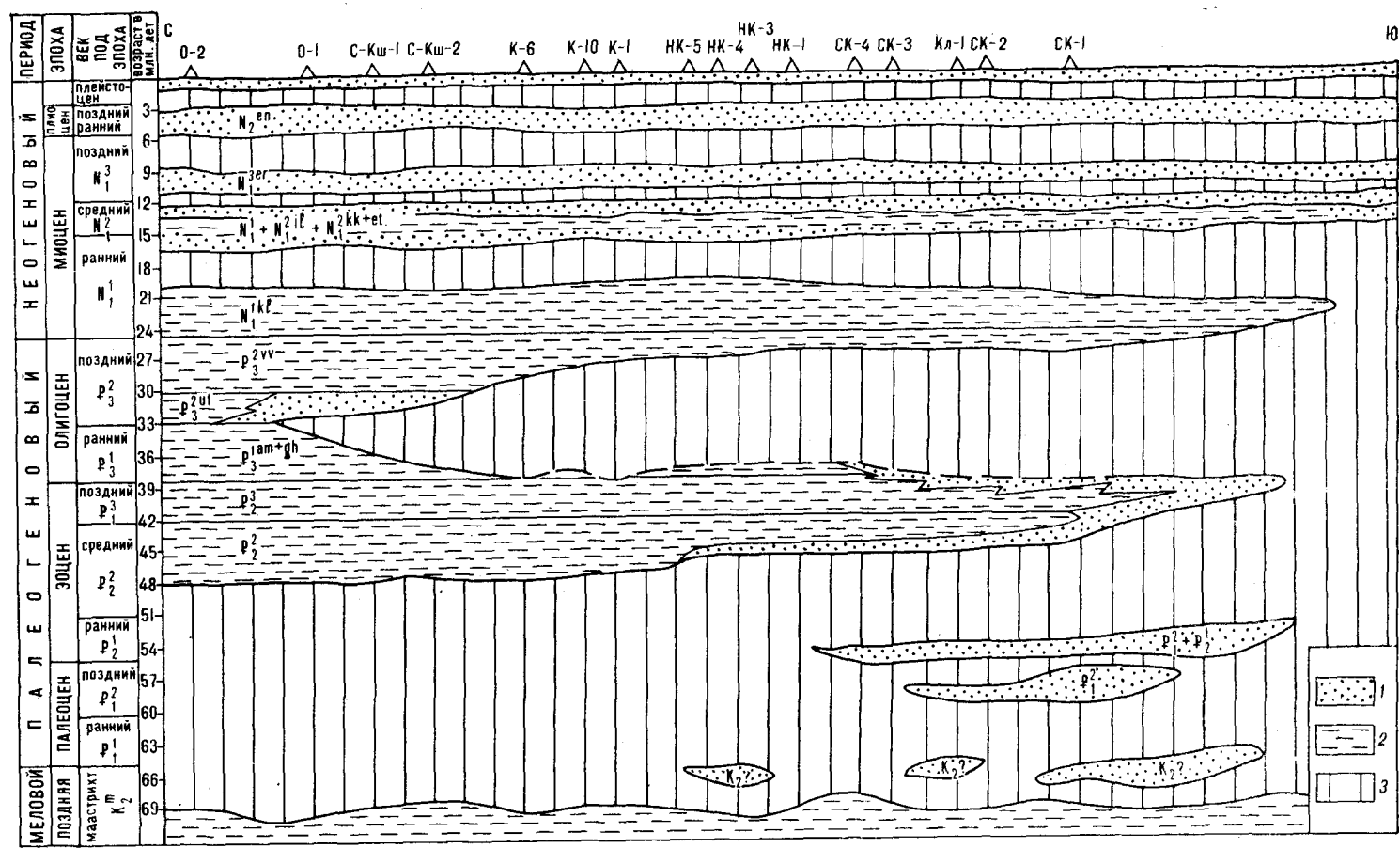


Рис. 1. Хроностратиграфическая схема по линии Соболевский выступ — Охотская площадь в Колпаковском прогибе.

Осадки: 1 — прибрежно-морские, 2 — морские, 3 — отсутствие осадков. Скважины: О — Охотская 1 и 2, С-Кш — Северо-Кшукская 1 и 2, К — Кшукская 1, 6 и 10, НК — Нижне-Кванчинская 1, 3, 4 и 5, СК — Северо-Колпаковская 1—4, Кл — Колпаковская .

Севернее (Кшукская площадь) мощность горизонта увеличивается с 200—230 м, что сопровождается переходом к частому переслаиванию мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Слоистость четкая горизонтальная, реже линзовидно-волнистая и мелкая косая. Часты биотурбации, текстуры взмучивания и оползания осадка. Эти отложения прибрежной части мелководного шельфа в северо-западном направлении (Северо-Кшукская площадь) сменяются существенно глинистыми отложениями более глубоководной зоны шельфа при сокращении их мощности до 100—150 м.

Проведенная реконструкция условий образования верхнеэоценового горизонта показывает, что в южной прибрежной зоне существовали благоприятные условия для формирования крупных аккумулятивных песчаных тел — баров. Это подтверждается широким развитием соответствующего литогенетического типа песчаных осадков. Но в рельефе кровельной части горизонта бары как положительные элементы палеорельефа морфологически не выражены. Корреляция разрезов показала, что кровля горизонта характеризуется эрозонным расчлененным рельефом с амплитудой до 90 м, наложенным на поверхность эоценовых отложений различных фациальных зон. Отрицательные участки палеорельефа (палеоврезы) выполнены глинистыми породами, содержащими гнездовидные включения обломочных зерен песчаной и алевроитовой размерности. Слоистость невидержанная, линзовидная, корреляция затруднена. Выше залегает существенно глинистая толща, четко слоистая и хорошо коррелируемая.

Важно подчеркнуть, что в кровле горизонта песчаников отмечены прослойки рыхлой гравийно-песчано-алевритоглинистой породы. Поверхность песчаников расчленена вертикальными трещинами, выполненными цеолитами (скв. Северо-Колпаковская-1). В составе обломочной части пород — пирокластита и полевые шпаты сильно изменены. Это свидетельствует о существовании перерыва, во время которого имела место активная денудация и формирование эрозонного рельефа, что подчеркивает длительность скрытого перерыва. Отсутствие активной переработки сформированного рельефа при последующей трансгрессии могло определяться быстрым продвижением береговой линии, возможно катастрофическим затоплением склонов Колпаковского прогиба.

Л. И. Митрофанова отмечает, что в южной части Колпаковского прогиба из разреза выпадают олигоценовые отложения и слои с миоценовой микрофауной налегают на песчаники эоцена [3]. Еще раньше, по данным сейсморазведки, несогласие между продуктивными песчаниками и вивентекской свитой отмечали М. Г. Аристаров и Р. И. Шиленко [4].

На основании результатов фациально-палеогеографического и тектоностратиграфического анализа палеогеновых отложений Колпаковского прогиба мы пришли к выводу о наличии в раннем олигоцене по крайней мере для южной половины прогиба перерыва осадконакопления с hiatusом не менее 5 млн лет (в опорном Точилинском разрезе этот этап отвечает амаинско-гакхинскому и утхолокскому времени). В предвивентекское время юг прогиба представлял собой обширную наклонную прибрежную равнину, возникшую на месте мелководного эоценового шельфа. В ее пределах была заложена речная сеть, создавшая довольно сложно расчлененный рельеф с эрозонными останцами на палеоводоразделах высотой до 100 м над уровнем палеобассейна и отдельных врезов палеорусел глубиной свыше 30 м (рис. 2).

Во второй половине олигодена, на этапе новой трансгрессии, формируются глинистые существенно глубоководные отложения вивентекской и кулувенской свит, образующих в разрезе кайнозоя Колпаковского прогиба довольно надежную региональную покрывку. В вивентек-кулувенское время расширение трансгрессии морского бассейна достигло максимума: из всех осадков палеогена вивентекская и кулувенская свиты наиболее широко распространены, частично перекрывают рельеф обрамления прогиба (Соболевское поднятие, восточный борт).

О существовании олигоценового перерыва свидетельствуют особенности геологического развития прогиба. В эоцене имело место максимальное расширение морской палеогеновой трансгрессии. Предпозднеолигоценовая регрессия охватила только его шельфовые окраины и не сопровождалась, по-видимому, активными тектоническими движениями. Понижение уровня олигоценового бассейна достигло по отношению к Соболевскому выступу не менее 200 м. В вивентек-кулувенское время повторилась инвазия палеогенового бассейна, достигнув максимума в начале миоцена. Таким образом, единый седиментационный среднеэоценовый — нижнемиоценовый комплекс сформировался за два этапа, разделенные кратковременной регрессией, охватившей периферию шельфа палеогенового бассейна. Подобные же события при развитии однообразного Хайрюзовского бассейна описал А. Е. Шанцер [5].

