

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

1993

## 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. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *В. В. Резердатто*, *Н. П. Романовский*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидаров*, *В. Н. Шарпов*

---

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

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

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*  
Мл. редактор *М. А. Языкова*  
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*  
Технический редактор *А. В. Сурганова*  
Корректор *В. В. Игнатьева*

---

Сдано в набор 20.04.93. Подписано к печати 29.07.93. Формат 70 x 108 1/16. Высокая печать.  
Усл. печ. л. 13,3. Усл. кр.-отт. 13,8. Уч.-изд. л. 15. Тираж 319 экз. Заказ № 606.

---

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

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

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
**ТИХООКЕАНСКАЯ  
ГЕОЛОГИЯ**  
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

№ 4, 1993

СОДЕРЖАНИЕ

Сидоров А. А., Бялобжеский С. Г., Еремин Р. А. Северо-Восточно-Азиатский метаталлогенный пояс	3
Котляр Г. В. Расчленение и корреляция верхней перми Тетиса и Циркумпацифики	7
Лихт Ф. Р. Осадконакопление в современных и древних приконтинентальных бассейнах Азии	20
Астахова Н. В., Обжиров А. И., Астахов А. С., Горбаренко С. А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии	34
Кузин И. П. О сейсмическом районировании шельфа северной части Японского моря	41
Антонов А. Ю. Геохимические типы меловых вулканитов матакотанской свиты о. Шикотан (Малая Курильская гряда)	58
Улыбин О. А., Абрамова Н. Н. Коллекторские свойства неогеновых и палеогеновых отложений Колпаковского прогиба Западной Камчатки	73
Кемкин И. В., Руденко В. С. Раннемеловые радиоларии из олистостроматурбидитовых отложений бассейна р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь)	78
Гайдук В. В., Сюдюков И. Ш. Чешуйчато-надвиговая структура Индигиро-Зырянского прогиба	86
Дылевский Е. Ф. Эффузивы повышенной щелочности Конгинского вулканогэотонического ряда	95
Стриха В. Е., Морозов А. Е. Кайнозойская габбро-долеритовая ассоциация востока Корякии	107
Шевкаленко В. Л. Новые представления о геологическом строении и истории развития Чирынайского блока Майницкой зоны	117
Ивашов П. В. Геохимия олова в почвах на оловорудных месторождениях Дальнего Востока	127
Еремин Г. Д. Автоматизация измерений при геотермических исследованиях (теоретическое обоснование)	137

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Кругляков А. А., Андреев А. А., Кулинич В. Р., Турманов Ю. А. Непрерывный гидромагнитный профиль над океанической корой Восточно-Тихоокеанского поднятия	143
Варнакский В. Г. Структурно-литологическая модель и нефтегазоносность дельтовых комплексов	146

PACIFIC GEOLOGY

SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in year

JULY – AUGUST

№ 4, 1993

CONTENTS

Sidorov A. A., Byalobzhesky S. G., Eremin R. A. North-Eastern-Asian metallogenic belt	3
Kotlyar G. V. Division and correlation of the upper perm of Tetis and Circumpacific	7
Likht F. R. Sedimentation in modern and ancient near-continental basins of Asia	20
Astakhova N. V., Obzhirov A. I., Astakhov A. S., Gorbarenko S. A. Autogenic carbonates in the zones of gazeous anomalies of marginal sea of East Asia	34
Kuzin I. P. On seismic zoning of the shelf of the northern part of the sea of Japan	41
Antonov A. Yu. Geochemical types of cretaceous volcanites of Matacotane suite of island Shikotan (Small Kurile Ridge)	58
Ulybin O. A., Abramova N. N. Collector properties of neogenic and paleogenic deposits of Kolpakov through of West Kamtchatka	73
Kemkin I. V., Rudenko V. S. Early-cretaceous radiolarites from olistostromo-turbidite deposits of the basin of the River Chernaya (South Sikhote-Alyn)	78
Gaiduk V. V., Syundyukov I. Sh. Scaly-approaching structure of Indigiro-Zyryansk through	86
Dylevsky E. F. Effusives of increased alkalinity of the Konginsk volcano-plutonic series	95
Strikha V. E., Morozov A. E. Cenozoic gabbro-dolerite association of East Koryakia	107
Shevkalenko V. L. New concepts on the geological structure and history of the development of Tchyrynaisk block of the Minizkii zone	117
Ivashov P. V. Tin geochemistry in soils of tin-ore deposits of Far East	127
Eremin G. D. The automatization of measurements of geothermal studies (theoretical foundation)	137

BRIEF COMMUNICATIONS

Kruglyakov A. A., Andreev A. A., Kulinitch V. R., Turmanov Yu. A. Continuous profile above oceanic crust of the East-Pacific rize	143
Varnavsky V. G. Structure-lithological model and oil-gaz-bearing of delta complexes	146



УДК 553.3/4(-18 + 5)

*А. А. Сидоров, С. Г. Бялобжеский, Р. А. Еремин***СЕВЕРО-ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

Металлогенический пояс образовался на ансамбле террейнов, аккреция которых закончилась в послеготеривское — предальбское время. Выделяются унаследованные и новообразованные рудно-формационные ряды. По набору рудных формаций (порфировые, эпитермальные золотосеребряные, сурьмяно-ртутные и др.) эти ряды подобны, что связано с близкими физико-химическими условиями рудоотложения постаккреционного периода. Однако источники их рудного вещества различны и предопределены геологическими особенностями доаккреционного развития террейнов.

Постааккреционный металлогенический пояс северо-востока Азии приурочен к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и его перивулканической зоне [5]. В металлогеническом отношении это единое постааккреционное образование, наложенное на ансамбль террейнов (см. рисунок). Аккреция террейнов закончилась в послеготеривское — предальбское время и фиксирует положение новообразованной континентальной окраины. В площадном отношении здесь преобладают террейны, в фундаменте которых находится докембрийская континентальная кора. Это Охотский и Омолонский кратонные террейны (микроконтиненты) с сильно гранитизированным в раннем протерозое и относительно высоко поднятым раннеархейским субстратом, перекрытым рифейско-палеозойским и раннемезозойским вулканогенно-осадочным чехлом платформенного типа. Это Сенявинский шельфовый террейн с позднеархейским субстратом, гранитизированным в протерозое, палеозое и мезозое, а также Яно-Колымский и Чукотский супертеррейны, представляющие собой крупные фрагменты пассивной окраины Сибирского континента. Их фундамент глубоко погружен и перекрыт мощным миогеосинклинальным чехлом, позднепалеозойская — раннемезозойская часть которого слатается терригенным флишем. Можно предположить, что фундамент Яно-Колымского и Чукотского супертеррейнов слабее гранитизирован и даже включает протерозойские зеленокаменные образования.

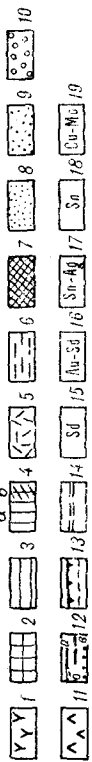
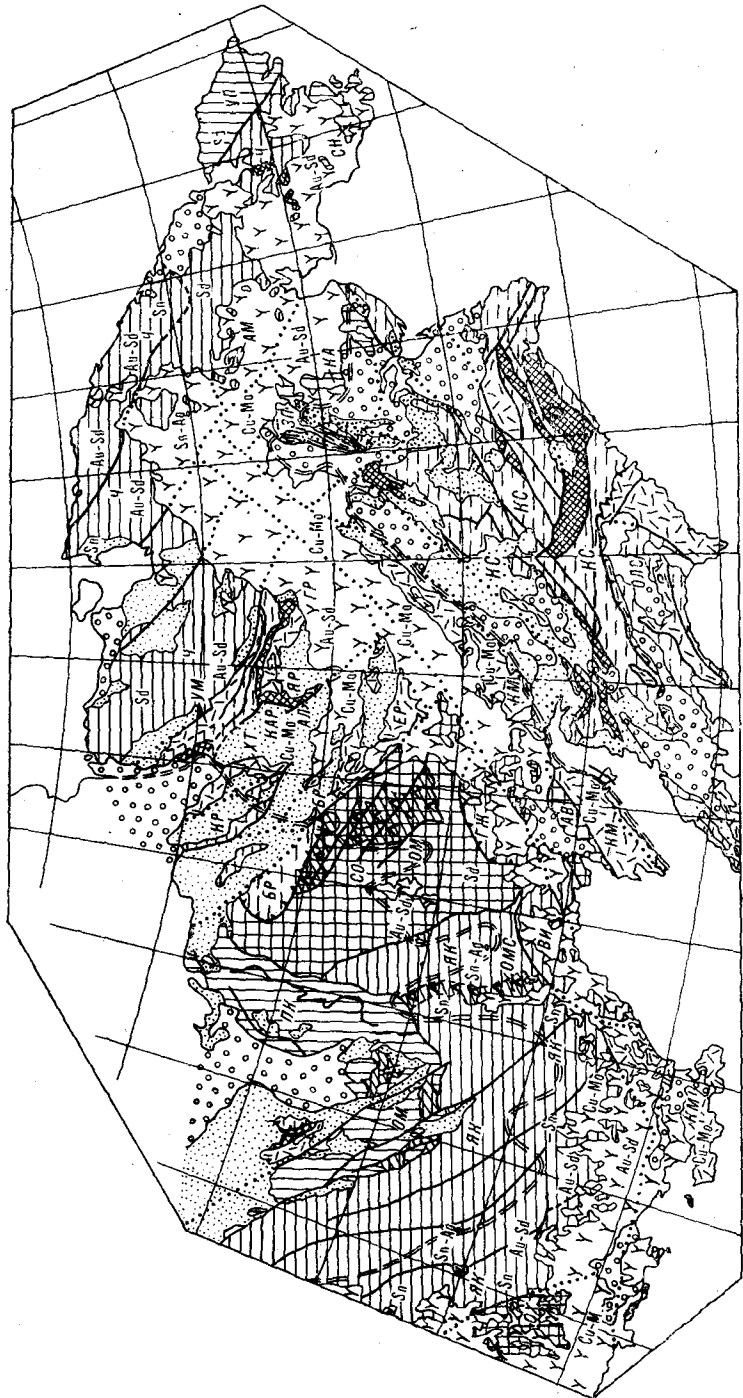
Между Омолонским и Чукотским террейнами внешняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса резко дискордантно наложена на палеозойские островодужные Еропольский и Яракваамский террейны, а также на флишевый Каральвеевский террейн и Гремучинский террейн, представляющий собой фрагмент коры океанического типа. Два последних террейна являются, по-видимому, частями океанического или окраинно-морского бассейна, раскрывавшегося в сторону Тихого океана.

Внутренняя часть вулканогенного пояса на всем протяжении подстилается Кони-Мургальским террейном, представлявшим с позднего палеозоя по неокое часть островодужной системы и превратившимся на последнем этапе своего развития в окраинно-континентальную магматическую дугу. Чукотский фланг вулканогенного пояса своей внутренней частью наложен на Амгуэмский флишевый и Эргувеевский офиолитовый террейны, а также на Канчаланский шельфовый с метаморфическим фундаментом предположительно протерозойского возраста.

В пределах вулканогенного пояса преобладают андезиты и риодациты. Породы кислого состава представлены преимущественно игнимбрита-

Северо-Восточно-Азиатский металлогенетический пояс.

1 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 — территории, акретированные к Сибирскому континенту перед образованием Охотско-Чукотского пояса; 3 — впадины террейнов; 4 — Авачинский, 5 — Омоутский, 6 — Охотский с относительно поднятым, сильно гранитизированным и вулканизированным архейским фундаментом (рифей — нижний мезозой) платформенного типа; 7 — территории перемещенных массивных континентальных окраин с погруженным и разрабатанным докембрическим фундаментом, включающие отложения шельфа и его подложка (ВИ — Вилчинский, ГЖК — Гижикский, Ч — Чукотский супертеррейны, НК — Яно-Кольмский); 8а — шельфовые террейны с гранитизированным верхнеархейским и нижнепротерозойским (?) фундаментом (КА — Канчаланский, ОМ — Омутевский, ПК — Прикольмский, СН — Семеновский, У — Уэленский); 4б — зоны позднепалеозойского рифтогенеза; 5 — островодужные террейны и террейны окраино-континентальных магматических дуг (ЕР — Еропольский, ЗП — Западно-Пенулинский, КМ — Кони-Муралинский, УМ — Умкунгальский); 6 — территории океанической коры или коры и/или обриголитов Охотско-Чукотского пояса (булвы на рисунке); 7 — Корякская группа и осадочные накопления; 8 — верхнеюрские и нижнемеловые (доальбские); 9 — верхнемеловые (доальбские); 10 — неогеновые и неоген-четвертичные; 11 — позднеюрско-раннемиоценовые континентальные рифты (ОМС — Омсукчанский, СО — Среднеомутский); 12 — границы Северо-Восточно-Азиатского металлогенетического пояса; 13 — 19 — рудно-формационные ряды (названы по базовой рудной фации); 14 — границы Северо-Восточно-Азиатского металлогенетического пояса; 15 — 19 — сопряженные сербро-сульфидный и оловопорфировый (Sn — Ag), 15 — оловопорфировый (Cu — Mg).



Умкунгальский, ХТ — Хатачанский, ЯР — Ядрываамский (окраино-морские) бассейнов с редуцированной корой или с корой океанического типа (АМ — Амгузайский, Ер — Березовский, КАР — Каралявский, КР — Курьянский), 7 — территории океанической коры и/или обриголитов Охотско-Чукотского пояса (булвы на рисунке); 7 — Корякская группа и осадочные накопления; 8 — верхнеюрские и нижнемеловые (доальбские); 9 — верхнемеловые (доальбские); 10 — неогеновые и неоген-четвертичные; 11 — позднеюрско-раннемиоценовые континентальные рифты (ОМС — Омсукчанский, СО — Среднеомутский); 12 — границы Северо-Восточно-Азиатского металлогенетического пояса; 13 — 19 — рудно-формационные ряды (названы по базовой рудной фации); 14 — границы Северо-Восточно-Азиатского металлогенетического пояса; 15 — 19 — сопряженные сербро-сульфидный и оловопорфировый (Sn — Ag), 15 — оловопорфировый (Cu — Mg).

ми; среди андезитовых и андезитобазальтовых толщ лавы составляют около половины их объема. Вулканыты разной основности образуют характерные породные ассоциации: базальт-андезитобазальтовые (базальты — 60 %, андезитобазальты — 30 %), трахибазальтовые (трахибазальты — 85 %, трахиандезиты — 10 %), андезитобазальтовые (андезитобазальты — 40 %, андезиты — 25 %, базальты — до 30 %), андезитовые (андезиты — 60 %, андезитобазальты — до 30 %, дациты — 10 %), риолитодацитовые (дациты и риодациты — 60 %, риолиты — 40 %), а также контрастные, в которых продукты мафических и салических магм тесно связаны в пространстве и времени, чередуясь по вертикали и замещая друг друга по латерали. Ареалы распространения перечисленных ассоциаций, их положение и повторяемость в разрезах отражают продольную и поперечную зональность вулканогенного пояса. Во внутренней, приближенной к Тихому океану зоне нижние части разрезов повсеместно, за исключением Центральной Чукотки, представлены базальт-андезитобазальтовой ассоциацией: в Центрально-Чукотском секторе ей, по-видимому, предшествовал салический вулканизм. В верхней части разрезов распространены в небольших объемах андезиты и более кислые породы. Во внешней зоне низы разрезов обычно сложены породами андезитовой ассоциации, которые на Центральной Чукотке подстилаются игнимбритами риодацитов и риолитов с небольшим количеством андезитов и андезитодацитов. Средняя часть разрезов внешней зоны представлена андезитобазальтовой, риолитодацитовой и контрастной риолит-андезитобазальтовой ассоциациями. Верхние части разрезов нередко характеризуются присутствием вулканитов, трахиандезитов, трахириолитов.