Судя по литературным данным, следы этого перерыва на Западной Камчатке отмечались и ранее. И. Б. Плешаков еще в 30-е гг. описал несогласное залегание воямпольской серии на ковачинской и тигильской сериях. Е. П. Кленов, впервые выделивший в Воямпольском прогибе утхолокскую свиту, подчеркнул ее несогласное залегание на гакхинской. В районе опорного Точилинского разреза утхолокские слои с резким контактом залегают на гакхинской свите, местами (бухта Квачина) переходят на ковачинскую серию [5].

Описываемому предпозднеолигоценовому перерыву на Сахалине, видимо, соответствует перерыв осадконакопления внутри вулканогенно-осадочной толщи между средне- и верхнеаракайской подсвитами, что отмечалось нами в приморских разрезах аркайской свиты района пос. Шебунино и по р. Правда. В бассейне р. Правда, сра-

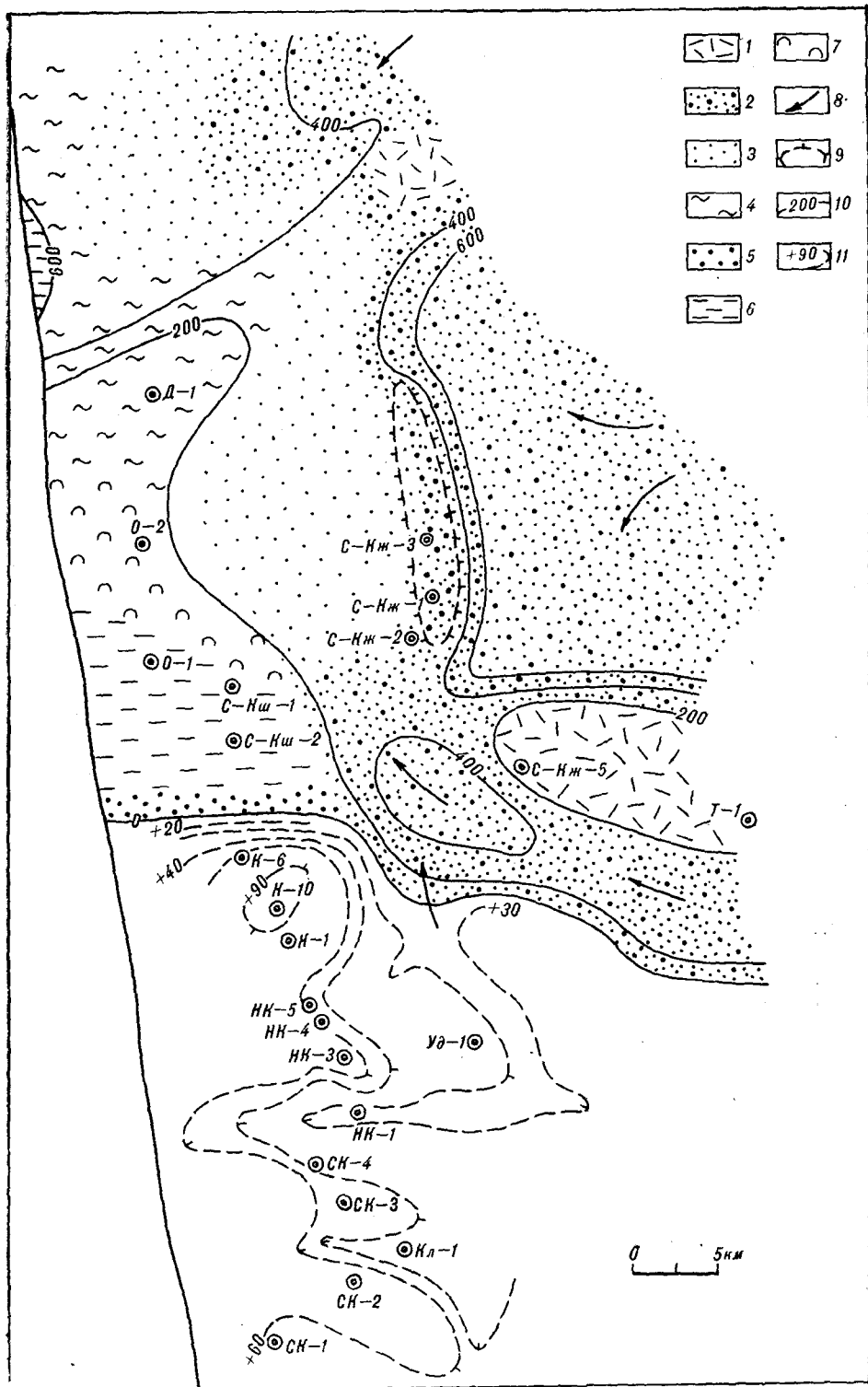


Рис. 2. Схема литолого-фациальной зональности на раннеолигоценном (утхолоском) этапе развития Колпаковского прогиба.

Фациальные комплексы отложения: 1 — аллювиально-пролювиальные, 2 — аллювиально-дельтовые, 3 — авандельтовые, 4 — продельтовые, 5 — прибрежно-пляжые, 6 — прибрежно-депрессивные, 7 — барово-отмельные; 8 — основные направления переноса обломочного материала; 9 — структуры конседиментационного развития (надразломные); 10 — изолинии мощности, м; 11 — денудационная наклонная равнина и изогипсы эрозивного палеорельефа поверхности верхнеолигеновых отложений, м. Уд — Удачная, Д — Дорожная, С-Нж — Северо-Кунжикская скважины. Ост. усл. обозн. см. рис. 1.

зу же выше двойственного поселка, по обе стороны от несогласия меняется характер строения ритмов подсвет: ниже несогласия ритмы имеют регрессивный характер, а выше — трансгрессивный. Впервые описавший здесь это несогласие В. И. Головинский (1962 г.), проследил его во всех разрезах Западного Сахалина. В районах городов Чехов и Углегорск это несогласие им зафиксировано как угловое (до 7—15°).

Следует отметить, что предпозднеолигоценый перерыв четко находит место в глобальной шкале изменений уровней моря П. В. Вейла [6]. Он, по-видимому, связан с резким (на 250 м) понижением уровня Мирового океана в середине олигоцена (до самого низкого за всю историю фанерозоя). Это явление может быть связано, в свою очередь, с длительным климатическим пессимумом в течение олигоцена — раннего миоцена [2, 6, 7].

Важно отметить, что утрата интервалов осадконакопления может являться следствием не только традиционно тектонических движений, но и резких палеоклиматических отклонений. Охватывая обширные пространства и непосредственно влияя на динамику осадконакопления, перерывы и несогласия формируют в осадочных комплексах четкие реперные поверхности, подчеркивающие естественные этапы развития и единство истории геологического развития осадочных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданцев Л. Ю. Фитостратиграфия континентального палеогена Западной Камчатки // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Восточной Азии. — Владивосток, 1984. — С. 53—58.
2. Кириллова Г. Л. Перерывы и несогласия в разрезе дна Филиппинского моря и прилегающих островов // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 6. — С. 26—35.
3. Мотовилов Ю. В. К вопросу о нефтегазоносных толщах Коллаковского прогиба Западной Камчатки // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 6. — С. 58—62.
4. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. — Л.: Недра, 1987.
5. Очерки тектонического развития Камчатки. — М.: Наука, 1987.
6. Сейсмическая стратиграфия. Ч. I. — М.: Мир, 1982.
7. Серова М. Я. Олигоцен северо-западной части Тихоокеанской провинции // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 2/ГИН АН СССР. — М., 1985.
8. Челебаева А. И., Братцева Г. М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные районы) // Там же.

ВНИГНИ
Москва

Поступила в редакцию
9 сентября 1991 г.

УДК 552.11(571.642)

В. М. Гранник

АССИМИЛЯЦИЯ ЛАВОЙ ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД

(о. Сахалин)

Описан случай ассимиляции шаровой лавой подстилающих глинисто-алевритовых отложений. Ассимиляция магматическим расплавом осадочных отложений сопровождалась привнесом SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , Sr , Ga , Y , Zr , Nb , Ta , TR_2O_3 и выносом TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , Li , Rb , Ba , Sc , V , Cr , Co , Ni . В конечном итоге из расплава, по петрогеохимическим критериям тождественного образования континентальных рифтов и древних платформ, образовались породы, соответствующие известково-щелочным породам современных островных дуг.

При изучении позднемезозойских окраинно-морских образований Восточно-Сахалинских гор * автору представилась возможность наблюдать активный контакт потока шаровых базальтов (вариолитов) с темно-серыми алевролитами. Размеры шаров в потоке изменяются от 0,2 до 1,5 м в поперечнике. Сцементированы они гиалокластивым материалом. В районе нижнего контакта потока отчетливо выделяется зона мощностью 0,2—0,3 м в осветленных подстилающих алевролитах и перекрывающих вариолитах, в пределах которой контактирующие породы пронизаны многочисленными прожилками кальцита, кварца, альбита и эпидота. Зона фиксирует область взаимодействия перегретого силикатного расплава с обводненным глинисто-

* Гранник В. М. Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы. — Южно-Сахалинск, 1990.

Содержание порообразующих компонентов и микроэлементов в первичной и контактированной лаве

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	50,04	62,61	+12,57	Sr	510	620	+110
TiO ₂	2,06	0,85	-1,21	Ba	237	160	-77
Al ₂ O ₃	16,01	17,12	+1,11	Sc	11,7	3	-8,7
Fe ₂ O ₃	6,46	2,26	-4,20	V	92	40	-52
FeO	3,64	1,47	-2,17	Cr	63	9	-54
MnO	0,09	0,15	+0,06	Co	14,7	3	-11,7
MgO	3,07	1,45	-1,62	Ni	52,7	14	-38,7
CaO	12,15	6,26	-5,89	Ga	13,3	15	+1,7
Na ₂ O	5,40	6,73	+1,33	Y	10,3	15	+4,7
K ₂ O	0,82	0,84	+0,02	Zr	183	370	+187
P ₂ O ₅	0,27	0,26	-0,01	Nb	23,3	53	+29,7
Li	18	9,3	-8,7	Ta	2,2	2,9	+0,7
Rb	14,3	14	-0,3	TR ₂ O ₃	206,7	400	+193,3

Примечание. 1 — субщелочной гавайит, среднее из трех анализов; 2 — кварцевый андезит; 3 — привнос (+) или вынос (-) соответствующего компонента.

алевритовым осадком. Пробы вариолитов были отобраны из кровли, средней части и подошвы лавового потока в том месте, где имелись прямые признаки контаминации магмы осадочным материалом. Полученные данные свидетельствуют о существенном изменении химического состава лавового потока в районе активного контакта его с подстилающими отложениями. Так, по химическому и нормативному составам шары вариолитов соответствуют субщелочному гавайиту, гиадокластитовый цемент — нефелиновому фонотэфриту, а контаминированная порода — кварцевому андезиту. Слагающие шары субщелочные гавайиты состоят из альбита — олигоклаза (57—75 %), титанита и лейкоксена (13—20 %), магнетита (1—5 %), вулканического стекла (3—5 %). Удлиненно-призматические, шестоватые микролиты плагиоклаза, слагающие сферолиты, замещены землистым агрегатом соссорита. Межзерновые промежутки заполнены почти изотропным хлоритом, титанитом и лейкоксеном. Структура породы вариолитовая, в отдельных местах — интерсертальная и центрическая. Текстура — массивная и миндалекаменная. Контаминированная порода состоит из альбита — олигоклаза (53 %, $n_{кр} \approx n_{к.б}$), образующего сферолиты размером до 0,17 мм, титана (5 %) и магнетита (2 %). Плагиоклаз слабо пелитизирован, в центре кристаллов содержит включения основной массы. Межзерновые промежутки заполнены тонкозернистым альбит-хлорит-лейкоксеновым агрегатом, развитым по стеклу. Описываемая порода содержит многочисленные прожилки кальцита, кварца, альбита, эпидота, хлорита и лейкоксена. Немногочисленные пустотки заполнены пумпеллитом.

Как следует из таблицы, ассимиляция магматическим расплавом обводненного глинисто-алевритового осадка сопровождалась привносом SiO₂, Al₂O₃, MnO, Na₂O, K₂O, Sr, Ga, Y, Zr, Nb, Ta, TR₂O₃ и выносом TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, P₂O₅, Li, Rb, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni. В итоге из расплава, формировавшего магматические породы, тождественные по петрогеохимическим критериям образования континентальных рифтов и древних платформ, после ассимиляции им глинисто-алевритового обводненного осадка образовались породы, соответствующие по отмеченным критериям известково-щелочным породам современных островных дуг.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
9 августа 1990 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

УДК 553.93/96 : 551.1/4

Ю. П. Пензин

ШАГ НАЗАД В ПОЗНАНИИ ГЛОБАЛЬНОГО УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Дан критический анализ работы К. Л. Семенова и А. Г. Портнова «Эволюция глобального угленакопления». Показано, что интерпретация материалов по геологии угольных месторождений в мобилистском понимании природы геологических процессов без учета достигнутого в области познания климата, состава болотных растений, тектонического режима и геоморфологических особенностей древнего торфонакопления привело авторов к выводам, неоправданно противоречащим существующим представлениям об эволюции глобального углеобразования.

Работ, посвященных глобальному углеобразованию, у нас немного. Первые из них связаны с именем академика П. И. Степанова. В 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса он изложил теорию поясов и узлов углеобразования [16]. Под поясом углеобразования он понимал «ту площадь земной поверхности, в пределах которой в определенный геологический период произошло наиболее обильное накопление угленосных отложений и угольной массы» [16, с. 281]. Им выделены три разновозрастных пояса углеобразования: каменноугольный, пермско-юрский и мел-третичный. Понимая, что это результат преимущественно географо-экономического обобщения материалов, он писал: «До тех пор, пока не будет произведен всесторонний анализ тех причин, которые обусловили возникновение поясов и узлов, работа моя не будет считаться законченной. Надеюсь довести эту работу до конца, а если мне это не удастся, то ее закончат другие — мои ученики и товарищи по работе» [17, с. 111].

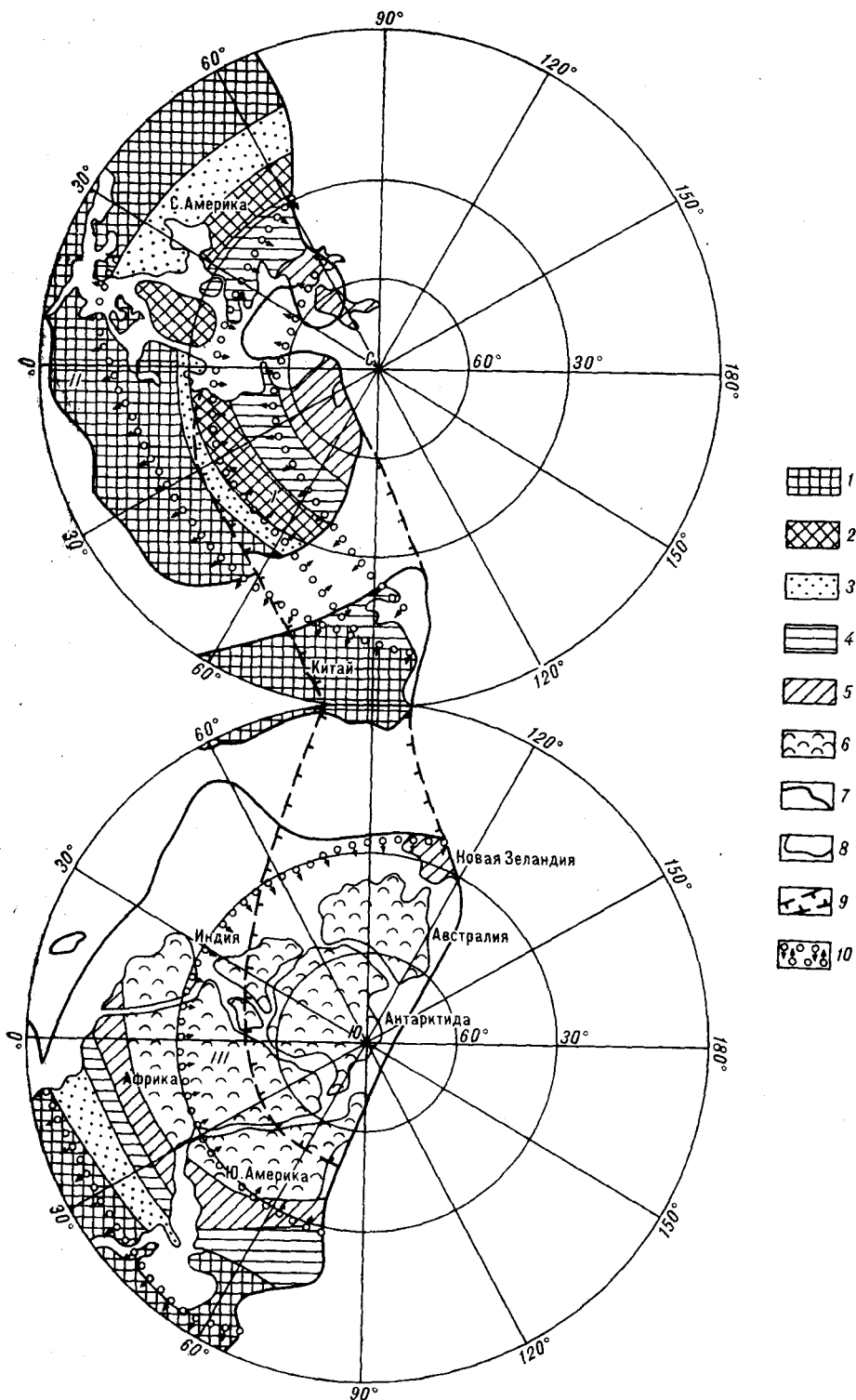
Продолжил эту работу А. И. Егоров. Пояс углеобразования им определен как «естественная геозона, отличающаяся наиболее благоприятным сочетанием физико-географических и прежде всего климатических (температурного режима, количества осадков, водного баланса и др.), геотектонических, геоморфологических, геохимических факторов, а также физиологических особенностей растений-углеобразователей» [6, с. 45]. Выделив в палеозое и мезозое по шесть эпох углеобразования, в кайнозое четыре, он показал, что в каждую из них существовало три пояса, близко совпадающих с экваториальной, северной и южной гумидными зонами [4].