Среди гранитоидов во внешней зоне вулканогенного пояса преобладают гранодиориты, адамеллиты и граниты; в резко подчиненном количестве представлены габбро, диориты и кварцевые диориты. Во внутренней зоне распространены породы от габбро до лейкотранитов при количественном преобладании кварцевых диоритов и тоналитов. Почти повсеместно встречаются небольшие тела наиболее молодых сиенитодиоритов, кварцевых сиенитодиоритов, граносиенитов и субщелочных гранитов, лейкократовых щелочных гранитов [1, 2].

Весьма сложное строение террейнов основания вулканогенного пояса, его первивулканической зоны, а также самого вулканогенного пояса обусловило большое разнообразие рудных месторождений в пределах выделенного здесь Северо-Восточно-Азиатского металлогенического пояса. Элементы его некоторой однородности не являются генетическими и полностью связаны с гидротермальной деятельностью в условиях субаэральной вулканической и поствулканической обстановок. Это прежде всего широкое развитие близповерхностных (эпitherмальных) месторождений, сопровождающихся мощными зонами пропилитизированных и аргиллитизированных пород. Однако источники рудного вещества в пределах металлогенического пояса представляются весьма разнообразными и, как сейчас становится очевидным, унаследованы от террейнов основания вулканогенного пояса. Именно поэтому районирование металлогенического пояса представляется возможным проводить не по распространенности жильных эпitherмальных месторождений, а по развитию гидротермально-осадочных доаккреционных, а также вкрапленных сульфидных и порфириновых аккреционных и постааккреционных месторождений, так как только эти группы месторождений тесно связаны с источниками рудного вещества.

Докембрийская металлогения в пределах колымских и чукотских террейнов характеризовалась, по-видимому, широким развитием железистых кварцитов и более ограниченным формированием уран-многометалльных зон сульфидизации на этапах раннего рифтогенеза. На масштабы распространения этих образований, по-видимому, указывают протяженные зоны пиритизации (пирротинизации), стратиформные полиметаллические месторождения в палеозойских и мезозойских толщах различных террейнов, а также золото- и оловосульфидная и ураноносная

минерализация, связанная с аккреционным гранитоидным магматизмом. В пределах островодужных террейнов аккреция сопровождалась формированием медно-порфириковых месторождений.

Анализ месторождений Северо-Восточно-Азиатского металлогенического пояса позволяет выделить следующие генетические ряды рудных формаций, унаследованно развивавшиеся в пределах различных террейнов (ряды названы по базовым рудным формациям): золотосульфидные вкрапленных руд, оловополиметаллически-сульфидные вкрапленных руд, медно-молибден-порфириновые, оловосеребропорфириновые.

Важной особенностью металлогенического пояса, обусловленной особенностями аккреции различных террейнов, является непрерывный характер развития аккреционных и постаккреционных гранитоидов в пределах ряда чукотских террейнов. Постаккреционная магматическая деятельность, связанная с образованием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, началась здесь с игнимбритовых извержений. Гидротермальная деятельность в Чукотской ветви пояса на ранних этапах связана с гранитоидными интрузиями, становление которых, по-видимому, нередко сопровождалось извержениями игнимбритов с последующими длительно развивающимися низкотемпературными рудоносными гидротермальными системами. В Охотской ветви пояса, напротив, гидротермальные системы первоначально формировались как околокальдерные, а затем подвергались метаморфизму и реювенации по окончании вулканической деятельности в период становления гранитоидных интрузий. Именно поэтому здесь широко развиты незавершенные ряды рудных формаций [3] с месторождениями ксенотермального типа и практически отсутствуют сурьмяные, ртутные и флюоритовые месторождения, образующиеся в стабильных низкотемпературных условиях. Рудные формации незавершенных рядов характеризуются преимущественным развитием олово(серебро)порфириковых и серебросульфидных месторождений, а золотосеребряные адуляр-кварцевые и адуляр-родонит-родохрозит-кварцевые месторождения также являются существенно серебряными. Однако завершенные и незавершенные рудно-формационные ряды, несмотря на эти принципиальные различия, подобны. И поэтому мы полагаем, что их различия обусловлены геологическими и физико-химическими условиями отложения руд, а не особенностями источников рудного вещества.

Генетическая унаследованность металлогенического развития рудных районов хорошо отражена в сульфидных рудно-формационных рядах. Значительная часть месторождений сульфидных (вкрапленных руд) базовых формаций представлена крупными и весьма крупными зонами пиритизации (широтинизации), сформировавшимися в доаккреционный этап в качестве гидротермально-осадочных образований. Некоторая их часть связана с аккреционным региональным метаморфизмом пород, и определенная часть представлена новообразованными золотосульфидными и серебросульфидными месторождениями, сформировавшимися в постаккреционный этап в связи с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопряженных с ним структур. Естественно, что аккреционные и постаккреционные рудно-формационные ряды развивались, как правило, унаследованно.

В золотосульфидный ряд рудных формаций входят золотосульфидная, золоторедкометалльная, золотосеребряная, оловосереброполиметаллическая, сурьмяная и ртутная. Базовая золотосульфидная формация характерна для перивулканической зоны и пород терригенного основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, месторождения золоторедкометалльной формации приурочены к порфиривым гранитоидам, оловосереброполиметаллическое оруденение развито ограниченно во внутренних частях золотоносных зон.

Серебросульфидный ряд рудных формаций в пределах Омсукчанской сереброоловоносной металлогенической зоны тесно сопряжен с олово(серебро)порфиривым рядом рудных формаций [4]. Оловопорфириновый ряд характерен для ряда районов внешней части Охотско-Чукотского

пояса и его перивулканической зоны, где он нередко сопряжен с золото-сульфидным рядом рудных формаций. В оловопорфировый ряд, кроме оловянных и сереброоловянных, входят также золоторедкометалльная (золотопорфировая) и золотосеребряная (существенно серебряная) рудные формации.

Медно-порфировый ряд рудных формаций развит во внутренней части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также в районах доаккреционного ультрабазит-базитового магматизма. В этот ряд входят медно(молибден)-порфировая, золоторедкометалльная (золотосульфидно-кварцевая, золотопорфировая), сульфидно-полиметаллическая, золотосеребряная, золототеллуридная, сурьмяно-ртутная рудные формации.

Таким образом, в Северо-Восточно-Азиатском металлогеническом поясе распространены отчетливо унаследованные и новообразованные рудно-формационные ряды. По набору рудных формаций они подобны, что связано с близкими физико-химическими условиями их развития в пост-аккреционный период. Однако источники их рудного вещества различны и были в значительной мере предопределены геологическими особенностями доаккреционного и аккреционного развития террейнов. Именно эти источники определяли при прочих равных условиях интенсивность оруденения и масштабы месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
2. *Котляр И. Н.* Петрология и рудоносность магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореферат докт. дис.— Л., 1990.
3. *Сидоров А. А.* О незавершенных рядах рудных формаций на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР.— 1991.— Т. 319, № 6.— С. 1405—1408.
4. *Сидоров А. А. и др.* Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений).— М.: Наука, 1989.
5. *Умитбаев Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция.— М.: Наука, 1986.

СВКНИИ ДВО РАН  
Магадан

Поступила в редакцию  
6 октября 1992 г.

УДК 551.736.3

*Г. В. Котляр*

## РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ТЕТИСА И ЦИРКУМПАЦИФИКИ

Рассмотрен вопрос двучленного деления верхней перми Тетической области. Рубежи в основании кубергандинского и джувльфинского ярусов, являющиеся глобальными корреляционными уровнями, отвечают рангу границ отделов. Находки конодонтов в региональных фузулинидовых подразделениях Циркумпацфики позволили детализировать и уточнить зональные стандарты верхней перми Тетиса. Намечен ряд уровней межобластной корреляции, в том числе с общей шкалой пермской системы. Доказано соответствие подошвы кубергандинского яруса основаниям омолонского горизонта Бореальной области, роадского яруса Америки, границе соликамского и шепминского горизонтов уфимского яруса общей шкалы.

В соответствии с официальной точкой зрения пермская система в тетической шкале расчленена на два отдела, граница между которыми проведена в основании кубергандинского яруса. Первоначально Э. Я. Левенюм [22] отстаивалось трехчленное деление тетической перми с границами в основании болорского и кептенского (или мидийского) ярусов. Однако, поскольку предложенное деление явилось отражением развития

исключительно фузулинид, не учитывало в должной мере историю геологического развития Тетиса, а границы отделов не прослеживались планетарно, оно не нашло дальнейшего применения.

Не рассматривая расчленение пермской системы в целом, остановимся лишь на выделении отделов в верхней перми. Анализ истории геологического развития бассейна Тетис в позднепермскую эпоху в комплексе с биостратиграфическими данными выявил два однопорядковых рубежа в основании кубергандинского и джувльфинского ярусов (табл. 1).

Рубеж в подошве кубергандинского яруса фиксируется появлением среди аммоноидей отряда *Ceratitida* и родов *Paraceltites*, *Neogeoceras*, *Stacheoceras*, *Altudoceras*, *Daubichites* и многих других, характеризующих роадский комплекс.

В конодонтовой зональной последовательности нижняя граница яруса в Тетисе твердо не определена. Однако в американских разрезах уровень появления роадского комплекса аммоноидей соответствует зональной границе *Gondolella idahoensis* — *Gondolella serrata* [30] и определяется первым появлением *G. serrata* (?=*G. nankingensis*) с морфологическими особенностями, переходными между *G. idahoensis* и *G. serrata* [6]. Это существенный хроностратиграфический рубеж, маркирующий, по данным Б. Гленистера, границу роадского яруса или гваделупской серии (отдела).

В сообществе фузулинид на границе болорского и кубергандинского ярусов появляются первые арменины, высокоразвитые миселлины, а несколько выше — канцеллины [23]. Интеграция зональных рубежей неритовой и бентосной фаун обеспечивает прослеживание нижней границы кубергандинского яруса повсеместно.

В Бореальной области на этом уровне помимо рода *Daubichites* появляются *Sverdrupites* и *Spiroligoceras* — так называемый даубихитовый комплекс аммоноидей. Он приурочен к зоне *Mongolosis russiensis* подошвы омононского горизонта Колымо-Омононской провинции, к нижней части деленжинской серии Верхояно-Охотской провинции и прослеживается вплоть до Новой Земли. Даубихитовый комплекс сменяет в непрерывных разрезах Северо-Востока и Верхоянья кунгурский комплекс аммоноидей с *Tumarceras*, *Epijufesanites*, *Neouddenites* [4]. Последние представители кунгурского комплекса *Gobioceras elenae* Bog. [2] отмечены в зоне *Kolymaella ogonerensis* верхов джигдалинского горизонта, подстилающей зону *russiensis* (табл. 2).

В последнее время удалось установить положение даубихитового комплекса в восточно-европейской шкале пермской системы, он оказался приуроченным к шешминскому горизонту уфимского яруса. Это доказано присутствием *Kolymaella ogonerensis* и сопутствующих брахиопод в верхней части соликамского горизонта уфимского яруса в типовой местности его развития. Ранее уже были отмечены в аналогах соликамского горизонта на Пай-Хое находки кунгурского вида *Uraloceras fedorowi* Kapr. [10], на основании чего был сделан вывод о кунгурском возрасте соликамского горизонта [5]. Полученные данные позволяют уверенно говорить о синхронности нижних границ кубергандинского яруса Тетиса, омононского горизонта (региояруса) Бореальной области, роадского яруса американской шкалы и шешминского горизонта уфимского яруса общей шкалы (табл. 3). К близкому выводу относительно нижней границы кубергандинского яруса в восточно-европейской шкале пришли специалисты, изучавшие конодонты [25].

Таким образом, рубеж в основании кубергандинского яруса Тетиса и его аналогов в других палеобиогеографических областях является одним из самых ярких, легко распознаваемых, обоснованных и широко прослеживаемых уровней.

Однопорядковым с рассмотренным является рубеж в основании джувльфинского яруса, нижняя граница которого маркируется глубокими эволюционными преобразованиями в составе аммоноидей. Впервые на этом уровне появляются араксодератиды, представленные родами *Euaga-*



## Стандартные зональные шкалы верхней перми Тетической области

Стратиграфическая шкала Тетической области				Зональные стандарты			
Система	Отдел	Ярус	Зона	Фузулиниды	Аммоноидеи	Конodontы	
Пермская	Верхний	Дорашамский	Paratirolites kittli	Palaeofusulina sinensis — Shindella simplicata	Changshingoceras	Pleuronodoceras — Roto-discoceras — Paratirolites	Gondolella subcarinata
			Shevyrevites shevyrevi				
			Dzhulfites spinosus				
			Iranites transcasicus				
			Phisonites triangulus				
		Джультинский	Vedioceras ventroplanum	Codonofusiella spp. — Reichelina media	Cyclolobus	Vedioceras — Sanyangites	Gondolella orientalis
			Araxoceras latum	Codonofusiella kwangsiana — Pseudodunbarula arpaensis		Araxoceras — Konglingites	Gondolella levani — Gondolella lianshanensis
		Мидийский	Yabeina — Lepidolina	Lepidolina kumensis — Neomissellina lepida	Stacheoceras — Timorites	Gondolella wilcoxi — Gondolella rosenkrantzii — Gondolella babcocka	
				Lepidolina multi-septata — Neoschwagerina margaritae			Timorites — Waagenoceras
		Мургабский	Neoschwagerina margaritae	Afganella schencki — Neoschwagerina craticulifera	Waagenoceras — Altudoceras	Gondolella serrata (= Gondolella nankingensis)	
			Neoschwagerina craticulifera				
			Neoschwagerina simplex	Neoschwagerina simplex			Sosiocrimites
		Кубергандинский	Cancellina cutalensis	Cancellina cutalensis	Paraceltites, Medicottia, Parapronorites, Barmianiceras		
			Armenina, Misellina ovalis	Armenina, Misellina ovalis			

## Зональная корреляция верхней перми Тетической и Бореальной областей

Общая шкала		Бореальная область		Тетическая область									
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Магнитовона	Горизонт	Брахиподы	Магнитовона	Регионус	Фузулиниды	Аммоноидей	Конодонты	Магнитовона	
Пермская	Нижний	Уфимский	Казанский	Киама	Омолонский	Kolymaella ogonerensis	Киама	Болорский	Misellina parvicostata	?	Metaperrinites — Miklukhoceras	Киама	
									Misellina ovalis — Armenina				
	Верхний	Татарский	Уржумский	Северодвинский	Вятский	Иллавара	Stepanoviella paracurvata	Иллавара	Джульфинский	Codonofusiella — Reichelina media	Vedioceras — Sanyangites	Gondolella orientalis	Иллавара
										Codonofusiella kwangsianna — Pseudodunbarula arpaensis	Araxoceras	Gondolella leveni — Gondolella liangshanensis	
							?		Мидийский	Lepidolina kumaensis — Neomissellina lepida	Stacheoceras — Timorites	Gondolella wilcoxi — Gondolella babcockae — Gondolella rosenkrantzi	
										Lepidolina multiseptata — Neoschwagerina margaritae	Timorites — Waagenoceras	Gondolella postserrata — Gondolella bitteri	
							Cancrinelloides curvatus			Afganella schencki — Neoschwagerina craticulifera	Waagenoceras — Altudoceras Sosciocrimites		
										Neoschwagerina simplex			
							Cancrinelloides obrutshevi			Cancellina cutalensis	Medlicottia — Parapronrites — Paraceltites — Bamianiceras kuber.	Gondolella serrata	
										Misellina ovalis — Armenina			
							Magadania bajkurica			Misellina ovalis — Armenina		Gondolella idohaensis	
										Misellina ovalis — Armenina			
							Terrakea kodonensis						
							Terrakea borealis						
						Omolononia snjakovi							
						Mongolosia russiensis							
						Kolymaella ogonerensis							

## Корреляция основных стратиграфических шкал пермской системы

Система	Общая шкала		Бореальная область	Тетическая область	Региональная американская шкала		
	Отдел						
		Ярус (подъярус), горизонт					
Пермская	Верхний	?	?	Дорашамский	Верхний	Очоа	
				Джувльфинский		Ла Колорада	
		Тагарский	Вятский	Хивачский	Мидийский	Средний	Кентен
			Северодвинский				
			Уржумский	Гижигинский			
		Казанский	Омолонский	Мургабский	Ворд		
		Уфимский		Шепминский	Кубергандинский	Род	
	Соликамский		Джигдалинский	Болорский	Ленерд		
	Кунгурский	Яхташский					
	Аргинский			Байгенджинский			
		Актастинский		Мунугуджакский	«Сакмарский»	Нижний	Вольфкемп
	Сакмарский						
	Ассельский	Ассельский					

hoceras и Anderssonoceras и отвечающие началу нового этапа адаптивной радиации джульфинских араксцератид. Ассоциация Eoagaxoceras, Kingoceras, Xenodiscus, Timogites характерна, по мнению Б. Гленистера и К. Спинозы, для базальных слоев джульфинского яруса [7].