Наиболее полная сводка по геологии угольных месторождений земного шара с отражением закономерностей в изменении геотектонических условий углеобразования по каждому континенту дана А. К. Матвеевым с соавторами [9—12].

Все эти работы отвечают времени, когда в понимании природы геологических процессов доминировали фиксистские представления. Новое мобилистское понимание их не могло не породить новых принципов интерпретации материалов по геологии угольных месторождений. Свидетельством тому является работа К. Л. Семенова и А. Г. Портнова [15]. На основе представлений С. А. Ушакова и Н. А. Ясаманова о дрейфе материков и глобальной модели тектоники литосферных плит в фанерозое [19] с использованием данных А. В. Доляцкого о местоположении палеополос [3] ими рассмотрена эволюция глобального углеобразования. Данные о современном размещении угольных месторождений заимствованы, главным образом, из работ А. К. Матвеева [9, 12] с привлечением ряда других материалов [18].

Новый подход к познанию глобального углеобразования, казалось бы, должен определить заслуживающее особого внимания дополнения к ранее существовавшим представлениям о его закономерностях. К сожалению, этого не случилось. Ограниченные рамки статьи не позволяют дать критический анализ всей работе К. Л. Семенова и А. Г. Портнова. Что касается необоснованности выводов авторов по палеозойскому углеобразованию, когда положение материков относительно друг друга и земной оси сильно отличалось от современного, показать ее можно на примере углеобразования в перми.

Используя только данные о географическом положении материка Пангеи в пермский период, они выделили один пояс углеобразования, протягивающийся в меридиональном направлении (см. рисунок). В него вошли Печорский, Таймырский, Кузнецкий, Минусинский и Тунгусский бассейны в СССР, за рубежом это месторождения Монголии, Центральной и Восточного Китая, Восточной Индии, Австралии, Новой Зеландии, Юго-Восточной Африки, юга Южной Америки и Антарктиды. И хотя по подсчету К. Л. Семенова и А. Г. Портнова длина пояса 20 тыс. км, а ширина 7 тыс. км, на самом деле поясного размещения угольных месторождений, если исклю-



Палеоклиматическая поясность позднего карбона и перми по [19] и положение пермских поясов углеобразования по [15] и [4].

Климатические пояса: 1 — экваториальный; 2 — гумидный тропический; 3 — аридный тропический; 4 — субтропический; 5 — умеренный; 6 — холодный. Границы континентов: 7 — пермских; 8 — современных. Границы поясов углеобразования: 9 — по [15]; 10 — по [4] (I — северный, II — экваториальный, III — южный).

чить из него морские акватории Палеотетиса, не прослеживается. На материковой части Пангеи и острове-геоблоке Китая площади распространения угленосных отложений имеют изометричную форму. И в этом нет ничего удивительного. Отказавшись от представлений А. И. Егорова о поясах углеобразования [4, 5, 7], выделили пермский пояс исходя только из особенностей географического размещения угольных месторождений на территории Пангеи. Заявление о том, что ими использован тектонический фактор, осталось декларативным. Ведь динамические условия формирования угольных месторождений определяет не сам по себе дрейф материков, как это, не пытаясь раскрыть, поневоле подразумевают авторы, а тектонический режим на конвергентных границах плит и их внутриконтинентальных районов.

Упрощенный подход к выделению пермского пояса углеобразования привел к тому, что охватывает он все существовавшие в то время климатические пояса — от экваториального до холодного. Чтобы убедиться в этом, достаточно на авторскую иллюстрацию географической реконструкции материков и пояса углеобразования в перми вынести палеоклиматические пояса по [19] (см. рисунок). Неужели же на современном уровне познания генезиса угольных месторождений авторы серьезно полагают, что климат в торфонакоплении не играл никакой роли?

Всего этого можно было бы избежать при беспристрастной обработке материалов по геологии угольных месторождений и внимательном изучении трудов А. И. Егорова. Упрек авторов ему в том, что «при своих построениях он в целом исходил из представлений о фиксированном положении континентов, допуская для некоторых из них отдельные горизонтальные перемещения и повороты» [15, с. 6], по существу оказался необоснованным. Результаты его исключительно беспристрастного анализа геологических материалов по угольным месторождениям показали, что они не только не противоречат важнейшим положениям концепции мобилизма, но и в определенной мере подтверждают их. Чтобы убедиться в этом, достаточно выделенные А. И. Егоровым пояса пермского углеобразования с географической карты, использованной им в 1960 г., когда кинематика дрейфа материков учеными мобилистами представлялась еще весьма смутно, перенести на палеогеографическую карту существовавшей в перми Пангеи, совмещенную с палеоклиматической поясностью по [19] (см. рисунок). Выделенный им северный пояс углеобразования по своему положению совпадает с тропическим и умеренным гумидным поясами Северного полушария, экваториальный пояс — с одноименным климатическим поясом и южный пояс углеобразования — с холодным климатическим поясом Южного полушария.

Результаты сравнительного анализа поясности пермского углеобразования по данным авторов и А. И. Егорова свидетельствуют о том, что экваториальный пояс углеобразования первыми почти целиком упущен. Для них остались не замеченными месторождения Западной и Средней Европы Штокхейм с пластами угля мощностью от 2 до 29 м, Делен, где мощность пласта угля достигает 9 м, и ряд других небольших месторождений в Германии, Чехословакии, Италии и Франции. Также не замеченной осталась для них нижняя часть формации Дункард в Аппалачском бассейне Северной Америки, включающая 9 пластов угля, мощность одного из которых 3 м. Несмотря на то, что запасы углей этих месторождений в целом невелики, учет их необходим для познания процессов углеобразования в различных физико-географических и прежде всего климатических условиях. Ведь совершенно не исключается, что невысокая угленосность пермских отложений в экваториальном поясе углеобразования в Европе и Северной Америке в какой-то мере связана и с большой скоростью минерализации растительного опада в древних торфяниках. Подобное в экваториальном поясе происходит и ныне в процессе как торфо-, так и гумусонакопления [2, 11].

Авторами необоснованно сделано объединение в один выделенный ими пермский пояс углеобразования северного и южного, а также части экваториального (на острове-геоблоке Китая) поясов углеобразования по А. И. Егорову. Все они существенно отличаются друг от друга по условиям образования [4], составу и технологическим свойствам углей [21]. Не менее существенны их отличия и по угленосности отложений. В северном поясе углеобразования распространены преимущественно отложения с большим числом угольных пластов и незначительной их мощностью. В Печорском бассейне их насчитывается от 60 до 200, Кузнецком — 50, Миусинском — до 80, Тунгусском — более 50 и Таймырском — 26. Чаще всего это пласты мощностью 1—1,5 м, реже до 3—5 м и только в Тунгусском бассейне обнаружен пласт мощностью 30—75 м. В отличие от этого в южном поясе углеобразования, например, на угольных месторождениях Индии количество угольных пластов, как правило, 5—10, реже 15—25, а мощность ряда из них большая: на месторождении Корба 13—29 и 43—67 м, Каранпур — 25 м, Кампта — 39 м, Талчир — 45 м, Синграули — 131—138 м. Достаточно близка к этому картина на угольных месторождениях Австралии и Южной Африки. На территории первой в бассейне Нового Юэльса количество угольных пластов 14—15, мощность ряда из них 4—10 м, в бассейне Большая синклиналь количество их 2—3, мощность до 5,2 м. В Южной Африке в бассейне Витбанк из 5 угольных пластов максимальная мощность одного 2,6 м, другого — 9—10 м. Понятно, если различия состава и технологических свойств углей сравниваемых поясов углеобразования сильно связаны с неодинаковым климатом и составом растений-углеобразователей [21], то различия в угленосности обусловлены не только этим, но прежде всего особенностями тектонических и геоморфологических условий торфонакопления. Чтобы разобраться и в этом, авторам достаточно было бы внимательно изучить выделенные А. И. Егоровым пермские углы углеобразования, в частности, Тунгусский, Индийский, Австралийский и Южно-Африканский [4]. Как известно, в основу

их выделения положено своеобразие тектонического режима [4, 8], в известной мере определяющего и геоморфологические условия торфонакопления. Никак не оправдывает авторов и предварительно сделанная оговорка о том, что ими «учитывалось лишь положение внешних контуров поясов без анализа их внутреннего строения» [15, с. 3]. Во-первых, таким образом пояса углеобразования никто не выделяет, так как это свидетельствовало бы о простом геометрическом оконтуривании географического распространения угольных месторождений, во-вторых, на самом деле речь в работе идет о всех угольных месторождениях континентальной части Земли. К сожалению, это не сопровождается необходимым анализом особенностей геологического строения и истории образования месторождений, расположенных как по контуру поясов, так и внутри их.

Нельзя сказать, что авторы полностью отрицают влияние климата на торфонакопление, но свои взгляды на это они излагают почему-то только в разделе «Заключение». Полностью игнорируя существующие реконструкции климата перми на территории Пангеи [19, 22], они, не раскрывая с достаточной полнотой механизма собственных реконструкций течений Палеотегиа, пытаются объяснить отсутствие угленосных отложений в приэкваториальной части Западного полушария тем, что «минуя полюс, эти течения настолько охлаждались, что, возвращаясь к экватору, уже не способствовали возникновению благоприятных торфонакоплению палеоклиматических условий» [15, с. 39]. Почему же в этом случае происходило торфонакопление вблизи Южного полюса в Антарктиде, Австралии, на юге Африки и Южной Америки, где климат, как не отрицают и сами авторы, был более холодным, чем в приэкваториальной части, они не объясняют.

Нет особого смысла останавливаться подробно на представлениях авторов об углеобразовании, когда положение материков было близким современному. Объединив все кайнозойское углеобразование в один временной интервал, они заявляют: «более дробные построения в настоящее время невозможны либо из-за отсутствия соответствующих палеотектонических реконструкций, либо из-за недостаточной обоснованности возраста угленосных отложений» [15, с. 19]. И то, и другое не отвечает действительности. Взгляды сторонников концепции мобилизма, несущественно отличаясь друг от друга, свидетельствуют о том, что уже к началу миоцена конфигурация и положение границ плит были такими же, как и в настоящее время, а в палеогене перестройка границ плит известным образом коснулась Гренландии, Австралии и Индии. Если же авторы, несмотря на это, придают большое значение движению плит в рассматриваемое время, то не понятно, почему пояса кайнозойского углеобразования они все же выделяют на современной географической карте? И уж совершенно неосновательна ссылка на «необоснованность возраста угленосных отложений» кайнозой. По вопросу, связанному с возрастом как угленосных, так и неугленосных отложений кайнозой существует известная специалистам многочисленная литература, перечень которой занял бы слишком много места. Другое дело, что анализ ее требует много времени и усилий. И такая работа проделана рядом исследователей. В комплексе с анализом других материалов по кайнозою это позволило установить климатическую зональность материков по каждой из его эпох [14, 22], а работа А. И. Егорова [6] по реконструкции тектонических обстановок, климата, растительности, почв и составу углей миоцена для нашего времени является уникальной. Все это свидетельствует о том, что выделенные авторами так называемые Тихоокеанский, Еврафриканский и Евразийский пояса кайнозойского углеобразования являются, по существу, результатом простого геометрического оконтуривания огромного числа угольных месторождений, образовавшихся в течение последних 86 млн лет в различных природных условиях, к сожалению, так и не раскрытых авторами. Установленные же до них различия в угленосности отложений, составе и технологических свойствах углей, образовавшихся на этой территории в различных физико-географических условиях отдельно по эпохам кайнозой [4, 6, 10], ими не рассмотрены. Попытка же увязать Евразийский пояс углеобразования не с климатической зональностью, а с выделенной ими по изгибам современной гидросети так называемой трансконтинентальной морфоструктуры, якобы отвечающей критической параллели Земли, из-за полной необоснованности и, по существу, просто декларативности не выдерживает элементарной критики. И совершенно непонятно, что побудило авторов выделять меридиональное направление Еврафриканский пояс углеобразования, в который вошли богатейшие месторождения Европы, образовавшиеся в гумидном поясе, и тонкие пласты линзовидного строения на востоке Африки, а также небольшой мощности пласты зольных бурых углей и лигнитов на Мадагаскаре, образовавшиеся в экваториальном и субэкваториальном поясах. Ссылка на то, что «сравнительно малая продуктивность южного окончания зоны, вероятно, кажущаяся и связана с пока еще недостаточной изученностью» [15, с. 33], голословна и потому необязательна.

Окончательно поражает безмятежная легкость, с которой авторы увязывают этот пояс с выделенной в 1938 году Р. А. Сондером Красноморско-Исландской тектонической зоной в Европе и Аравийско-Африканским рифтовым поясом в Африке. Ведь это две различные по времени и условиям образования тектонические системы. Первая, названная В. Е. Хайным Западно-Европейской рифтовой системой, претерпела длительное развитие. Например, входящий в нее грабен Осло — Скагеррак возник еще в перми. На юге эта система не переходит в Аравийско-Африканский рифт, как то подразумевают авторы, а через территорию Туниса и Ливии на юге Средиземноморья уходит к вершине Гвинейского залива [20]. Вторая рифтовая система состоит из двух — Восточно- и Западно-Африканской. Время их образования миоцен

и плиоцен. И ни одна из них не переходит на территорию Мадагаскара» [1], как это представляется авторам.

Останавливаться на мелких замечаниях, свидетельствующих о небрежном отношении авторов к своей работе, нет смысла. Это заняло бы слишком много места. Однако нельзя пройти мимо тех, что свидетельствуют либо о слабом знании существа дела, либо об их стремлении любым способом подчеркнуть свое новаторство. Так, например, упрекая А. И. Егорова в недооценке роли орогенного и рифтогенного тектонических режимов в углеобразовании, они упускают из виду терминологические различия разных лет. Ведь 20 лет назад этот ученый, говоря о значительной роли в углеобразовании субгеосинклинального режима, по устоявшейся тогда терминологии вкладывал в него смысл, близкий тому, что мы сегодня вкладываем в термин «орогенный режим». А что касается существенной роли рифтогенного режима в углеобразовании, то А. И. Егоровым она была показана на примере углеобразования в рифтогенных структурах Северо-Востока Азии [7]. Почему авторы даже не упоминают этой работы ученого, остается загадкой.

Никак не обосновано заявление авторов о том, что выявляя и изучая стратиграфическое омоложение угленосных отложений на территории Евразии в восточном и юго-восточном направлении, «А. К. Матвеев не учитывал геологические и тектонические факторы» [15, с. 7]. Оставляя в стороне терминологическую небрежность авторов, либо незнание ими того, что тектоника — это одна из отраслей геологии, заметим что и по существу они не правы. Указанное явление А. К. Матвеев объяснял последовательным разрастанием платформ за счет геосинклиналей [9]. И хотя в мобилистском понимании природы геологических процессов последнее уже рассматривается как последовательное закрытие океанов и столкновение литосферных плит, упрека в отсутствии геологического анализа этому явлению он не заслужил. Да и не беззастенчиво ли упрекать как его, так и других ученых за то, что они 20—30 лет назад не анализировали геологические материалы по угольным месторождениям через призму нового мобилистского понимания природы геологических процессов?

Известно, что в идеальном смысле существуют два подхода к интерпретации геологических материалов [13]. В одном случае она сопровождается абстрагированием от каких-либо априорных представлений, изображением того, «что есть на самом деле», в другом — осуществляется через призму заранее принятой концепции. В жизни же в основе творческого процесса геолога лежит их комплексное использование. Неудача ждет того, кто в ослеплении даже хорошей концепцией искусственно подгоняет под нее факты или отбрасывает те, что не укладываются в нее. В этом случае сторонникам ее он оказывает медвежью услугу, а в своей области поневоле придет к отрицанию многого из того, что сделано разумного ранее. Подобное случилось с авторами рецензируемой работы. Едва ли грамотный специалист, придерживающийся представлений о дрейфе материков и глобальной модели тектоники литосферных плит, сопелся для их подтверждения на работу этих авторов, а что касается отрицания того, что сделано до них разумного в области угольной геологии, то оно выражено в весьма категорической форме. «Учение о геозональности угленакопления, основы которого были заложены 50 лет тому назад П. И. Степановым, — пишут авторы, — пока еще не смогло дать серьезное научное обоснование особенностей пространственного и временного размещения угленосности в осадочной оболочке Земли».

В заключение необходимо отметить, что ряд попыток авторов выйти за пределы ранее известного заслуживали бы особого внимания, если бы выдвинутые при этом положения были достаточно полно раскрыты. К ним относятся формирование климата древнего торфонакопления под влиянием океанических течений и все еще не до конца изученные особенности углеобразования во внутриматериковых рифтогенных структурах. Особо важное значение имеет познание специфики углеобразования на конвергентных границах плит установленных трех типов [19]. Каждая из этих проблем заслуживает отдельных и глубоких разработок. Результаты их в комплексе с уже достигнутым в области угольной геологии могут быть положены в основу познания влияния глобальных изменений местоположения материков и океанов в геологическом прошлом Земли на эволюцию углеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейкер Б. Х. Структура южной части Африканской рифтовой зоны // Тектоника Африки.— М.: Мир, 1973.— С. 459—464.
2. Волобуев В. Р. Экология почв.— Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.
3. Долицкий А. В. Образование и перестройка тектонических структур.— М.: Недра, 1985.
4. Егоров А. И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара.— Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1960.
5. Егоров А. И. Угленосные и горючещланцевые формации европейской части СССР.— Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1985.
6. Егоров А. И. Условия образования углей в различных поясах углеобразования // Сов. геология.— 1985.— № 5.— С. 45—54.
7. Егоров А. И. Опыт системного анализа углеобразования // Сов. геология.— 1989.— № 10.— С. 3—10.
8. Егоров А. И., Пензин Ю. П. Прогнозная оценка угленосности меловых отложений Южно-Анжуйского рифта // Разведка и охрана недр.— 1986.— № 10.— С. 23—26.