К сожалению, переходные мидийско-джульфинские слои в стратотипе в Закавказье не охарактеризованы аммоноидеями, в связи с чем положение границы неоднократно менялось. Неоднозначно проводится она и в настоящее время. В основном дискутируются три уровня: в основании слоев с Codonofusiella, в их кровле и в подошве слоев с Araxilevis. Последними работами доказано, что в большинстве разрезов Закавказья слои с Codonofusiella не подстилают слои с Araxilevis, они не являются самостоятельным подразделением, а представляют единый стратон — слои с Codonofusiella — Araxilevis, поскольку араксилевисы появляются одновременно с массовыми Codonofusiella [17]. Лишь в единственном разрезе Дорашама-2 возможно их разделение, где различие литологической и фаунистической характеристик обусловлено локальным изменением фациальных условий. В связи с этим проведение границы в основании слоев с Araxilevis неудачно, поскольку даже в пределах Закавказья араксилевисы появляются на разных стратиграфических уровнях. Граница в кровле слоев с Codonofusiella или в подошве зоны Araxoceras latissimum игнорирует находки первых араксцератид в слоях с Araxilevis Ирана и Закавказья, появление на этом уровне джульфинских видов брахиопод и фораминифер, а также новые данные по конодонтам [34]. Последние свидетельствуют о появлении Gondolella leveni, вида-индекса нижней зоны джульфинского яруса, в самом основании слоев с Codonofusiella.

Таким образом, граница джульфинского яруса в основании слоев с *Codonofusiella* — *Araxilevis* или вновь выделенной зоны *Codonofusiella kwangsiensis* — *Pseudodunbarula arpaensis* представляется наиболее приемлемой. Она получает достаточно надежное комплексное палеонтологическое обоснование и приобретает высокую корреляционную ценность. Находки в разрезах Абаде Центрального Ирана в нижней части джульфинского яруса *Boaraxoceras ruzhencevi* Spinosa et al., *Kingoceras*, *Xenodiscus*, *Gimorites* [7], которые ранее были известны из верхних слоев Ла Колорада Мексики [38], свидетельствуют о тесной преемственности джульфинских и мексиканских комплексов аммоноидей. Однако в Иране этот комплекс встречен совместно с развитыми араксocerатидами, а в Мексике представители родов *Araxoceras*, *Protoceras* и другие [34] отсутствуют. Там *Boaraxoceras* встречен совместно с *Stacheoceras toumanskyae* Mill. et Furn., *Neocrimites* sp., *Difuntites hidium* (Ruzh.), *Nodosagoceras nodosum* Wanner — видами, многие из которых присутствуют в джульфинских отложениях восточных регионов Тетиса, в частности в Японии, Китае, Южном Приморье. Поэтому мексиканский комплекс аммоноидей, будучи несомненно джульфинским, является тем не менее несколько более древним по сравнению с иранским и, скорее всего, должен соответствовать слоям с *Codonofusiella* — *Araxilevis* или зоне *Codonofusiella kwangsiensis* — *Pseudodunbarula arpaensis*.

В конодонтовой последовательности мидийско-джульфинская граница определена появлением переходных форм от *Gondolella liangshanensis* к *G. leveni* [21], которое происходит также в слоях с *Codonofusiella*. Согласно последним данным А. Г. Григоряна [8], первые *Gondolella leveni* появляются с самого основания этих слоев. В восточных районах Тетиса джульфинская граница устанавливается по появлению переходных форм от *Gondolella babcockae* к *G. changsiensis* в основании формации Вучиашанг Южного Китая [21], где одновременно появляются первые *Anderssonoceras* и доживает ряд мидийских родов аммоноидей. Достаточно уверенно по аммоноидеям мидийско-джульфинская граница устанавливается в основании серии Тойома Японии и по аналогии с ней — в основании людянзинского горизонта Южного Приморья. Впервые живая граница джульфинского яруса определена в Америке, где в Стекланных горах в самой верхней части формации Ольтюда Н. Коцуром обнаружены морфологически разнообразные переходные формы от *Gondolella babcockae* к *G. changsiensis* [21].

Помимо таких ведущих групп фауны, как аммоноидеи и конодонты, мидийско-джульфинская граница легко распознается по фузулинидам. На границе фузулинидовой зоны *kwangsiensis* — *arpaensis* происходит смена швагеринидо-вербеекнидовой ассоциации фузулинид шубертеллидовой. Исчезают швагериниды и вербеекниадеи, преобладающими становятся шубертеллиды, преимущественно *Boultoniinae* и *озаваинеллиды*. Именно с этим рубежом связано и массовое развитие аберрантных фузулинид [19].

В составе других групп ископаемых наблюдаются также значительные изменения вплоть до полного обновления их состава. В развитии мелких фораминифер на этом рубеже в пределах всей области Тетис происходит смена доминант: хемигордионсидовое сообщество сменяется нодозариидовым; наблюдается радиация нодозариид, эндотирид, палеотекстуляриид, бисериамминид, появляются более прогрессивные, специализированные роды — *Cryptoseptida*, *Tauridia*, *Colaniella*, *Armeniella*, *Arpaella*, *Paradagmarita*, *Louissetta* [19]. С нижней границей джульфинского яруса связана значительная перестройка коралловых сообществ, характеризующаяся резким сокращением разнообразия и примитивизацией морфологии рогов, вымиранием венцеделлин — специализированных ваагенофиллид с высокой степенью интеграции колоний и септами 3-го и 4-го порядков, существенным сокращением роли ваагенофиллид и адаптивной радиацией цлерофиллид. Эта тенденция особенно резко проявилась в западной части области Тетис, где «ваагенофиллоидная» фау-

на сменяется «плерофиллоидной», отмечается вспышка видообразования родов *Pentaphyllum*, *Ufimia*, *Pentamplexus*. В восточной части Тетической области (Китай) наименее специализированные ваагенофиллиды (родов *Liangshanophyllum*, *Waagenophyllum*, *Huaunphoyllum*) в сообществе с плерофиллидами, лофофиллидами и хапсициллидами продолжали существовать до конца палеозоя [19].

С этим рубежом связываются смена спиригерелло-септоспиригереллового сообщества брахиопод араксатирисовым и появление ряда эндемичных форм на фоне сравнительно длительного существования значительного числа персистентных видов. Этот достаточно четкий рубеж в развитии брахиопод, фиксируемый в западных бассейнах Тетиса, менее заметен в восточных и гондванской частях. На этом уровне появляется незначительное число родов, таких как *Peltichia*, *Eteletina*, *Cathaysia*, *Chengsianoproductus*, *Paryphella* и ряд других. В гондванской части Тетиса начало джульфинского века связано с появлением *Notothyrisis djoulfensis*, который отмечен на этом же уровне и в Закавказье [19].

В радиолярной последовательности мидийско-джульфинская граница определяется появлением рода *Neoalbaillella* и резким сокращением представителей рода *Follicuculus* [27].

Границе мидийского и джульфинского ярусов в Бореальной области соответствует рубеж, на котором происходит смена морского осадконакопления на континентальное или же крупный дотриасовый перерыв.

Таким образом, событийные рубежи в основании кубергандинского и в подошве джульфинского ярусов позволяют рассматривать их как глобальные корреляционные уровни, прослеживаемые повсеместно и соответствующие рангу границ отделов пермской системы.

Зональное деление пермских отложений Тетической области осуществляется традиционно по фузулинидам. Однако до сих пор создание стандартной шкалы не завершено. Не разработаны стандарты для джульфинского и дорашамского ярусов, требуют уточнения границы и обоснования ярусной принадлежности зоны мургабского и мидийского ярусов.

Уточнение границ региональных зональных последовательностей и стратиграфического положения отдельных подразделений позволяет детализировать и корректировать стандартную шкалу, а иногда и пересматривать самостоятельность отдельных зон. Так, самостоятельность зоны *Neoschwagerina margaritae* уже подверглась сомнению при установлении нижней границы мидийского яруса [19]. Был сделан вывод о том, что отложения в Иране и Закавказье, относимые к зоне *margaritae* [34], залегающие непосредственно выше аналогов зоны *craticulifera*, являются уже мидийскими. Отмечалась трудность выделения этой зоны в большинстве регионов Тетиса. В типовых разрезах известняков Маокоу в провинции Гуйчжоу Южного Китая зона *margaritae* не выделяется, а непосредственно выше зоны *Afganella schencki* — *Neoschwagerina craticulifera* залегает зона *Yabeina gubleri* (= *Lepidolina multiseptata*) [39]. Аналогичная картина наблюдается и в других регионах Китая, где зона *craticulifera* сменяется отложениями, содержащими наряду с *Neoschwagerina margaritae* виды родов *Yabeina* и *Lepidolina*.

В карасинской пачке ганской свиты Памира — верхнего члена стратотипа мургабского яруса, отнесенной к зоне *margaritae* и залегающей на зоне *craticulifera*, присутствует *Yabeina archaica* Dutk. Отнесение этих отложений к мургабскому ярусу по наличию *Yabeina* уже казалось неоправданным. В последнее время мидийский возраст пачки или зоны *margaritae* подтвердился находками в ней конодонтов *Gondolella bitteri* (Koz.) и *G. rozenkranzi* (Bend. et Step).

На совместное присутствие *Neoschwagerina margaritae* с видами рода *Yabeina* в различных регионах Тетиса указал недавно и Д. Вощар [3], предложивший выделить новую зону *Neoschwagerina* — *Yabeina* на границе мургабского и мидийского ярусов.

Установленное в ряде наиболее полных и непрерывных разрезов Тетиса (Южный Китай, Средняя Азия, Закавказье и Иран) и в том чис-

в стратотипиче мургабского яруса появление родов *Yabeina* и *Lepidolina* в зоне *Neoschwagerina margaritae* непосредственно выше зоны *Neoschwagerina craticulifera* существенно меняет представления о стандартной последовательности фузулинид на границе мургабского и мидийского ярусов. Отложения зоны *margaritae*, содержащие остатки высокоспециализированных высших фузулинид родов *Yabeina* и *Lepidolina*, первое появление которых определяет нижнюю границу мидийского яруса, должны быть отнесены уже к зоне *Lepidolina multiseptata*. В соответствии с этим зона *margaritae* должна быть изъята из стандартной шкалы, а диагноз и номенклатура зоны *Lepidolina multiseptata* изменены. Вторым видом-индексом этой зоны рекомендуется ввести вид *Neoschwagerina margaritae*, широко распространенный в пределах Тетической области (см. табл. 1, 4).

Мургабскому ярусу будут соответствовать две зоны, нижняя из которых, *Neoschwagerina simplex*, не претерпела изменений. Для верхней зоны предлагается изменить индексацию. В качестве второго вида-индекса зоны *Neoschwagerina craticulifera* рекомендуется употреблять вид *Afganella schencki*, введенный ранее китайскими палеонтологами [39] и обеспечивающий более широкую и надежную межрегиональную корреляцию зоны.

Верхней зоной мидийского яруса, вероятно, следует принять зону *Lepidolina kumaensis*. До недавнего времени принадлежность ее к мидийскому ярусу оспаривалась рядом специалистов. Однако найденные в последнее время в зоне *kumaensis* Южного Приморья конодонты *Gondolella posiserrata*, *G. aserrata*, *G. wilcoxi*, *G. rozenkrantzi* позволяют однозначно оценить ее мидийский возраст.

Джувльфинский ярус может рассматриваться в объеме двух зон — нижней *Codonofusiella kwangsiana* — *Pseudodunbarula agrpaensis*, обоснование которой приведено ранее [19], и верхней, которая индексирована видами *Reichelina media* — *Codonofusiella* spp.

Находки конодонтов *Gondolella subcarinata* и *G. planata* в региональной фузулинидовой зоне *Shindella pamirica* — *Sh. simplicata* (тахтабулакская свита) Средней Азии, возраст которой оценивался ранее как джувльфинский и даже более древний [17, 19], уточняют ее принадлежность к дорашамскому ярусу. Дорашамский возраст подтверждается находками джувльфинских конодонтов *Diplognathodus movschovitchi*, *Gondolella* cf. *orientalis* и *Iranognathodus tarazi* в подстилающей кутальской пачке. Один из видов, индексирующих зону, — *Shindella simplicata* — указывается и в чансинском ярусе Китая [36], а также в людянзинском горизонте Южного Приморья [4]. Широкое корреляционное значение вида позволяет ввести его наряду с *Palaeofusulina sinensis* в качестве второго вида, индексирующего зону дорашамского яруса.

Наиболее важное значение для корреляции имеют зональные стандартные последовательности по конодонтам и аммоноидеям. И если конодонтовый стандарт уже достаточно хорошо разработан и может лишь уточняться, то создание второго из-за редкой встречаемости аммоноидей еще дело будущего.

Находки многочисленных конодонтов, сделанные в последние годы в верхнепермских разрезах Южного Приморья и Сихотэ-Алиня [28], упомянутые выше, позволяют дополнить индексацию и зональные характеристики в стандартной шкале рядом американских и стратиграфически важных видов, позволяющих проводить более широкие и надежные корреляции и в то же время сохранить эволюционный критерий определения границ (см. табл. 1). В частности, для верхней зоны мидийского яруса в качестве видов-индексов, вероятно, полезно ввести виды *Gondolella babcockae* и *G. wilcoxi*.

Зональный стандарт джувльфинского и дорашамского ярусов основан на зональных последовательностях аммоноидей Закавказья [23]. Для остальной части верхней перми Тетиса он разрабатывался Ю. Д. Захаровым [12], а позднее М. Ф. Богословской [20]. Однако предложенные



варианты базировались в основном на материалах Тетиса в пределах бывшего Советского Союза, и выделенные подразделения зачастую являлись сугубо локальными и не прослеживались за пределами региона. Особенно это касается подразделений мургабского и мидийского ярусов. К тому же стратиграфическая привязка ряда подразделений не всегда бесспорна. Поэтому представляется более правильным на данном этапе изученности группы, исходя из того, что стандартные зоны должны быть корреляционными по своему назначению, глобальными по распространению и изохронными по эволюционному критерию определения границ, ограничиться геозонами (см. табл. 4).

Интеграция биозональных данных по нектонной и бентосной фауне верхней перми Тетической и Бореальной областей позволяет наметить ряд уровней межобластной корреляции. Одним из них является подошва зон *russiensis* омолонского горизонта Бореальной области и *Misellina ovalis* — *Armenina* кубергандинского яруса Тетиса [20]. Этот уровень характеризуется появлением роадского или даубихинского комплекса аммоноидей и распознается глобально. В подстилающих зонах присутствуют уже раннепермские аммоноидеи и конодонты. Так, в зоне *ogonerensis* указывается *Gobioceras elenae*, существовавший одновременно с кунгурским родом *Epijuresanites* [2], а в болорском ярусе Тетиса — представительный бузтеринский комплекс, одновозрастный эпиюрезанитовому [24].