9. *Матвеев А. К.* Угольные месторождения зарубежных стран.— М.: Недра, Т. I. Евразия, 1966; Т. II. Африка, 1969; Т. III. Австралия и Океания, 1968; Т. IV. Америка и Антарктида, 1973.
10. *Матвеев А. К., Мазор Ю. Р., Сафронов Д. С.* Угольные провинции и бассейны // Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.— М.: Изд-во АН СССР, 1978.— С. 151—194.
11. *Матвеев А. К., Мазор Ю. Р., Нейштадт И. И. и др.* Закономерности образования торфов, углей и горючих сланцев // Месторождения твердых горючих ископаемых. Докл. 27-го Междунар. геол. конгр.— М.: Наука, 1984.— С. 38—55.
12. *Матвеев А. К., Власов В. И., Голицын М. В. и др.* Геология угольных месторождений СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1990.
13. *Методы теоретической геологии*/Под ред. И. И. Абрамовича.— Л.: Недра, 1978.
14. *Ронов А. В., Балуховский А. Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климата в поднеме мезозое и кайнозое // Литолог. и полезн. ископаемые.— 1981.— № 5.— С. 118—136.
15. *Семенов К. Л., Портнов А. Г.* Эволюция глобального угленакопления // Обзор ВИЭМС: Общ. и регион. геология, геология морей и океанов, геол. картирован. Вып. 2.— М., 1990.
16. *Степанов П. И.* Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре // Междунар. геол. конгр.: Тр. XVII сессии. СССР. 1937. Ч. 1.— М., 1939.
17. *Степанов П. И.* Теория поясов и узлов угленакопления. Ч. 2.— М.: Изд-во АН СССР, 1947.
18. *Угольные бассейны и месторождения стран-членов СЭВ и СФРЮ/Б.* Каменев, Э. Стефанова, Л. Семеш и др.— М., 1984.
19. *Ушаков С. А., Ясаманов Н. А.* Дрейф материков и климаты Земли.— М.: Мысль, 1984.
20. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия.— М.: Недра, 1977.
21. *Штах Э., Маковски М.-Т., Тейлмюллер М. и др.* Петрология углей.— М.: Мир, 1978.
22. *Ясаманов Н. А.* Древние климаты Земли.— Л.: Гидрометеиздат, 1985.

*Аркагалинская геолого-разведочная
партия треста Дальвостуглеразведка
МУП СССР
пос. Каджычан Магаданской обл.*

*Поступила в редакцию
9 сентября 1991 г.*

НЕКРОЛОГ



ПАМЯТИ Н. П. ВАСИЛЬКОВСКОГО
(25.12.1904—3.05.1992)

Ушел из жизни Николай Петрович Васильковский — выдающийся исследователь, специалист в области региональной геологии, стратиграфии, тектоники Средней Азии и Дальнего Востока, эрудированный, оригинальный ученый, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки России, профессор. Это большая потеря для геологической науки, тяжелая утрата для многочисленных друзей, коллег и учеников.

Николай Петрович родился 25 декабря 1904 г. в Андижане. В 1930 г. окончил горно-геологический институт Ташкентского университета и был оставлен ассистентом в новоорганизованном Горном институте. С 1937 по 1942 г. Николай Петрович преподавал в Среднеазиатском университете, а с 1951 по 1958 г., уже будучи профессором, — в Среднеазиатском политехническом институте.

Со студенческих лет Николай Петрович занимался производственной деятельностью, работая в Геолкоме Среднеазиатского геолого-разведочного треста Средазгипровода, Институте подземных вод Чергикстроя, Узбекском геологическом Управлении. При этом его первая научная статья датируется уже 1933 г. С 1948 г. он связывает свою научную деятельность с Академией наук УзССР, работая в Институте геологии, в 1950—1955 гг. возглавляя институт.

Именно в этот, «среднеазиатский», период Николай Петрович сформировался как крупный специалист во многих сферах геологической науки. Его исследования

были посвящены стратиграфии и вулканизму верхнего палеозоя северо-западного Тянь-Шаня. Разработанные им схемы стратиграфии вулканогенных толщ и возрастного расчленения интрузивных комплексов Чаткало-Кураминских гор стали основой петрологических и металлогенических исследований этого крупного рудного района Средней Азии. Им была раскрыта общая картина формирования Ферганской депрессии, важная для оценки ее нефтегазоносности. Весомый вклад был внесен в понимание генетических типов континентальных отложений, предложена оригинальная схема формирования среднеазиатских лессовых толщ. В круг его исследований вошли проблемы гидрогеологии, новейшей тектоники и сейсмологии. Известная сейсмичность среднеазиатского региона заставила его обратиться к проблеме сейсмотектоники. Уже в 1940 г. совместно с М.П. Репниковым он публикует монографию "Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района".

В 1940 г. Н.П. Васильковский защищает кандидатскую диссертацию, а в 1950 г. — докторскую, основой которой послужили исследования по северо-западному Тянь-Шаню.

Занимаясь вопросами палеостратиграфии Средней Азии, Н.П. Васильковский пришел к своей широко известной концепции о поступательно необратимом ходе развития земной коры. Отношение к этой концепции неоднозначное, тем не менее ее следует рассматривать как важное достижение геологической мысли, и только время, как всегда, определит ее истинное значение.

С 1958 г. Н.П. Васильковский, перейдя в СНИИГГИМС, продолжает глубокое изучение складчатых областей Сибири, занимается проблемой строения Сибирской платформы. Вместе с А.А. Предтеченским он публикует своеобразные разработки по формированию континентальных структур, общего хода развития земной коры, в частности, выдвигает парадоксальные представления о наличии океанической коры на континенте.

В 1962 г. Н.П. Васильковский переезжает на Дальний Восток, где завершилась его блистательная научная деятельность. Он был первым директором Тихоокеанского океанологического института, заместителем директора по науке Дальневосточного геологического института, заведующим лабораториями в этих институтах. В 1959—1962 гг. Н.П. Васильковский публикует несколько статей, в которых формулирует концепцию о преобразовании океанической коры в континентальную в ходе стадийной эволюции геосинклинальных областей, актуалистическими аналогами которых являются переходные области от континента к океану. Утверждению этой концепции посвящены все дальнейшие исследования Н.П. Васильковского. Его интересы простирались от проблемы формирования Тихого океана, окраинных морей и континентальной окраины до региональной стратиграфии, палеогеографии, седиментологии, тектоники. Работая на Дальнем Востоке. Р.П. Васильковский подготовил ряд монографий и стилей. Всего им опубликовано около 140 монографий и статей.

Исключительна роль Николая Петровича в подготовке научных кадров. Под его руководством и при его благожелательной поддержке защищены десятки диссертаций. Он был Учителем в полном смысле этого слова. Он щедро делился своими знаниями, был превосходным собеседником, никогда не отказывал в помощи.

Николаю Петровичу присвоено звание заслуженного деятеля науки России, он награжден рядом орденов и медалей. Хотя, по нашему мнению, вся многогранная и плодотворная деятельность этого Ученого и Педагога должным образом пока не оценена. Со смертью Николая Петровича уходит целая эпоха, эпоха специалистов-энтузиастов, трудами которых начато систематическое и всестороннее изучение геологии страны. Память о нем — это память о тех, кто жил в трудное время, но сделал науку главной целью своей жизни и прожил эту жизнь достойно.