Вид-индекс зоны *ogonerensis* обнаружен недавно в верхах стратотипа соликамского горизонта уфимского яруса Русской платформы, что служит прямым доказательством его раннепермского возраста и является основанием для корректировки положения границы между отделами. Собственно говоря, полученные данные лишь возвращают нас к прежним представлениям о кунгурском возрасте соликамского горизонта и подтверждают сделанный ранее вывод о том, что подошвы омолонского горизонта и кубергандинского яруса отвечают границе соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса общей шкалы [18]. К аналогичному выводу относительно нижней границы кубергандинского яруса пришли ранее специалисты, изучавшие конодонты [25].

Проведенная корреляция позволяет уверенно датировать появление роадского комплекса аммоноидей второй половиной уфимского века (шешминский горизонт).

Нижняя граница мургабского яруса определяется появлением первых неопшвагерин, пресуматрин, метадолиолин среди фузулинид, вида *Merrilina arcucristata* среди конодонтов, вымиранием кубергандинского (роадского) комплекса аммоноидей и появлением *Tauroceras* и *Waagepoceras* (сицилийского или вордского комплексов). В Тетической области нижняя граница яруса четко распознается по фузулинидам. В Бореальной области ей соответствует подошва зоны *Omolonia snjatkovi* омолонского горизонта (региояруса), связанная с вымиранием даубихинского комплекса аммоноидей и появлением тумариниево-терракиевского комплекса брахиопод [14].

Мургабский ярус и омолонский горизонт объединяет, кроме того, чрезвычайно близкий комплекс мшанок [15]. Соответствие мургабского яруса вордскому ярусу определяется общими родами аммоноидей, конодонтов и брахиопод близких родов *Terrakea* и *Grandaurispina*.

Нижняя граница мидийского яруса маркируется появлением высоко развитых фузулинид родов *Yabeina* и *Lepidolina*, родов *Timorites*, *Xenodiscus* и кептенского комплекса видов аммоноидей, конодонтов зоны *Gondolella bitteri*, *G. postserrata*, *Merrilina praedivergens*. Это одна из наиболее четко диагностируемых и глобально прослеживаемых границ, которая наряду с мидийско-джульфинской границей может рассматриваться в ранге границы между отделами.

В Бореальной области нижней границе мидийского яруса или зоны *Lepidolina multiseptata* — *Neoschwagerina margaritae* соответствует подошва зоны *Canocrinelloides obrutschewi* тижигинского горизонта (региояруса), о чем свидетельствуют совместные находки в Корякии *Yabeina glo-*

Зональная корреляция некоторых разрезов

Закавказье			Юго-Восточный Памир			
Ярус, горизонт			Свита, пачка		Горизонт	
	Аммоноидеи [17]	Фузулиниды [19]	Конодонты [8, 21]	Фузулиниды [19]	Конодонты [11, 20]	Аммоноидеи [12]
Дораманский ярус	Pleuronodoceras occidentale					Liuchengoceras sp., Pleuronodoceratidae
	Paratiroli-tes kittli		Gondolella subcarinata	Shindella pamirica — Shindella simplicata	Gondolella subcarinata — Gondolella planata	
	Shevyrevites shevyrevi					
	Dzhulfites spinosus					
	Iranites transcaucasus					Iranites
	Phisonites triangulus					
Джугьфинский ярус	Vedioceras ventrosulcatum		Gondolella orientalis	Reichelina mirabilis — Codonofusella	Gondolella cf. orientalis, Iranognathus tarazi, Diplognathodus movshovitchi	Eusanyangites bandoi
	Araxoceras latissimum		Gondolella leveni			Cyclolobus kiselevae — Xenodiscus subcarbonarius
Хачикский горизонт		Pseudodunbarula arpaensis				
			Gondolella bitteri		Gondolella bitteri, G. rozenkrantzi, Stepanovites inflatus	Stacheoceras orientale
		Chusenella minuta				
Арлийский горизонт		Chusenella abichi		Yabeina archaica — Neoschwagerina margaritae		Timorites markevitchi
		Yangchienia thompsoni				
Гнищанский горизонт		Pseudofusulina padangensis — Chusenella shengi		Afganella schencki — Neoschwagerina craticulifera		Roadoceras subroadense
		Eopolydiexodina persica				
Аснийский горизонт		Praesumatrina neoschwagerinoides		Neoschwagerina simplex		

Тахтабулакская свита

Кутальская пачка

Карасинская пачка

Дейринская пачка

Джамангал-ская пачка

Людзинский

Чандалаский

Владивостокский

Кораллы [28]	Мелкие фораминиферы [19]	Фузулины [19]	Кораллы [19]	Брахиподы [19]	Радиолярии [27]
Gondolella changxingensis, Iranognathus sp., Diplog-nathodus movshovitchi	Colaniella parva — Colaniella turris	Palaeofusulina cf. prisca — Shindella sp.			Albaillella levis
Gondolella ex gr. prolongata, Gondolella orientalis, Diplog-nathodus movshovitchi	?	?	Pseudofavosites kotljarae — Calophyllum kakovitchae	Anidanthus sinus — Squamularia grandis	
Gondolella bitteri, G. rozenkrantzi, G. wilcoxi, G. post-serrata, G. aserrata	Postendothyra ussurica — Dagmarita cuneata	Neomisellina lepida — Lepidolina kumaensis	Szechuanophyllum kitakamiense — Wentzelloides ussuricus	Prorichthofenia ussurica	Follicuculus falx
	Pseudobaisalina mirifica — Pachyphloia rimula — Cylindrocolaniella ussuriensis		Ufimia colombinum — Lophocarinophyllum chandalasicum	Leptodus nobilites — Spiriferella rajah	Follicuculus porrectus
	Pachyphloia stricta — Eomarginulina composita	Parafusulina stricta		Substriatiferia vladivostokensis	Follicuculus monacanthus
	Nodosaria infirma — Arenovidalina orientata	Monodiexodina sutchanica — Neomisellina dutkevitchi		Muirwoodia mammata	Pseudoalbaillella globosa

bosa, *Lepidolina multiseptata*, *Neoschwagerina margaritae* [29] и *Cancrinelloides obrutschewi* (устное сообщение В. Г. Ганелина). Уверенно коррелируется мидийский ярус по конодонтам и аммоноидеям с кептенским ярусом.

Следует обратить внимание также на рубеж внутри мидийского яруса — в подошве зоны *Lepidolina kumaensis* — *Neomisellina lepida*, четко фиксируемый в пределах Тетиса по фузулинидам, мелким фораминиферам, аммоноидеям, конодонтам и др. группам ископаемых. Именно с этим уровнем связано появление таких видов, как *Gondolella babcockae*, *Merrillina divergens*, *Sweetognathus sweeti*, первых *Cyclolobus*, *Kingoceras* и видов «амарассийского» комплекса аммоноидей Тимора [33] и «Lower La Colorada beds» [38]. Зона *kumaensis* — *lepida* в Южном Приморье содержит ряд общих видов мелких фораминифер и кораллов с хивачским горизонтом (региоирусом) Бореальной области, а в Закавказье общие виды *Spandolina delicatula* (Yurk), *Cornuspira kinkelini* Spand., *Dentalina lineamargaritarum* Sherp с цехштейном Западной Европы (устное сообщение Г. П. Прониной). Это позволяет считать упомянутые подразделения одновозрастными. Достаточно уверенно зона *kumaensis* — *lepida* коррелируется с известняками *Lamar* формации *Capitan*, содержащими представителей родов *Paradoxiella*, *Codonofusiella*, *Lantschichtes*, *Yabeina*.

Верхняя часть мидийского яруса в разных регионах Тетиса нередко рассматривалась как самостоятельное подразделение в ранге яруса, возраст которого оценивался как послекептенский, но доджульфинский. Так, в Иране эта часть разреза была выделена в ярус Абаде [37], в Америке — в ярус Амарасси [32], в Японии зона *kumaensis* рассматривалась как фация джульфинского яруса [31]. Соглашаясь с тем, что позднемидийская фауна представляет самостоятельный, четко распознаваемый этап, нельзя относить к ней мексиканский комплекс аммоноидей с *Boagoceras* из верхней части слоев *La Colorada* [38], являющийся уже несомненно раннеджульфинским [7]. Скорее всего, к верхней части мидийского яруса следует отнести «Lower La Colorada beds» с *Timorites*, *Neocrimites*, *Stacheoceras*, *Kingoceras*, *Xenodiscus*, *Rausera*, *Reichellina* и др.

Фаунистические комплексы верхней части мидийского яруса, зоны *kumaensis* — *lepida* и ее аналогов при всем своеобразии обнаруживают четкую преемственность с раннемидийскими, поэтому вряд ли целесообразно выделять вмещающие отложения в самостоятельный ярус, скорее они соответствуют рангу подъяруса.

Важную роль для корреляции верхнепермских отложений с общей шкалой играют результаты палеомагнитных исследований, указывающие на положение подошвы гиперзоны Иллавара и полноту разрезов Тетиса и Бореальной области. При изучении палеомагнитных свойств верхнепермских отложений типовых разрезов Средней Азии [11, 26], Закавказья [16], Южного Приморья [13], к сожалению, не удалось однозначно установить границу гиперзон Киама и Иллавара. Однако во всех разрезах Тетиса положение подошвы гиперзоны Иллавара колеблется незначительно — от основания до средней части мидийского яруса. Примерно на синхронном уровне зафиксирована она и в Бореальной области (см. табл. 2), а именно: в верхней части гижигинского горизонта [14], в средней части шадровской свиты Новой Земли [9], в верхней части Ротлигенда Центральной Европы [35]. В Северной Америке эта граница проходит внутри формации *Yates*, что соответствует, по представлениям американских геологов, по-видимому, кровле известняков *McComb*, т. е. верхней трети кептенского яруса (несколько ниже подошвы известняков *Lamar*). Учитывая, что подошва гиперзоны Иллавара в стратотипическом регионе на Русской платформе зафиксирована примерно на границе уржумского и северодвинского горизонтов татарского яруса, а точнее, в верхней части первого (устное сообщение Э. А. Молостовского), можно предположить, что мидийский ярус соответствует в целом татарскому

ярусу общей шкалы, что подтверждается корреляциями, основанными на биостратиграфических данных.

Не останавливаясь на обосновании и корреляции нижней границы джульфинского яруса, о чем было сказано ранее, следует коротко упомянуть о подошве дорашамского яруса. Соответствие ее подошве чансинского яруса Китая, а также ее обоснование ни у кого не вызывают сомнений. Она четко прослеживается в пределах Тетиса по аммоноидеям, конодонтам и фузулинидам. За пределами Тетиса морские отложения этого возраста отсутствуют.

В заключение следует отметить, что тетическая шкала верхнепермских отложений достаточно полно охарактеризована разными группами ископаемых организмов, однако не все границы ярусов в стратотипах обоснованы такими ортофаунами, как конодонты и аммоноидеи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богословская М. Ф. Основные группы фауны и флоры пермского периода. Аммоноидеи // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.— Л.: Недра, 1984.— С. 248—257.
2. Богословская М. Ф., Павлова Е. Е. О развитии аммоноидей семейства Spirolegoceratidae // Палеонтол. журн.— 1988.— № 2.— С. 111—114.
3. Вошар Д. Значение биозоны Neoschwagerina — Yabeina на границе мургабского и мидийского ярусов (верхняя пермь) // Пермская система Земного Шара: Тез. докл.— Пермь, 1991.— С. 123—124.
4. Вукс Г. П., Чедия И. О. Фораминиферы людязипской свиты бухты Неизвестная (Южное Приморье) // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР.— Владивосток, 1986.— С. 82—88.
5. Ганелин В. Г., Котляр Г. В. Корреляция пермских отложений Биармийской области // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.— Л.: Недра, 1984.— С. 142—151.
6. Гленистер Б. Гваделупий — международный стандарт серии средней перми // Пермская система Земного Шара: Тез. докл.— Свердловск, 1991.— С. 125—126.
7. Гленистер Б., Спиноза К. Корреляция по аммоноидеям гваделупско-джульфинской границы в Закавказье и Северной Америке // Там же.— С. 126—127.
8. Григорян А. Г. Конодонты пограничных отложений перми и триаса Армянской ССР.— М., 1990.
9. Гуревич Е. Л., Слауцитайс И. П. Палеомагнитный разрез верхнепермских и нижне-триасовых отложений полуострова Адмиралтейства (остров Новая Земля) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 1.— С. 102—110.
10. Гуськов В. А., Пуданто С. К., Яцук И. Е. Верхнепермские отложения Северо-Восточного Пай-Хоя // Сов. геология.— 1980.— № 2.— С. 62—75.
11. Давыдов В. И., Комиссарова Р. А., Храмов А. Н., Чедия И. О. О палеомагнитной характеристике верхнепермских отложений Юго-Восточного Памира // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 267, № 5.— С. 1177—1181.
12. Захаров Ю. Д., Павлов А. М. Пермские цефалоподы Приморья и проблема зонального расчленения перми Тетической области // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР.— Владивосток, 1986.— С. 5—32.
13. Захаров Ю. Д., Сокарев А. Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии.— М.: Наука, 1991.
14. Кашик Д. С., Ганелин В. Г., Караваева Н. И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива.— Л.: Наука, 1990.
15. Киселева А. В. Позднепермские мшанки владивостокского горизонта Приморья // Пермо-триасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии.— Владивосток, 1986.— С. 48—56.
16. Котляр Г. В. Корреляция стратиграфических шкал пермских отложений Биармийской, Тетической и Ангарской областей // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.— Л.: Недра, 1984.— С. 229—233.
17. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кочиркевич Б. В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР.— Л.: Наука, 1983.
18. Котляр Г. В., Комиссарова Р. А., Храмов А. Н., Чедия И. О. Палеомагнитная характеристика верхнепермских отложений Закавказья // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 3.— С. 669—674.
19. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кропачева Г. С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР.— Л.: Наука, 1989.
20. Котляр Г. В., Богословская М. Ф., Ганелин В. Г. и др. Пермская система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР.— М.: Недра, 1991.— С. 76—85.
21. Коцур Х. Позднепермские тетические фауны конодонтов в верхнем Кэптэне Западного Техаса и их стратиграфическое значение // Пермская система Земного Шара. Тез. докл.— Свердловск, 1991.— С. 133—134.

22. *Левен Э. Я.* Отделы пермской системы // Бюл. МОИП. Отд. геол.—1974.— Т. 49, вып. I.— С. 47—64.
23. *Левен Э. Я.* Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис.— Л., 1980.
24. *Леонова Т. Б., Дмитриев В. Ю.* Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира.— М., 1989. (Тр. Палеонтол. ин-та; Т. 235).
25. *Мовшович Е. В.* Проблемы нижней границы перми // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР.— Владивосток, 1986.— С. 50—62.
26. *Новиков В. П., Сутрычев В. В., Храмов А. Н.* Корреляция верхнепермских отложений Памира и Приамурья по палеомагнитным и литологическим данным // Пермская система Земного Шара.— Пермь, 1991.— С. 62.
27. *Руденко В. С.* Пермские *Albaillellaria* (Radiolaria) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1991.
28. *Рыбалка С. В.* Комплексы конодонтов карбона и перми из кремней и известняков Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Юга Дальнего Востока: Тез. докл.— Хабаровск, 1990.— С. 105—108.
29. *Эпштейн О. Г., Терехова Г. П., Соловьева М. Н.* Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // Вопр. микропалеонтологии.— 1985.— № 27.— С. 47—77.
30. *Behnken F. H., Wardlaw B. R., Stout L. N.* Conodont biostratigraphy of Permian Mead Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, south-eastern Idaho // *Contribut. Geol.*— 1986.— V. 24, N 2.— P. 169—190.
31. *Dickins J. M.* Permian of Japan and its significance for World understanding // *Shallow Tethys 3: Proceedings.*— Sendai, Japan, 1991.— P. 343—351.
32. *Furnish W. M.* Permian stage names // *The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary* // *Canad. Soc. Petrol. Geol.*— 1973.— Mem. 2.— P. 522—548.
33. *Haniel C. A.* Die Cephalopoden der Dyas von Timor // *Palaeontol. Timor.*— 1915.— V. 3.
34. *Iranian-Japanese Research Group.* The Permian and Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran // *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.*— 1981.— V. 47, N 2.— P. 61—133.
35. *Menning M.* On the Illawarra reversal // *Permophiles.*— 1988.— N 13.— P. 12—16.
36. *Rui L., Sheng J.* On the genus *Palaeofusulina* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*— 1981.— V. 187.— P. 33—37.
37. *Taraz H.* Uppermost Permian and Permo-Triassic beds in Central Iran // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*— 1970.— V. 35, N 8.— P. 1280—1294.
38. *Wardlaw B. R., Furnish W. M., Nestell M. K.* Geology and Paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, pt 1.— 1979.— V. 90, N 1.— P. 111—116.
39. *Yang Zh.* Restudy of Fusulinids from the "Maokou limestone" (Permian) at Datiguan, Langdai Guizhou // *Acta Micropaleont. Sinica.*— 1985.— V. 2, N 4.— P. 307—335.

**ВСЕГЕИ**  
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию  
18 ноября 1992 г.

УДК 551.35 : 552.5(265.5)

**Ф. Р. Лихт**

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАСЕЙНАХ АЗИИ

Описаны морфоструктурно-формационные комплексы (МФК) в современных приконтинентальных бассейнах Востока Азии, позволяющие по формациям древних отложений определить МФК и, тем самым, морфоструктурный облик древних седиментационных бассейнов Азии.

Ранее описанные закономерности окраинно-морского седиментогенеза Азии [16] позволяют выделить в современных окраинных морях ассоциации донных осадков, рассматриваемые в качестве современных формаций (типоформаций). В котловинных морях установлены две типиформации — шельфовая и батипелагическая (батиабиссальная), разобщенные внешним шельфом и верхней частью склона, где современные осадки не накапливаются. В пологосклонных бассейнах (особенно обусловленных морфоструктурами «входящих углов») между указанными фор-



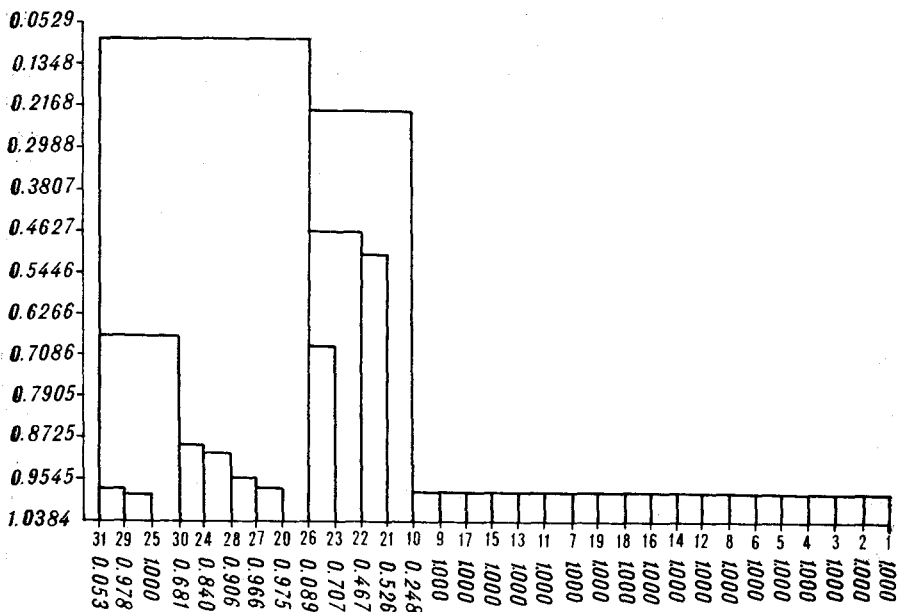


Рис. 1. Кластерная дендрограмма корреляционных связей литологических комплексов фаций Японского моря.

1—31 — фации: 1 — подводных дельт; 2 — малых заливов и бухт; 3 — заливов и бухт-ловушек; 4 — островов, архипелагов и банок; 5, 6 — подводного берегового склона (5 — заливов, 6 — открытого побережья); 7, 8 — внутреннего шельфа (7 — заливов, 8 — открытого побережья); 9 — внешнего шельфа залива (реликтовые осадки); 10, 11 — подводного берегового склона, существовавшего 10,3 тыс. лет назад (т. л. н.) (10 — заливов, 11 — открытого побережья); 12 — подводного берегового склона открытого побережья (около 11 т. л. н.); 13 — внутреннего шельфа открытого побережья (около 11 т. л. н.); 14 — подводного берегового склона (18—20 т. л. н.); 15 — внутреннего шельфа открытого побережья (18—20 т. л. н.), 16 — внешнего шельфа открытого побережья (реликтовые осадки); 17 — внешнего шельфа Татарского пролива-прогиба; 18, 19 — проливов (18 — широких, 19 — узких); 20 — опущенного шельфа; 21 — бордерленда; 22 — материкового склона; 23 — каньонов; 24 — подножья склона; 25 — батинальных котловин; 26, 27 — подводных хребтов (26 — вершин, 27 — склонов и межгорных долин); 28, 29 — сложно построенных подводных возвышенностей (28 — вершин и склонов, 29 — подножий); 30 — отдельных возвышенностей; 31 — абиссальных котловин.

мациями появляется эпibatальная, представленная осадками, образующимися в той области дна, которая в бассейнах котловинного типа является аседиментогенной.

Типоформация рассматривается как латеральный парагенез фаций поверхностного слоя донных осадков. Ее литологический состав определяется удельным соотношением площадей дна, занимаемых различными типами донных осадков, составляющих каждую фацию. Кластерный анализ выявляет четкие статистические неоднородности парагенезов фаций, принадлежащих разным типоформациям (рис. 1), что позволяет рассматривать типоформации в качестве отложений, коррелятных морфоструктур дна бассейна и, соответственно, выделять морфоструктурно-формационные комплексы (МФК).

Сопоставление современных и древних отложений на уровне МФК открывает реальную возможность выделения древних МФК, а с ними — воссоздания морфоструктурного облика палеобассейнов.

Отметим основные отличия морфоструктур дна, находящие отражение в седиментационном процессе.

**Шельф.** Представляет собой морфоструктуру планетарного ранга, отличающуюся специфичным глубинным строением, тектоническим режимом и геоморфологическим обликом, интенсивнейшим осадконакоплением. Известно [24], что древние морские отложения на 90 % представлены образованиями шельфа.

Помимо мелководья в приурезовой области наибольшими темпами аккумуляции и мощностями отложений отличаются так называемые шельфовые бассейны [38], трассирующие области погружения, вероятно, связанные с зонами растяжений (нарушений). Как правило, эти бассей-

ны располагались на продолжении крупных водных артерий суши, выносящих огромные количества терригенного материала.

Шельф представляет собой также своеобразный «контрольно-пропускной пункт», который отсекает основной объем терригенного материала от остальной акватории; здесь же осуществляется основная дифференциация терригенного материала и проявляется связанная с этим процессом зональность в распределении донных осадков.

Наиболее распространенными литологическими типами осадков являются терригенные различного состава — аркозовые, граувакковые, смешанные, реже — вулканогенные (для шельфов островных дуг, обрамления вулканических областей). Кремнистые разности (как можно полагать по аналогии с современными условиями) могли быть присущи для внешних шельфов некоторых морей, причем сравнительно высокоширотных (типа охотоморского). Наоборот, для низких широт характерно развитие на шельфе рифогенных образований, а также банок с биогенно-кластогенным карбонатным материалом.

В соотношениях размерных разностей кластики специфическим для шельфа является сравнительно высокое (до 7—9 %) удельное содержание псефитов в некоторых разрезах, хотя в других они полностью отсутствуют. «Фоновыми» разностями шельфовых толщ являются псаммиты, которые составляют 20—50 %, реже — больше или меньше этих величин. Лишь в некоторых разрезах псаммиты практически полностью отсутствуют, в этом случае преобладают алевропелитовые и пелитовые разности.

Из древних формаций несомненную принадлежность к шельфу по «ассортименту» отложений имеет так называемая нижнемолассовая, в том числе и в тех случаях, когда терригенный материал сочетается с вулканическим, кремнистым или карбонатным. Не противоречат шельфовым условиям осадконакопления и отложения так называемой верхней молассы, образовавшиеся в морских условиях. Ф. Ван Хоутен [35] отмечает латеральную сопряженность в подобных молассах субаэральных отложений предгорных равнин, мелководно-морских и паралических образований.

С отстойными обстановками седиментации на шельфе могут быть связаны и отложения аспидной или черносланцевой формации, хотя парагенезы отложений типичной аспидной формации Урала соответствуют более глубоководным обстановкам дна — в бассейнах, обусловленных морфоструктурами «входящих углов». Более типичны для отстойных условий мелководья некоторые аспидные формации Крыма, нижней и средней юры Большого Кавказа. Отмечаемые в разрезах этих формаций парагенезы глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, полимиктовых песчаников, глинистых конгломератов, раковинных известняков (криноидных, брахиоподовых) и углей однотипны их актуалистическим моделям на мелководьях современных бассейнов.

**Склоны.** Склоны, а не шельф разграничивают крупнейшие неоднородности земной коры. Здесь структуры континента приходят в соприкосновение с океаническими, соответственно сменяются и типы земной коры.

Осадки склонов являются связующим звеном мелководного — шельфового — осадкообразования с глубоководным. В то же время, верхняя часть склона вместе с внешним обрамлением шельфа во многих случаях представляет собой аседиментогенную область, разделяющую области мелководной и глубоководной седиментации.

Для материковых склонов характерны в первую очередь терригенные осадки различной размерности, нередко ритмично-слоистые текстуры. Нами было показано [17], что настоящие турбидиты, отличающиеся циклами Боумы, являются типичными глубоководными отложениями подножий склонов в бассейнах котловинного типа, тогда как иные ритмично-слоистые образования — в частности, нефелоидиты — могут формироваться в пологосклонных бассейнах на различных глубинах. Причина появления этих осадков — резкое и кратковременное («залповое») увели-

чение объема взвеси, поступающей в бассейн седиментации из-за метеоклиматических пульсаций. Можно отметить, что подобной же причиной сейчас объясняется генезис ленточных глин [22]. Представляется логичным считать, что так же способны генерироваться мутьевые потоки и при образовании турбидитов, с одной стороны, благодаря выносу большого объема разнотерристого материала в зону мелководья, с другой стороны, — сходу уже накопившихся и нестабильных масс осадков в вершинах каньонов и на склоне [17].

При этом не исключается влияние тектонических подвижек, землетрясений в качестве фактора, вызывающего смещение находящихся в неустойчивом состоянии масс осадков, однако их роль в качестве единственной причины образования мутьевых потоков, вероятно, сильно переоценивается.

Кроме терригенных, для отложений склонов характерны вулканогенно-терригенные, кремнисто-вулканогенно-терригенные, карбонатно-терригенные ассоциации осадков. Первые две специфичны на склонах вулканических дуг.

Карбонатно-терригенные осадки представлены карбонатными турбидитами, карбонатной биокластикой (от фанеромерной до микритовой), в той или иной мере разбавленной терригенным материалом. В формировании последней (как и для турбидитов) определяющую роль играли гравитационные потоки осадочного материала, проносимого через аседиментогенную зону в верхней части склона.

Актуалистическая седиментационная модель распределения карбонатно-терригенных и кремнисто-терригенных осадков в современных окраинных морях позволяет полагать, что гомологи первых в разрезах складчатых областей даже при отсутствии явно рифовых образований все же тяготеют к мелководным отложениям, располагаясь в верхней части склона и обрамляя внешний шельф. Карбонатно-терригенные разности турбидитов могут соответствовать различным батиметрическим обстановкам палеобассейнов (в том числе и ниже глубины карбонатной компенсации — из-за инъективного, по С. И. Романовскому [21], режима седиментации).

Широкое развитие кремнистых толщ в бассейнах прошлого (за исключением сравнительно редких обстановок опущенного шельфа или морфоструктур типа «входящих углов») определяет батипелагические условия осадкообразования.

Довольно специфична обстановка образования вулканогенно-кремнисто-карбонатных ассоциаций древних отложений. Актуалистическую модель им подобрать трудно, можно лишь допустить, что ближе всего ей отвечают склоны вулканических дуг.

**Котловины.** Для этой области дна современных бассейнов типичны преимущественно тонкозернистые терригенные и кремнисто-терригенные илы. Начиная с южной части Японского моря и далее к югу в осадках появляется примесь карбонатного (фораминиферового) материала.

Преобладает пелитовая размерность, в батинальных котловинах распространены алевропелитовые разности. Псаммиты в современных условиях не накапливаются. Они встречаются лишь в составе турбидитов, образовавшихся 18—20 тыс. лет назад. Это подтверждает существующее мнение [36, 37] о том, что другого механизма поставки терригенного песчаного материала на большие глубины, кроме мутьевого потока, нет.

**Подводные возвышенности.** Для осадков вершин подводных возвышенностей, по сравнению с синхронными им осадками котловин, характерно огрубление материала, появление псаммитовых, а когда и мелкопесчито-песчаных разностей, резкое сокращение мощностей разрезов отложений по сравнению с одновозрастными в котловинах и у подножий склонов.

Отмечаемые в современном осадкообразовании особые условия заиливания вершин подводных возвышенностей (например, в Японском море — Восточно-Корейской, Криштофовича и др.) вряд ли могут быть воссозданы при анализе древних отложений, поскольку структурно-текстур-

ные особенности осадков таких возвышенностей и других областей дна во многом сходны.

Все изложенное о МФК современных бассейнов позволяет решить обратную задачу — по формациям древних отложений определить МФК и, тем самым, морфоструктурный облик древних седиментационных бассейнов.

На схеме (рис. 2) разновозрастные геологические образования Востока Азии обобщены по сходству принципиальных формационных ассоциаций, позволяющих выделить их как МФК. При этом генерализованы контуры геологических образований, сняты разрывные нарушения (значимые разломы и так «читаются» по прямолинейности контактов или характерным соотношениям выделенных МФК), предельно упрощено разделение магматических образований по составу и форме слагаемых ими тел.

**МФК древних массивов.** Представляют собою наиболее ранние образования сиалической коры, которые в пределах современного материка в геологическом прошлом были сухой. Они представлены архейскими и нижнепротерозойскими метаморфогенными образованиями различных фаций метаморфизма — от гранулитовой до амфиболитовой. Возраст метаморфогенных образований островодужных систем дискусионен и определяется в достаточно широком интервале — от раннего докембрия до мезозоя.

Обзор катархейских и архейских пород показывает, что в пределах щитов докембрий не менее чем на три четверти сложен первично-осадочными или, по меньшей мере, вулканогенно-осадочными породами [24]. Первые водные бассейны на поверхности Земли появились не позднее 4000—3800 млн лет тому назад [31].

Терригенные породы были не только первыми, но и преобладающими на Земле отложениями. В интервале от 3,8 до 1,6 млрд лет тому назад терригенные породы интенсивно накапливались, преобразовывались при метаморфизме и вновь попадали из глубин в осадочный цикл, создав к началу рифея все характерные особенности коры континентов.

Среди древнейших структур земной коры отмечены гранитогнейсовые купола и располагающиеся между ними зеленокаменные пояса [18] — первичные геосинклинальные зоны синклинорного или грабен-синклинорного строения [28], выполненные терригенно-вулканогенными образованиями. Подобная зона с нижнепротерозойскими гнейсами, слюдястыми сланцами, кварцитами, мраморами серии Мачхоллён описана на северо-востоке Кореи [7]. В пределах Сино-Корейского щита известны также архейские вулканогенно-осадочные толщи геосинклинального типа (комплекс Утай), метаморфизованные в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, породы несогласно залегают на нижнем архее, образуя вытянутые зоны.