Ю.А. Косыгин, Е.А. Радкевич, В.И. Ильичев, И.Я. Некрасов, А.Г. Аблаев, В.А. Бажанов, Г.В. Беляев, И.И. Берсенева, И.Н. Говоров, М.Н. Грамм, Л.М. Грамм-Осипов, Ю.Д. Захаров, С.А. Коренбаум, Е.П. Леликов, Г.А. Осипова, А.И. Ханчук, Э.Л. Школьник.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207 – 4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1992. №4.1—152

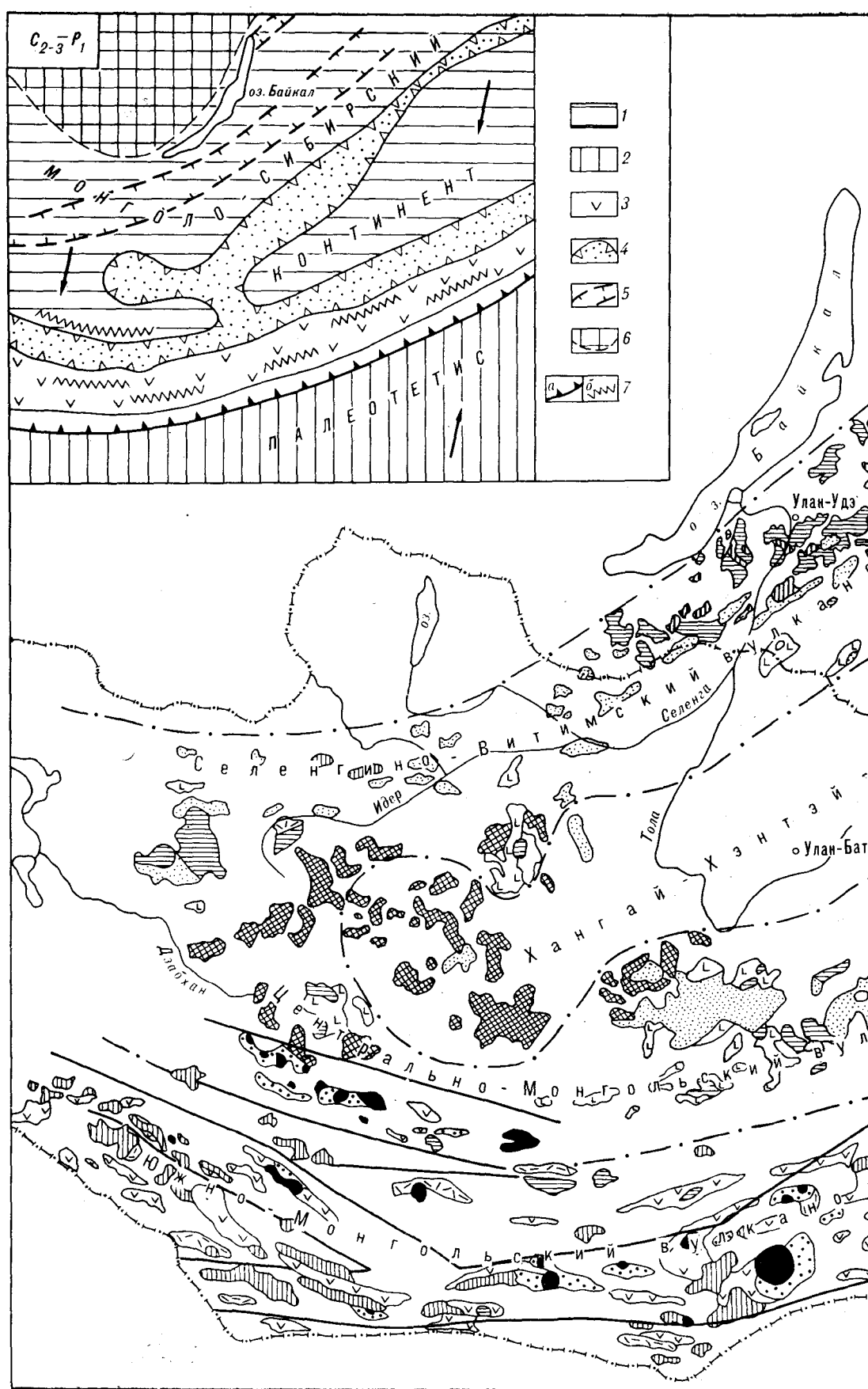
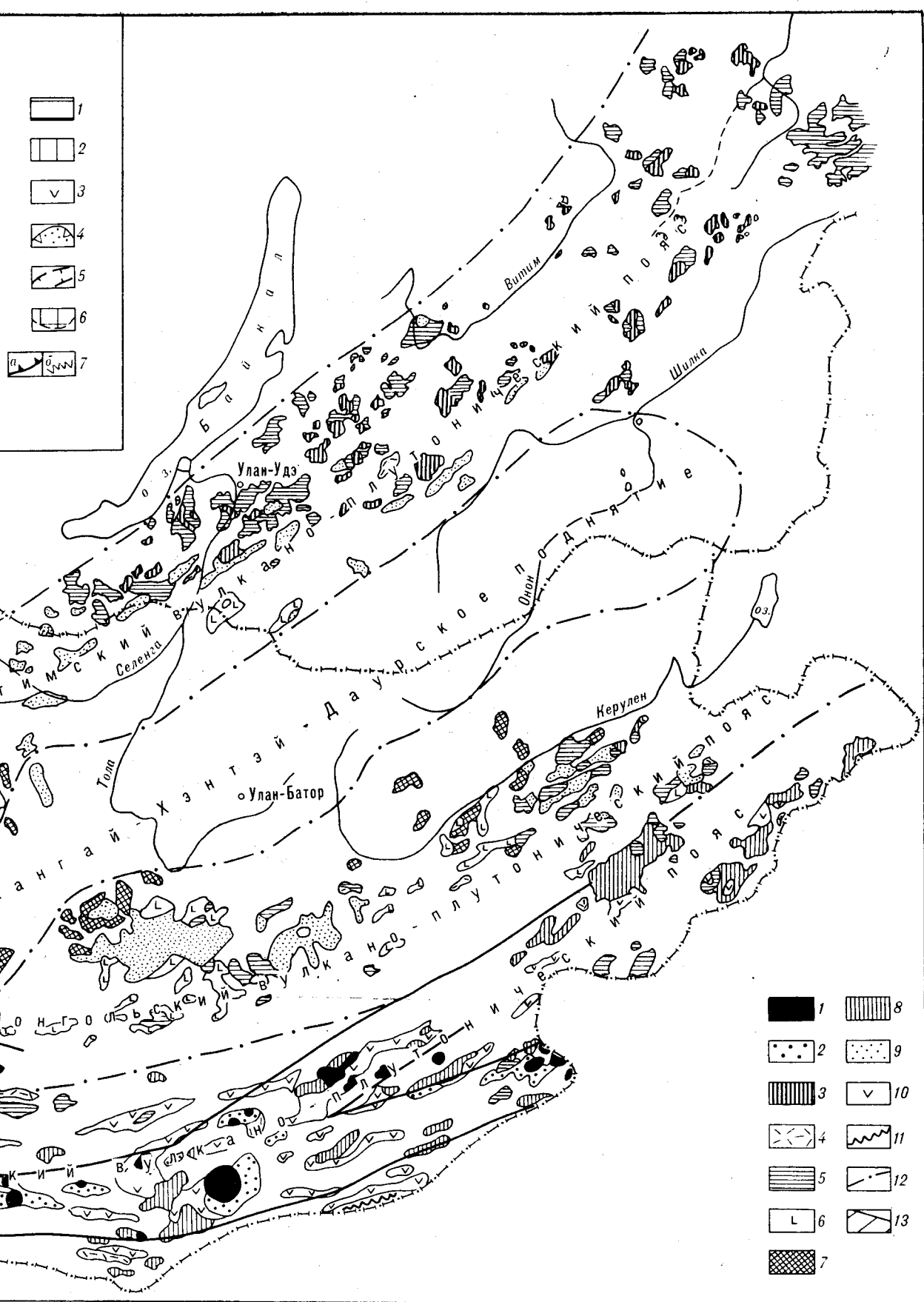


Рис. 3. Схема современного распространения магматических формаций среднего—позднего этого времени (см. карту).

Магматические формации (ассоциации): 1 — щелочных гранитов и сиенитов; 2 — бимодальных вулканических щелочных гранитов и сиенитов; 4 — известково-щелочных риолитов с дацитами и андезитами; 5 — субщелочных щелочных базальтоидов (базальт-трахибазальтовая с андезитами); 7 — диорит-гранодиорит-гранитовая, андезитов; 10 — известково-щелочных дифференцированных вулканических (риолит-андезит-базальтовая) обстановкой; 13 — рифтовой; 6 — южный выступ докембрийской Сибирской платформы; 7 — расположение



Географический район Монголии. Геологические формации среднего—позднего карбона—ранней перми и палеогеодинамическая реконструкция этого времени (см. карту-врезку).

1 — гранитоиды; 2 — бимодальных вулканитов (трахириолит-трахибазальтовая с комендитами); 3 — нерасчлененных субдитов с дацитами и андезитами; 4 — субщелочная гранитовая, гранит-граносиенитовая и сиенит-лейкогранитовая; 5 — суб-миди; 7 — диорит-гранодиорит-гранитовая; 8 — диорит-тоналит-плагиогранитовая; 9 — субщелочных риолитов, дацитов, вудканитов (риолит-андезит-базальтовая); 11 — офиолитовая; 12 — граница областей с различной палеогеодинамической обстановкой; 13 — рифтовые зоны.

1 — континентальная плита; 3 — островная дуга; 4 — красные и внутренние морские бассейны; 5 — внутриконтинентальная шовная зона; 6 — граница Сибирской платформы; 7 — расположение субдукционных (а) и рифтогенных (б) зон.