И породы основания, и породы первичных геосинклиналей в совокупности образуют те структуры жесткости, континентальные массивы, которые, вскрываясь на контакте со складчатыми зонами, часто интерпретируются как фундамент последних [26]. От них отделяется так называемый чехол — осадочный комплекс позднего докембрия — раннего палеозоя, залегающий дискордантно, в виде относительно слабо дислоцированных толщ на породах основания.

Наиболее древние образования чехла составляют верхнепротерозойские терригенные и карбонатные отложения, метаморфизованные в различной степени. Изредка присутствуют метавулканиты. Вулканиты и кремнистые породы известны в районе Становика [6]. На северо-востоке Кореи у г. Чхонджин в разрезе серии Иончжин основные эффузивы представлены в сочетании с глинистыми кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами [7]. Наконец, в зоне Шонгма на границе Лаоса и северо-западного Вьетнама среди верхнепротерозойских филлитов, слюдястых сланцев с прослоями кварцитов и амфиболитов отмечались зеленые





Окончание рис. 2



**Рис. 2. Морфоструктурно-формационные комплексы (МФК) восточной окраины Азии.**  
 1 — древние (в основном докембрийские) магматические и метаморфические образования с немасштабными фрагментами осадочного чехла — массивы древней суши; 2 — осадочный чехол на позднемезозойских и кайнозойских массивах суши, преимущественно субаэральные, не дислоцированные или слабо дислоцированные отложения — моласса, формации наложенных мульд и впадин — МФК наложенных впадин; 3 — осадочный чехол на древних массивах суши (главным образом, кембрий — ордовик), МФК прибрежного мелководья — формации шпировые, молассовые, рифогенные; 4 — разновозрастные мио-мезогеосинклинальные и эпигеосинклинальные формации — шпировые, молассовые, рифогенные, аспидные, флишодные — МФК шельфа и эпибатинальных условий; 5 — разновозрастные эпигеосинклинальные, преимущественно субаэральные формации, чехол на складчато-магматических, геосинклинальных и эпигеосинклинальных образованиях — моласса наземная и мелководно-морская, осадочно-вулканогенные, красноцветные и угленосные формации — МФК наложенных прогибов; 6 — разновозрастные, мезо-эпигеосинклинальные формации, преимущественно палеобатипелагические — флиш, черносланцевые, офиолиты, олистостромы — МФК батипелагических условий седиментации; 7—10 — вулканогенные образования: 7 — кислого состава (а — кайнотипные, б — палеотипные, доверхнемеловые), 8 — среднего состава (а и б — см. 7), 9 — смешанного состава (а и б — см. 7), 10 — основного состава (а и б — см. 7); 11, 12 — интрузивные образования: 11 — кислого и среднего состава, 12 — основного и ультраосновного; 13 — изопхиты осадочной толщи (по [10] с упрощением); величины Vp: Охотское, Японское моря — 2 км/с, Восточно-Китайское — 2,5 км/с, Южно-Китайское — 2,2—2,4 км/с.

сланцы (метабазальты), а также тела серпентинизированных ультрамафитов [4].

В Алдано-Ленской и Юдомо-Майской мегазонах верхнедокембрийские образования чехла отделены от кристаллического фундамента (архея и нижнего протерозоя) резким угловым несогласием. По восточной окраине Ханкайского массива биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы среднего протерозоя без видимого углового несогласия (но, возможно, с перерывом?) перекрываются слюдистыми сланцами позднего протерозоя — рифея.

Почти повсеместно отделены угловым несогласием от глубоко метаморфизованных пород фундамента относительно менее метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения синия, составляющие чехол Китайской платформы.

На схеме отложения чехла вместе с образованиями фундамента выделены в единый МФК древних массивов.

**МФК прибрежного мелководья.** Этот комплекс составляют главным образом отложения кембрия, иногда кембрия — ордовика или ордовика. Во многих случаях им предшествуют в разрезах близкие по составу отложения позднего докембрия.

Почти повсеместно МФК представлен существенно терригенными и карбонатными формациями осадочного чехла, иногда с примесью кремнистого материала. Они сходны с платформенными, отличаясь большей мощностью, однако из-за фрагментарности разрезов их суммарная мощность нередко оказывается завышенной.

**МФК шельфа и эпибатинальных условий седиментации** (далее для упрощения — неритовый МФК). Он соответствует первым двум из трех основных типиформаций современного седиментогенеза — шельфовой эпибатинальной и батипелагической. Необходимость его выделения состояла в том, чтобы отметить весьма знаменательное событие в начальном этапе фанерозойской истории окраины Азии — практически одновременное (в геологическом смысле, кембрий) существование на всем ее протяжении мелководных бассейнов эпиконтинентального типа. Лишь несколько регионов — восточная оконечность Монголо-Охотской системы и юго-восток Индокитая — отличались иными условиями седиментации, которые мы склонны рассматривать как пригеосинклинальные.

Спецификой отложений неритового МФК, отличающей их от отложений следующего, батипелагического МФК, является залегание первых на породах основания, выполняющих роль фундамента, т. е. двухэтажное строение разрезов, как у МФК прибрежного мелководья.

Это жесткое разновозрастное (от докембрия до мезозоя) основание либо вскрывается непосредственно, либо устанавливается другими способами, но влияние его во многих случаях достаточно отчетливо; выражается оно, в первую очередь, в характере дислокаций осадочной толщи — проявлением так называемой штамповой складчатости [2] с широким диапазоном структурных типов — от брахиформ до квазилиней-

ных типов прогибов, а также клинораздвиговых структур [11], с которыми были связаны палеобассейны типа «входящего угла» [16]. В приосевых (наиболее глубоко погруженных) участках последних двухэтажный тип разреза сменяется более сложным, жесткое основание не устанавливается даже глубинными геофизическими методами, как это видно на примере Татарского пролива-прогиба. Подобный («бескорневой») тип еще более усложненных разрезов характерен для следующего, батипелагического МФК.

Формации неритового МФК — шлировые, молассовые, рифогенные, терригенно-вулканогенные (вулканогенно-осадочные, эффузивно-терригенные), карбонатно-терригенные (карбонатно-вулканогенно-терригенные), реже — кремнисто-терригенные, флишеидные. Для них характерны значительные колебания мощности — от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

Все эти особенности МФК позволяют считать типичный для него режим седиментации не геосинклинальным, а пригеосинклинальным (принимая в качестве геосинклинального батипелагический МФК в котловинных бассейнах). Наиболее мощные толщи неритового МФК накапливались в прогибах типа шельфовых бассейнов, а также в деструктивных структурах типа грабен-рифтов и грабенообразных прогибов [30]. Последние могут являть собою начальные этапы развития палеобассейнов, приуроченных к морфоструктурам «входящего угла».

К ним относятся разрезы кембрия эвгеосинклинального типа, которые описывались как геосинклинальные образования, хотя их положение на окраине консолидированных массивов (или между массивами) дает основание считать древние седиментационные бассейны и, соответственно, их отложения пригеосинклинальными.

Таковы, например, отложения так называемой Восточно-Китайской или Катазиатской складчатой системы, охватывающей юго-восточную часть Китая, включая о. Хайнань, и северо-восточную часть Вьетнама. Наряду с мощными граувакково-сланцевыми толщами кембрия, ордовика и силура на юге в кембрии и ордовике присутствуют вулканиты основного и среднего состава, а также кремнистые породы [27]. Им предшествовал также геосинклинальный комплекс синийских (верхнерифейских — вендских) отложений, фундаментом которых в юго-восточной (прибрежной) зоне служат гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты среднего протерозоя.

Подобные же эвгеосинклинального типа отложения, относимые к кембрию [4], окружают выступ Контум. У западного края выходит толща филлитов, кварцитов, слюдястых и хлоритовых сланцев, фтанитов, кристаллических известняков, пара- и ортоамфиболитов (серия Бокхам). На плато Плей-Ку в юго-западной части Контумского массива серия Бокхам несогласно залегает на кристаллических породах докембрия. У северного края выступа в составе толщи Авынг, наряду с песчано-глинистыми отложениями, известняками и кремнистыми породами, присутствуют мощные пачки зеленых сланцев и порфиритов.

Мощная (до 3,5—4 км) толща филлитов, глинистых и слюдястых сланцев кембрия, известная на севере Вьетнама и в прилегающих районах Китая, имеет отложения-индикаторы мелководных обстановок седиментации — углистые сланцы с пачками оолитовых известняков.

Таким образом, перечисленные разрезы можно рассматривать как отложения разных участков дна пригеосинклинальных бассейнов, заложившихся на подводной окраине докембрийских массивов — Южно-Китайского (или платформы Янцзы) и массива (выступа) Контум, причем глубоководные обстановки создавались не только за счет тектонического погружения структуры бассейна, но и в ходе эвстатических трансгрессий. Об этом можно судить по изменениям палеоглубин в обширном бассейне, существовавшем в синии — раннем палеозое по западной окраине платформы Янцзы. Судя по разрезам отложений, он состоял из неактивной краевой части и активного прогиба [33]. Нижняя часть

разреза фосфоритоносного кембрия (серия Мейшукун, доломиты и кремнистые породы) формировалась в мелководной обстановке, тогда как верхняя (глинистые алевролиты, черные сланцы, кремнистые породы) накапливалась в глубоководных условиях, возникших в период трансгрессии [32].

«Почти геосинклинальными» разрезами кембрия отличаются также восточная оконечность Монголо-Охотской системы и район, примыкающий к Буреинскому массиву. Для отложений последнего пригеосинклинальный характер древнего седиментационного бассейна очевиден — и по положению (на окраине Буреинского массива), и по характеру формаций. Это кремнисто-глинистые, кремнистые, углисто-глинистые сланцы, мраморизованные известняки, известковистые сланцы и доломитовые песчаники, терригенные песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты, кварцевые порфиры и порфиристы.

Более сложной представляется структура Джагдинского и Удско-Шантарского района. Здесь наряду с терригенными, кремнистыми и карбонатными (рифогенными) породами встречаются линзы и пласты диабазов, порфиритов. Изоклинальная складчатость, крутые падения (и опрокинутые залегания) придают образованиям облик эвгеосинклинальной толщи.

Отложения кембрия согласно, без видимых следов перерыва подстилаются мощным (до 6—7 тыс. м) комплексом терригенных и вулканогенно-кремнистых, в различной степени метаморфизованных и интенсивно дислоцированных образований, рассматриваемых как синий [8] или рифей и венд [26]. Отметим, что в этой зоне мощными вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями характеризуется и силур. Наконец, при общем терригенном профиле девона и в нем отмечаются вулканогенные и кремнистые разности.

Таким образом, создается впечатление о клинообразной в плане морфоструктуре седиментационного бассейна, расширяющейся в восточном направлении и в этом же направлении характеризующейся наиболее полным разрезом эвгеосинклинальных отложений с длительным, прерывисто-унаследованным характером развития.

В сочетании с представлениями о Монголо-Охотской системе как зоне поперечного выклинивания тихоокеанских мезозойд в сторону Азиатского континента [20, 26] приведенные соображения позволяют предполагать существование здесь в прошлом седиментационного бассейна, обусловленного структурой клинораздвига, — палеоморфоструктуры «входящего угла». Этот вывод согласуется с длительным развитием Амуро-Охотской системы, которую Л. И. Красный [6] рассматривает как крупный раздвиг, обнажающий временами симатическую подложку. Растяжение прерывалось эпохами мощнейшего сжатия. Тем не менее, по седиментационному и геодинамическому режиму этот седиментационный бассейн с большим основанием (по соображениям, высказанным выше) может рассматриваться в качестве пригеосинклинального, чем геосинклинального.

Таким образом, начиная с кембрия, в разрезе фанерозоя появляются комплексы отложений, свидетельствующие о возникновении наряду с мелководными, достаточно глубоководных условий осадконакопления. Для более молодых отложений латеральные сочетания формаций, отражающих как неритовые, так и эпипатиальные условия седиментации, становятся обычными, они охватывают всю восточную окраину Азии, включая ее островодужное обрамление, что хорошо видно на схеме.

Независимо от размеров древних бассейнов и длительности их существования, все они являются приконтинентальными, поэтому, различаясь частностями в строении разрезов, они сходны в главном — основной объем разрезов представлен терригенными разностями. При этом, несмотря на отмечаемые в разрезах чередования слоистых тонкозернистых разностей, настоящие турбидиты обычно отсутствуют, что, в част-

ности, отмечается Л. М. Парфеновым [19] для верхоянского комплекса.

Как показано выше, разнородный турбидитовый флиш и сопряженные с ним образования типа гравикластитов отражают условия осадконакопления в бассейнах котловинного типа. Они типичны для следующего МФК.

**МФК батипелагических условий седиментации (батипелагический МФК).** К нему относятся отложения наиболее глубоководных областей два приконтинентальных бассейнов котловинного типа. Основные критерии их выделения — отсутствие латеральных переходов к мелководным отложениям; появление литологических разностей, указывающих на их накопление у подножий палеосклонов (турбидитовый флиш, подводно-шлейфовые образования, гравикластиты); значительно более широкое, чем в предыдущих МФК, распространение кремнистых, вулканогенно-кремнистых формаций.

Наиболее древние образования батипелагического МФК можно предполагать в юго-восточной Азии. Это в первую очередь флишевые, граувакково-кремнистые и андезитобазальтовые толщи силура, девона и нижнего карбона на севере Таиланда, смятые в линейные, сложно дислоцированные складки. Им близки по условиям седиментации образования девона и карбона на Малаккском полуострове. Возможно, батипелагическими являются также некоторые формации Катазиатского пояса, которые отмечались в составе пригеосинклинальных прогибов, обрамляющих платформу Янцзы. По Ю. Г. Гатинскому [4], в них накапливались ордовикско-силурийские отложения приконтинентальных подножий окраинного моря, представленные терригенным флишем с различной примесью вулканического материала.

Можно также предполагать батипелагическую обстановку образования формаций в восточной части Амуро-Охотской системы (в первую очередь в Удско-Шантарской зоне), которая как седиментационный бассейн определялась морфоструктурой «входящего угла» и отличалась прерывисто-унаследованным развитием с накоплением кремнисто-вулканогенных формаций, начиная с кембрия.

В мощной терригенно-эффузивной толще карбона в междуречье Лан — Шевли отмечены гравикластиты, подводно-оползневые текстуры. В Джагдинском звене Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбиным обнаружены верхнетриасовые — среднеюрские геосинклинальные отложения мощностью 7—8 км, представленные граувакковыми и флишеидными толщами с туфогенными прослоями. Ранее метаморфизованные разности этих толщ относились к протерозою и палеозою [6].

Не вызывает сомнения отнесение к батипелагическому МФК Сихотэ-Алинской геосинклинали, однако границы комплекса, время заложения пока не до конца ясны.

Северо-западное сочленение неритового и батипелагического комплексов истолковывается наиболее противоречиво. Так, по представлениям С. А. Салуна [23], западнее Комсомольска-на-Амуре прослеживается в северо-восточном направлении сравнительно узкая полоса отложений, возраст которых «омолаживается» в этом же направлении — от девона — карбона в междуречье верховой Кур — Горюн до нижнего мела на побережье Охотского моря, куда между мысами Александра и Куприянова она выходит. Эти образования С. А. Салун рассматривал в качестве складчатого покрова на переработанном мезозойскими движениями основании — породах массивов (Хингано-Буреинского и Тахтинского).

Имеется и иное представление [6] о геосинклинальном бассейне седиментации, существовавшем в нижнеамурской зоне. Судя по строению разрезов, в ее пределах наблюдаются полиые и мощные (до 20 км) разрезы верхнетриасовых — нижнемеловых геосинклинальных образований, среди которых резко преобладают ритмично-слоистые песчано-глинистые отложения. В нижней части разреза отмечаются и кремнисто-вулканогенные разности.

По нашему мнению, нижнеамурское звено в позднем мезозое ( $J_3 - K_1$ ) могло представлять собою переходную область дна древнего седиментационного бассейна — между морфоструктурой «входящего угла» и нормальной батиабиссальной областью дна, обрамленной достаточно крутонаклонными склонами. Первую представляет хр. Джагды (Шевлинский прогиб), где накапливалась мощная (до 9 км) толща ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов; вторую — Сихотэ-Алинская геосинклиналь, в которой с наибольшей полнотой представлены разрезы мезозойских отложений, хотя вопрос о времени ее заложения окончательно не решен.

Наиболее древние отложения Сихотэ-Алинской геосинклинали отмечались в северо-западной ветви (прежде всего — в Бикинской зоне), а также в пределах так называемого Главного антиклинория. Возраст ряда толщ Главного антиклинория сейчас пересмотрен, на последнем варианте геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 [1] в качестве древнейших здесь показаны пермские образования.

В еще большей степени на этой карте претерпели изменение возраста отложения Бикинской зоны, которые все отнесены к мезозою, несмотря на находки в некоторых из них каменноугольной и пермской фауны.

Предполагается, что все ранее обнаруженные карбонатные образования, содержащие палеозойскую макро- и микрофауну, являются экзотическими, инородными по отношению к вмещающей толще. Это действительно не может исключаться по отношению к некоторым из них. Однако вряд ли оправдано считать экзотическими известняки, находящиеся в переслаивании (нередко — достаточно тонком) с иными разностями — кремнистыми, терригенно-вулканогенными, составляющими основной объем толщ. О широком развитии этих «неэкзотических» образований свидетельствуют разрезы близ г. Известковая в Вяземском районе, толщ в бассейне р. Хоран и по правобережью низовьев р. Алчан, бассейне р. Култуха и других местах [13—15, 29].

Если ограничиться только перечисленными, палеонтологически охарактеризованными разрезами верхнего палеозоя, то и тогда можно говорить о достаточно широком распространении палеозойских отложений в Бикинской зоне. Здесь существовал достаточно глубоководный и крутосклонный бассейн, отмечаемый типичными формациями батипелагического МФК — флишем, гравикластитам, подводно-оползневыми образованиями. Удалось даже реконструировать отдельные обстановки осадконакопления в этом бассейне [15].

Наиболее широко батипелагический МФК распространился в Бикинской зоне и Центральном Сихотэ-Алине в мезозое, особенно в поздней юре — раннем мелу. Бикинская зона по отношению к геосинклинали Центрального Сихотэ-Алия представляла палеоморфоструктуру типа «входящего угла». Низовья р. Култуха и район г. Бикин относятся к «привершинной» части этой палеоморфоструктуры, раскрывающейся в северо-восточном направлении. Оба борта «вершины клина» фиксируются древними метаморфическими образованиями Ханкайского массива.

В поздней юре — раннем мелу образовался также батипелагический МФК в пределах Сахалина и Хоккайдо. Он сопоставим по типу разрезов с Сихотэ-Алинской геосинклиналию. На Сахалине это набильская серия в Восточно-Сахалинских горах, представленная переслаивающимися терригенными (алевролиты, глинистые сланцы, меньше — песчаники), кремнистыми (яшмы, радиоляриты, кремнистые сланцы) разностями: известняками, вулканогенными породами (сиениты, порфириты, диабазы, их туфы). Не исключается, что нижняя часть разреза остринской свиты может оказаться триасовой или даже еще более древней [9]. Как продолжение этих образований на Хоккайдо можно рассматривать позднелюрские — нижнемеловые образования верхов группы Камуи и полностью группу Сорачи поясов Камуикотан и Токоро (разделенных поясом Хи-

дака) [34]. Состав пород показывает, что через этот район (Хоккайдо) проходили два пояса подводного вулканизма [5, 12].

Верхняя часть группы Камуи состоит из многочисленных слоев лав (диабазовых порфиритов), чередующихся со слоями основных туфов. В группе Сорачи также отмечается обилие основных туфов, спилитов с подушечной отдельностью и диабазов, включающих роговики, лизы известняков, вверх по разрезу переходящих в терригенные и кремнистые разности, более кислые туфы. Эти отложения сменяются меловым флишем.

Значительное сходство позднеюрских — раннемеловых разрезов западного Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо очевидно. Много сходных черт обнаруживается и в других особенностях строения супергруппы Хидака, набильской серии Сахалина и култухинской свиты Западного Сихотэ-Алиня, в том числе и в характерных текстурах оподзаяния. Примечательна и однотипная геодинамика поясов (зон), в которых образовались эти толщи, — широкое распространение надвиговых нарушений.

Все перечисленное позволяет допускать образование батипелагических МФК Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо в едином древнем приконтинентальном бассейне.

В какой-то мере условно выделен батипелагический МФК в Среднем хребте Камчатки. Его представляют верхнемеловые кремнистые сланцы, окремненные алевролиты, различные туфы, потоки измененных лав, а также филлитизированные глинистые сланцы и песчаники ирунейской серии. Сланцы и песчаники находятся в переслаивании, иногда достаточно тонком, квазиритмичном. Вместе с тем, ограниченное распространение, сравнительно небольшие мощности разрезов (до 1,5 км) не позволяют быть уверенным в существовании здесь в прошлом батипелагических условий седиментации.

Наконец, отметим, что самые молодые батипелагические МФК закладывались в островодужных системах: в верхнем мелу (о. Калимантан), в палеогене (о. Лусон). В первом случае это эвгеосинклинальные образования: кремнисто-спилитовая (граувакки, кремни, базальты, спилиты, филлиты и известняки) и терригенная (граувакки, филлиты, песчаники, конгломераты) формации, в совокупности составляющие группу Раджанг. Нижняя, кремнисто-спилитовая, часть группы Раджанг — формация Данау — П. Н. Кропоткиным сопоставляется с верхнемеловыми кремнисто-спилитовыми формациями Камчатки.

На Филиппинах, в частности на о. Лусон, отмечается нижнетретичная эвгеосинклинальная формация, состоящая из переслаивания радиолариевых кремней, граувакк, яшм, известняков, туфов и андезитов.

Все указанные образования перекрываются очень мощными (15 км на севере Калимантана, до 6 км в прогибе Кагаян на о. Лусон) терригенными формациями (песчаники, сланцы, граувакки, туфы, известняки, лигниты). Эти отложения интенсивно дислоцированы вплоть до образования изоклинальной складчатости, широко распространены сбросы и надвиги.

**МФК наложенных прогибов (или МФК прогибов).** Представляют собой образования осадочного чехла, обычно слабо дислоцированные или смятые в пологие складки (штамповая складчатость), преобладают брахиформы. Реже встречаются переходные типы складчатости, приближающейся к линейной. Формации — красноцветные, угленосные, моласовые.

Наиболее древние МФК прогибов представлены отложениями девона. Они выполняли прогибы предгорного типа, располагавшиеся между массивами суши и пригеосинклинальными бассейнами. Таковы субаэрально-прибрежно-морские отложения Приамурья (в Мельгинской, отчасти — Урмийской зонах), в обрамлении Ханкайского массива, платформы Янзцы. Во всех случаях это грубообломочные терригенные отложения с признаками субаэральных (угленосность, флора) или мелководных (остатки рыб, солоновато-водные и мелководные формы моллюсков)

условий образования, со значительной примесью вулканогенных разностей преимущественно кислого состава. Характерна также пестроцветная, красноцветная окраска пород.

Иногда отложения выполняют грабенообразные прогибы, по периферии ограниченные нарушениями. Таков обширный прогиб Нактон (или Цусимский) на юге Корейского полуострова, выполненный верхнепермскими и меловыми отложениями большой (до 16 км) мощности субэвралного и озерно-прибрежного [3] или эстуариевого [39] происхождения, перекрытыми вулканогенной молассой (серия Силла).

МФК прогибов в центральной части Индокитая (плато Корат) представляют по большей части красноцветные континентальные отложения, иногда угленосные, нередко с кислыми вулканогенными разностями.

МФК **наложенных впадин**. Представляют собою комплекс осадочного чехла, состоящего из самых молодых отложений. Обычно это четвертичные или более древние, вплоть до палеогеновых, образования, не дислоцированные или слабо дислоцированные. Почти повсеместно они континентальные, лишь изредка прибрежно-морские, иногда — угленосные (лигниты). Помимо осадочных, в разрезах некоторых районов представлены вулканогенные разности.

Изложенные представления о принципиальных морфоструктурных особенностях древних седиментационных бассейнов Востока Азии позволяют воссоздать их эволюцию и, тем самым, определить направленность геологического развития зоны сочленения континентального и океанического блоков литосферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бажанов В. А., Олейник Ю. Н.* Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1 : 500 000.— Хабаровск, 1986.
2. *Бронгулеев В. В.* Основные генетические типы складчатых структур земной коры // Сов. геология.— 1956.— № 54.— С. 84—104.
3. *Васильковский Н. П.* Палеогеология Северо-Востока Азии (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области и Сино-Корейский щит).— М.: Наука, 1984.
4. *Гатинский Ю. Г.* Латеральный структурно-формационный анализ.— М.: Недра, 1986.
5. *Геологическое развитие Японских островов.*— М.: Мир, 1968.
6. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 8. Восток СССР.— Л.: Наука, 1984.
7. *Геология Кореи.*— М.: Недра, 1964.
8. *Геология СССР.* Т. 19.— М.: Недра, 1966.
9. *Геология СССР.* Т. 33.— М.: Недра, 1970.
10. *Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
11. *Красный Л. И.* О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника.— 1987.— № 4.— С. 3—18.
12. *Кропоткин П. Н., Шахваростова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1965.
13. *Лихт Ф. Р.* К вопросу о стратиграфии верхнепалеозойских отложений в юго-западной части Бикинской структурно-фациальной зоны // Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР. Сер. геол.— 1968.— Вып. 27.— С. 39—44.
14. *Лихт Ф. Р.* Новые данные о распространении и характере палеозойских отложений в западном Сихотэ-Алине // Инф. сб. Приморск. геол. упр. № 1.— Владивосток, 1971.— С. 9—11.
15. *Лихт Ф. Р.* Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях.— М.: Наука, 1975.
16. *Лихт Ф. Р.* Окраинно-морской седиментогенез Востока Азии в свете принципа актуализма // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 3.— С. 31—44.
17. *Лихт Ф. Р.* Современный приконтинентальный седиментогенез и типы флиша в Япономорском бассейне // Там же.— 1991.— № 6.— С. 46—53.
18. *Моралев В. М., Глуховский М. З., Коген В. С. и др.* Геология и минерагения троговых структур (зеленокаменных поясов) древних щитов/ВИЭМС.— М., 1976.
19. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозонд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
20. *Пуцаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей // Бюлл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол.— 1961.— Т. 36, вып. 6.— С. 3—25.
21. *Романовский С. И.* Физическая седиментология.— Л.: Недра, 1988.

22. Рябчук Д. В. Литология и генезис верхнепалеозойских ленточных глин восточной части Финского залива // Вести. С.-Пб. ун-та. Сер. 7. Геол.—1992.— Вып. 2.— С. 75—79.
23. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинали системы.— М.: Недра, 1978.
24. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли // Сов. геология.— 1975.— № 2.— С. 3—16.
25. Смирнов А. М. Проблема субстрата Тихоокеанского подвижного пояса // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.— С. 76—87.
26. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
27. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия.— М.: Недра, 1979.
28. Хаин В. Е. О практике применения некоторых новых понятий в раннекембрийской геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 2.— С. 130—131.
29. Черныш Б. Я. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклиналичных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах // Сов. геология.— 1985.— № 10.— С. 132—133.
30. Шипилов Э. В. Деструктивные системы Арктической шельфовой зоны СССР // Проблемы кайнозойских морей Северного Ледовитого океана: палеоэкология, палеогеография.— Апатиты, 1989.— С. 96—97.
31. Яншин А. Л., Монин А. С. О тектонике катархея и архея // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 273, № 4.— С. 954—957.
32. Chen Z., Chen Q. Палеогеография платформы Янцзы и особенности распространения фосфоритов раннего кембрия // Sci. geol. Sin.— 1987.— N 3.— P. 246—257.
33. Guoqiang P. The late precambrian and early Palaeozoic marginal basin in South China // Magrinal Basin Geol.— Oxford, 1984.— P. 279—284.
34. Hirokawa O. Geological Map of Japan. Sc. 1: 1 000 000. (2nd Ed).— Geological Survey of Japan, 1978.
35. Houten F. B., van. Meaning of molasse // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1973.— V. 24, N 4.— P. 555—575.
36. Kuonen Ph. H. Deep-sea Sands and ancient turbidites // Development Sedimentol. V. 3. Turbidites.— Amsterdam; London; New York, 1974.— P. 3—33.
37. Reading H. G. Fashions and models in sedimentology: a personal perspective // Sedimentology.— 1987.— V. 34, N 1.— P. 3—9.
38. Sclater J., Celerier B. Extensional models for the formations of sedimentary basins and continental margins // Nor. geol. tidsskr.— 1987.— V. 67, N 4.— P. 253—267.
39. Tateiva J. Sinopsis of the geological systems of Korea // Geol. and Mineral. Resources of Far East.— 1967.— V. 1.— P. 3—24.

ТОИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
7 декабря 1992 г.

УДК 549.74

Н. В. Астахова, А. И. Обжиров, А. С. Астахов,  
С. А. Горбаренко

## АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ В ЗОНАХ ГАЗОВЫХ АНОМАЛИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОКА АЗИИ

Приводятся данные о строении, химическом и изотопном составе кислорода и углерода аутигенных карбонатных образований из четвертичных отложений районов газогеохимических аномалий Охотского, Японского и Южно-Китайского морей. Аутигенные карбонаты представлены кальцитом или магнизиальным кальцитом. Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от +6,6‰ до -0,9‰. Высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  отмечаются у карбонатов Охотского моря, более низкие — Южно-Китайского. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  изменяются от -26‰ до -50,1‰, что указывает на образование карбоната за счет термогенного или биогенного метана. Исключением является карбонат, обнаруженный в осадках залива Бейбу Южно-Китайского моря, поднятых недалеко от устья реки, поэтому очень низкое значение  $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$  связано с сильным опреснением вод в заливе. Значение  $\delta^{13}\text{C} = -6,5\text{‰}$  указывает на образование карбоната в результате раннедиагенетических процессов.

Делается вывод, что наличие большого количества аутигенных карбонатов в верхних частях донных осадков, особенно северных морей, с большой вероятностью указывает на наличие газовых выходов в этом районе, т. е. может служить поисковым признаком газовых аномалий на морском дне.