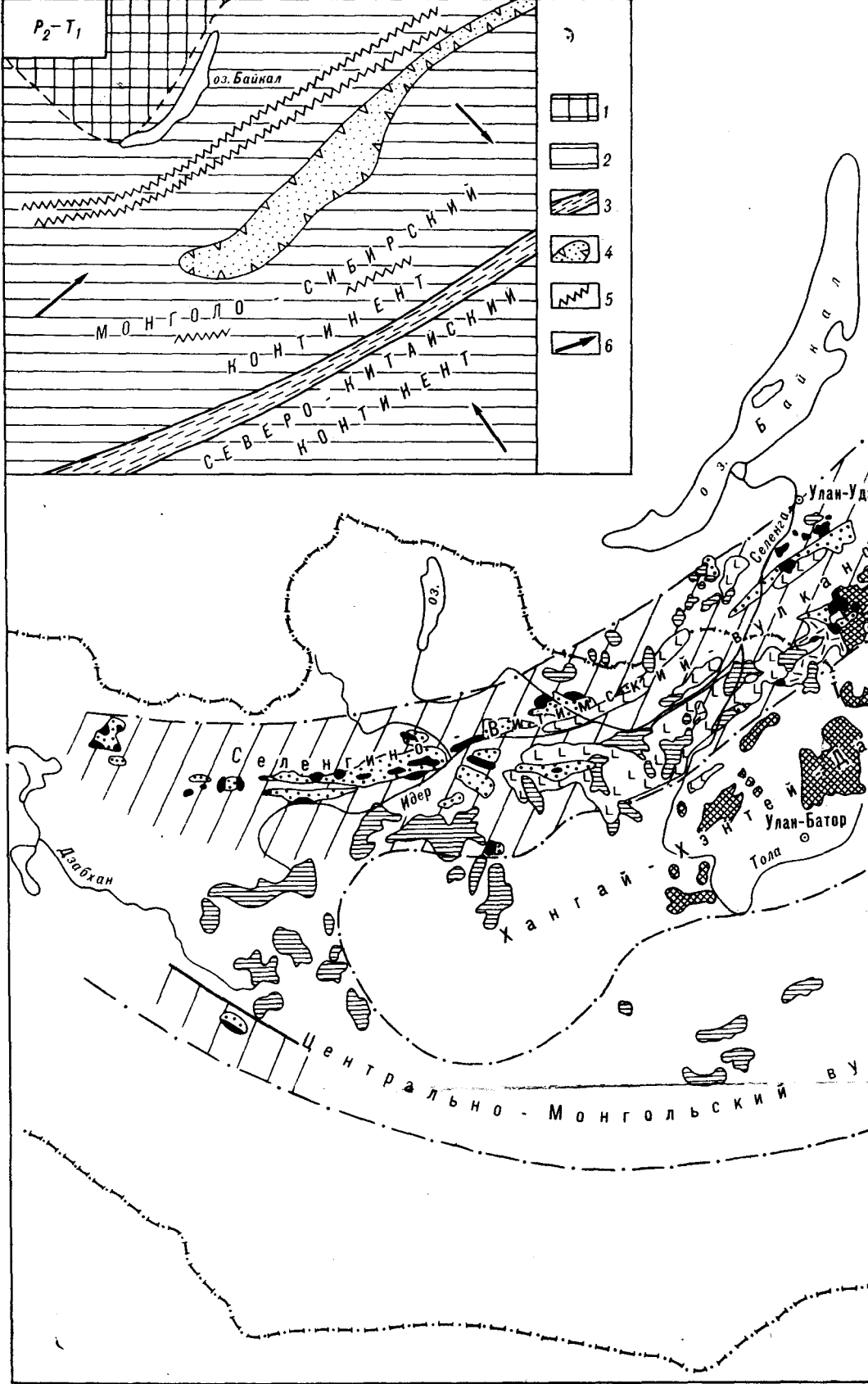
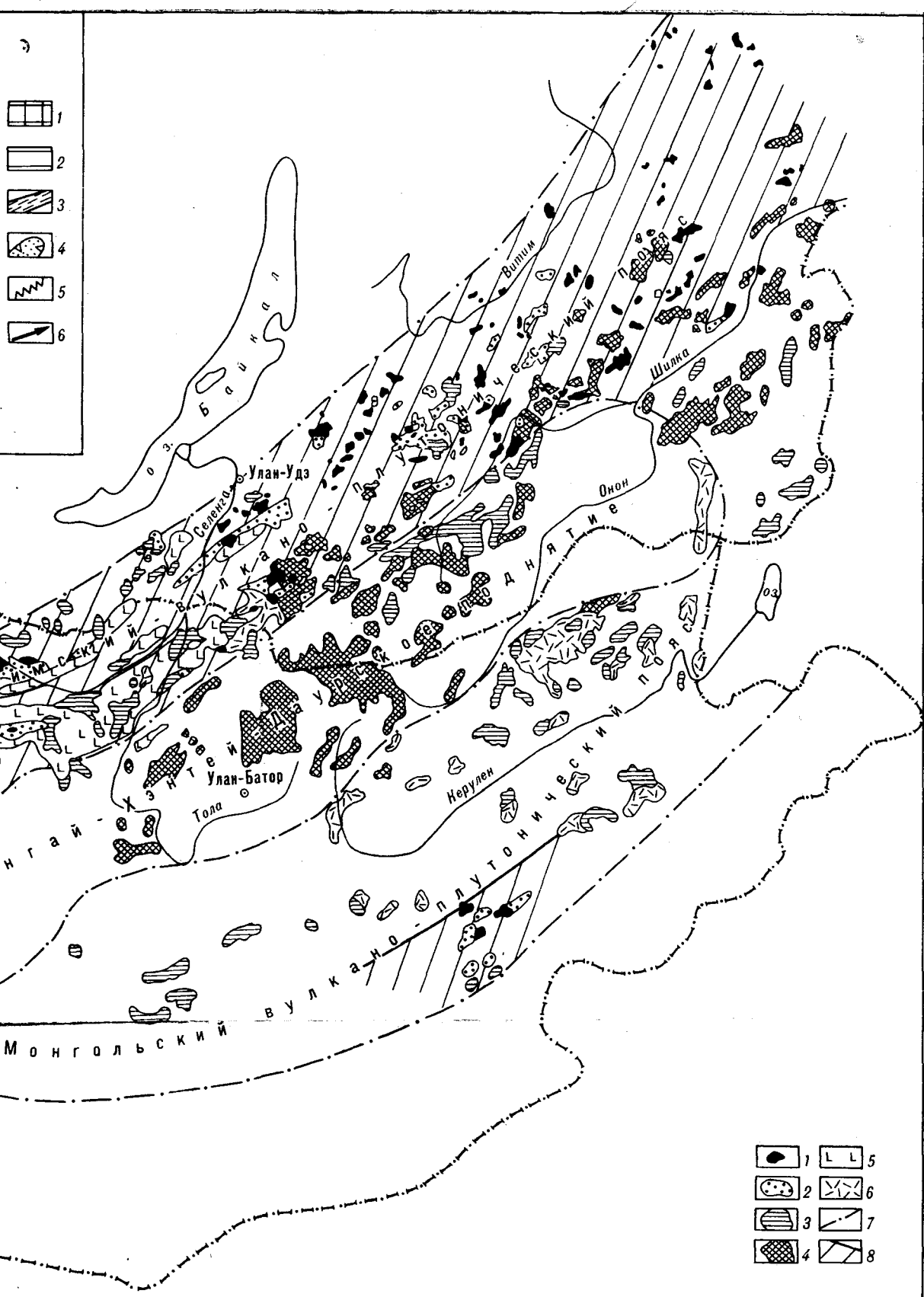


Рис. 4. Схема современного распространения магматических формаций верхней перми — (см. карту-врезку).

Магматические формации (ассоциации): 1 — щелочных гранитов и сиенитов; 2 — бимодальных вулканогенных гранит-лейкогранитовая и гранит-граносиенитовая; 4 — известково-щелочная гранодиорит-гранитовая, андезит-базальтовая и трахибазальтовая; 6 — риолит-трахириолитовая, местами с андезитами и базальтами; 8 — рифтовые зоны.

Карта-врезка: 1 — континентальные плиты; 2 — зона столкновения континентальных плит; 3 — эпицентр движения плит.



Монгольских формаций верхней перми — раннего триаса и палеогеодинамическая реконструкция этого времени (см. карту-врезку).

1 — гранитоиды и сиениты; 2 — бимодальных вулканитов (трахибазальт-трахит-трахириолитовая с комендитами); 3 — субщелочная трахито-щелочная гранодиорит-гранитовая и собственно гранитовая, местами с предшествующими габброидами; 4 — трахириолитовая, местами с андезитами и базальтами; 5 — граница областей с различной палеогеодинамической обстановкой; 6 — рифтовые зоны; 7 — направление движения плит; 8 — эпиконтинентальный мелководный морской бассейн; 9 — рифтовые зоны; 10 — направление движения плит.