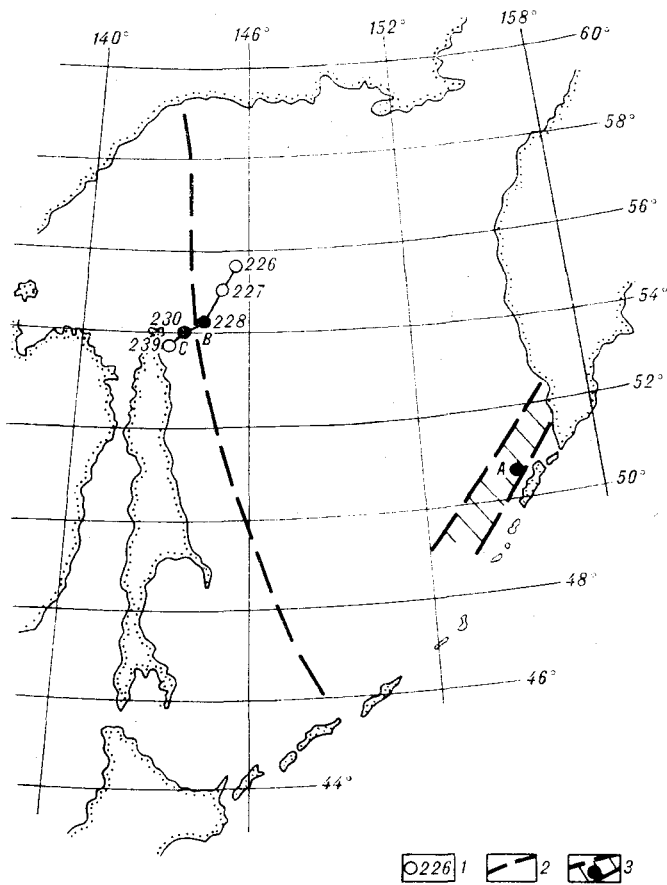


Рис. 1. Расположение станций газогеохимического опробования в Охотском море. 1 — станция и ее номер; 2 — зона разлома; 3 — Гольгинский прогиб. Черный кружок — место выхода газа, зафиксированное на эхограмме.

Карбонатные осадки в верхних частях осадочного слоя окраинных морей северо-восточной части Тихого океана, в основном, биогенные, т. е. являются остатками морских организмов. Аутигенные карбонаты в четвертичных отложениях этого региона встречаются значительно реже, особенно в северных морях. Тем не менее уже были обнаружены и описаны карбонатные новообразования из нескольких районов Охотского моря [1—3]. В 33-м и 34-м рейсах НИС «Морской геофизик» вновь были обнаружены аутигенные карбонаты в колонках донных осадков, поднятых в районах нефтегазоносных структур и газовых аномалий в Охотском, Японском и Южно-Китайском морях.

В Охотском море наиболее интенсивная карбонатная минерализация обнаружена на склоне о. Парамушир в районе подводного газового выхода, где наблюдалась повышенная концентрация метана (более  $2 \cdot 10^{-4}$  мл/л). Здесь при драгировании было поднято большое количество карбонатных корок, которые, судя по подводным фотографиям, изменяют площадное распространение. Максимальная длина поднятых корок достигает 80 см при ширине 60 см. Толщина корок неравномерная, от 1 до 10 см, увеличивается от периферии к центру. Поверхность их неровная, с многочисленными ямками и дырами, со следами обрастания и жизнедеятельности морских организмов. Образование корок связано с цементацией карбонатом отдельных участков донного осадка [2—4, 6, 8].

В 1989 г. в 34-м рейсе НИС «Морской геофизик» в северо-восточной части впадины Дерюгина Охотского моря (рис. 1), у основания материкового склона на глубине 700 м был обнаружен газовый выход, зафиксированный на эхограмме по звукорассеивающей аномалии в придонном

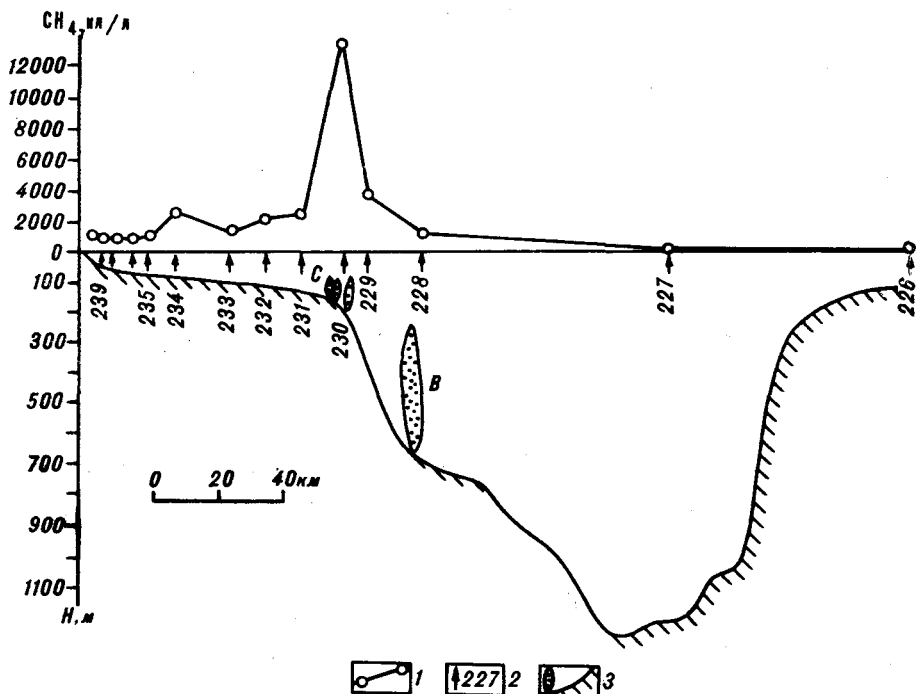


Рис. 2. Газогеохимический профиль концентрации метана в придонной воде по профилю станций 89226—89239.

1 — концентрация и ее номер; 2 — место отбора проб на станции и ее номер; 3 — район выхода газа, зафиксированный на эхограмме.

слое. Концентрация метана в придонной воде в районе высачивания газа из морского дна превысила его фоновое значение на несколько порядков (рис. 2). Прямо в этой точке прямооточной трубкой была отобрана колонка донных осадков (ст. 89228). Она сложена относительно однородными, слабокремнистыми пелитами и алевроитовыми пелитами. В основании колонки залегал песчаный горизонт. Поднятый осадок издавал очень сильный запах сероводорода. После извлечения осадка из колонковой трубы произошло его быстрое разрушение. При этом в интервале 90—210 см обозначилась вертикальная ячеистая отдельность, по которой керн разделился на продольные полосы. Ниже осадок приобрел облик губки, из которой при сдавливании выделялся газ. По результатам газохроматографических определений основным компонентом газа был метан (интервал 250 см).

Аутигенные карбонаты представлены магниезиальным кальцитом и встречаются по всему разрезу. Но в верхних частях колонки (0—100 см) они цементируют вмещающий осадок, образуя как бы нашлепки или наросты на раковинах двустворок или их обломках. Ниже по разрезу образовались крупные линзовидные, округлые или неправильной формы конкреции, размером до 9 см. Поверхность конкреций неровная, ямчатая, реже гладкая. В ядре их часто отмечают раковины двустворок или трубки полихед. По степени литификации конкреции отчетливо делятся на две группы. Конкреции первой группы более плотные, массивные, серые, на сколе темно-серые, встречаются в интервале 100—170 см. Во внутренних частях этих конкреций иногда находятся узкие щелевидные полости, напоминающие трещины синерезиса, стенки которых покрыты щетками прозрачного кальцита, размер кристаллов не превышает 0,1 мм. Конкреции второй группы встречаются ниже по разрезу, в интервале 200—315 см, менее твердые, более светлые и однородные, чем описанные выше. В шлифах отчетливо видно, что конкреции образованы пелитоморфным кальцитом, цементирующим терригенные мине-

## Результаты химического анализа аутигенных карбонатных образований

Район	Номер станции, глубина отбора пробы	Интервал, см	CO <sub>2</sub>	MgO	CaO	Нерастворимый остаток	CaO/MgO	Mn	Ba	Sr	P	F
			%					10 <sup>-4</sup> %				
Охотское море Впадина Дерюгина	89228, 700 м	105—112	34,41	2,55	39,95	23,39	15,67	80	200	60	30	1 %
		120—130	41,71	2,39	50,13	5,77	20,97	80	200	80	40	1 %
		150	41,43	2,40	49,48	6,69	20,62	100	200	80	40	1 %
		205—215	28,11	3,13	31,49	37,27	10,06	80	200	80	40	800
		245	30,51	3,02	34,71	31,76	11,49	1%	150	60	80	2 %
		270—310	42,61	2,71	50,57	4,11	18,66	80	200	60	30	1 %
Японское море Восточно-Корейский залив	89102, 230 м	165—180	37,91	0,58	47,53	13,98	81,95	80	80	Н. о	40	2 %
Южно-Китайское море Впадина Западная Натуна Залив Бейбу	8937, 230 м 8935, 115 м 8785, 23 м	170—195	36,51	3,61	41,54	18,34	11,51	100	80	30	30	400
		40—50	15,21	3,08	15,11	66,60	4,91	1 %	150	60	80	2 %
		30—60	43,04	0,79	53,78	2,39	68,08	500	50	20	30	800

Примечание. Н. о. — не определено. Анализ карбонатной составляющей конкреций выполнен в ТОИ ДВО РАН, аналитик И. И. Якушева, содержание микроэлементов определено пектральным полуколичественным анализом в ИПГО Приморгеология.

галы и органические остатки. Содержание карбоната в конкрециях варьирует от 95,9 до 62,7 % (табл. 1). Помимо карбоната в колонке обнаружено также большое количество аутигенного пирита.

В Японском море экспедиционные работы проводились в Восточно-Корейском заливе. Здесь, в юго-западной части залива в районе Хыннамской впадины была обнаружена газовая аномалия. Максимальные содержания метана в придонной воде в этом районе ( $13,0 \cdot 10^{-4}$  мл/л) превысили фоновое в 18 раз.

В пределах Хыннамской впадины были отобраны колонки длиной до 1,0—1,3 м на шельфе в 1,5—2,7 м на материковом склоне. Большая часть осадков в пределах аномалии представлена песками или алевроитовыми песками, хорошо проницаемыми для морских вод. Поэтому на шельфе, где расположена центральная часть газовой аномалии, смогли отобрать лишь короткие колонки. В восточной части аномалии, где распространены тонкозернистые осадки (алевроиты и пелитовые алевроиты), была получена колонка достаточной длины (ст. 89102, глубина отбора 230 м), где в интервале 150—200 м были обнаружены агрегаты аутигенных карбонатов. Эти агрегаты имеют веретенообразную форму, длиной до 5 см, и расположены по напластованию осадка. Образованы они пористыми сростками желтых кристаллов кальцита скаленоздрического габитуса. Края кристаллов как бы оплавлены, что, вероятно, указывает на начальную стадию их растворения. Размер кристаллов 0,05—0,2 мм. Содержание CaCO<sub>3</sub> в этих агрегатах достигает 85,4 % (см. табл. 1). В нижней части колонки обнаружено также большое количество фрамбоидального пирита и отмечается сильное сероводородное заражение. В то же время, в колонках, отобранных восточнее аномалии, имеющих большую длину и сложенных тонкозернистыми осадками, аутигенных минералов не обнаружено.

В Южно-Китайском море газогеохимическая аномалия в придонном слое воды была выявлена в юго-западной части моря, примыкающей к вьетнамскому шельфу. В двух колонках донных осадков (ст. 8935,

глубина отбора 115 см; ст. 8937, глубина отбора 230 м), отобранных в районе впадины Западная Натуна, были обнаружены карбонатные образования. На этих станциях в придонной воде зафиксированы высокие аномалии метана  $10-15 \cdot 10^{-4}$  мл/л при фоновом его содержании  $0,7-0,8 \cdot 10^{-4}$  мл/л. Осадки на обеих станциях имеют позднеплейстоценовый возраст и представлены чередованием песчаных и мелкозернистых заиленных прослоев. В колонке 8935 они имеют мощность 20—40 см. Граница между ними выражена весьма отчетливо. В песчаных прослоях содержится до 40 % целой и битой ракуши. В колонке 8937 слои имеют большую мощность, границы между ними постепенные и наиболее тонкозернистыми разностями являются алевроиты пелитовые.

Карбонатные конкреции обнаружены в песчаных слоях в интервале 40—60 см колонки 8935 и 80—200 см колонки 8937. Выше этих интервалов залегают тонкозернистые горизонты, слабо проницаемые для газов и поровых вод.

В верхней части колонки 8935 карбонатом цементируется донный осадок, представленный терригенными минералами и обломками пород с примесью органических остатков: фораминифер, двустворчатых моллюсков и т. д. В результате получились слаболитифицированные, слегка ожелезненные корки неправильной формы с максимальным размером до 5 см, с многочисленными ямками и выростами. Часть поверхности некоторых образцов покрыта органической коркой, напоминающей бактериальные маты. Ниже по разрезу, в интервале 25—30 см, появляются карбонатные образования типа инкреций, которые имеют цилиндрическую форму с полой серединой, заполненной грубозернистым песчаником, сцементированным карбонатом. Длина их до 3 см при диаметре 0,9 см. В нижней части колонки, в интервале 40—50 см, обнаружено плотное плоское (толщина до 0,5 см) стяжение серого цвета, округлой формы, около 3 см в диаметре, с неровной поверхностью. Оно образовано мелкокристаллическим карбонатом, цементирующим терригенные зерна.

На ст. 8937 карбонатные новообразования встречаются в нижней части колонки в виде стяжений разной формы, чаще уплотненных, слегка округлых. В интервале 80—115 см матриксом является грубозернистый осадок с большой примесью органических остатков. Вниз по разрезу количество органики значительно уменьшается, а терригенный материал становится средне-мелкозернистым с примесью алевролита. По химическому составу карбонаты обеих станций можно отнести к магнезиальным кальцитам (см. табл. 1).

В Южно-Китайском море карбонатные новообразования были также обнаружены в заливе Бейбу, в колонке донных осадков, поднятых с глубины 23 м (ст. 8785, рейс НИС «Академик Александр Несмеянов»). Они встречаются в интервале 26—54 см в прибрежно-морских (авандельтовые, лагунные) раннеголоценовых отложениях, представленных уплотненными алевроитовыми пелитами с большим количеством растительных остатков. По внешнему виду это стяжения неправильной формы, с шероховатой поверхностью, с многочисленными ямками и выростами, удлинённой или округлой формы с максимальными размерами  $7 \times 5 \times 2$  см. В основном они образованы мелкокристаллическим кальцитом, цементирующим терригенный осадок с примесью битой ракуши. Во внутренних частях стяжений выделяются прослой твердого, белого и сероватого известняка (см. табл. 1). По плоскостям напластования и в многочисленных трещинах встречаются щетки прозрачных или белых кристаллов кальцита.

Для выявления условий образования аутигенных карбонатов был изучен изотопный состав кислорода и углерода отобранных образцов. Анализ проводился на отечественном масс-спектрометре МИ-1201 по стандартной методике [7]. Углекислый газ из образцов был выделен при помощи 99%-й ортофосфорной кислоты при температуре  $50^\circ\text{C}$  в течение 3 ч. Все данные изотопного анализа кислорода и углерода карбонатов соотнесены с международным стандартом PDB (табл. 2, рис. 3).

## Значения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных образований (в % относительно стандарта PDB)

Номер станции	Интервал отбора, см	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
3155	Драга	+5,3	-28,7
	»	+6,6	-41,5
	»	+5,3	-42,0
	»	+5,4	-33,2
	»	+5,1	-33,2
89228	120—130	+5,4	-50,1
	245	+5,0	-39,0
89102	165—180	+4,5	-40,2
8937	170—195	+3,2	-35,2
8935	40—50	+0,3	-26,0
8785	30—60	-0,9	-39,7
		-6,5	-6,5

Примечание. Станции 3155, 89228 — Охотское море (3155 — склон о. Парамушир, 89228 — впадина Дерюгина); 89102 — Японское море, Восточно-Корейский залив; 8937, 8935, 8785 — Южно-Китайское море (8937, 8935 — впадина Западная Натуна, 8785 — залив Бейбу).

В результате проведенного анализа выявлено, что изученные карбонаты существенно различаются между собой по изотопному составу кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от +6,6 ‰ до -6,5 ‰). Но здесь наблюдается четкая географическая закономерность. У аутигенных карбонатов холодного Охотского моря значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от +6,6 ‰ до +4,5 ‰, а у карбонатов тропического Южно-Китайского моря — от +0,3 до -0,9 ‰, что связано с более высокими придонными температурами и, следовательно, с температурой образования карбонатов.

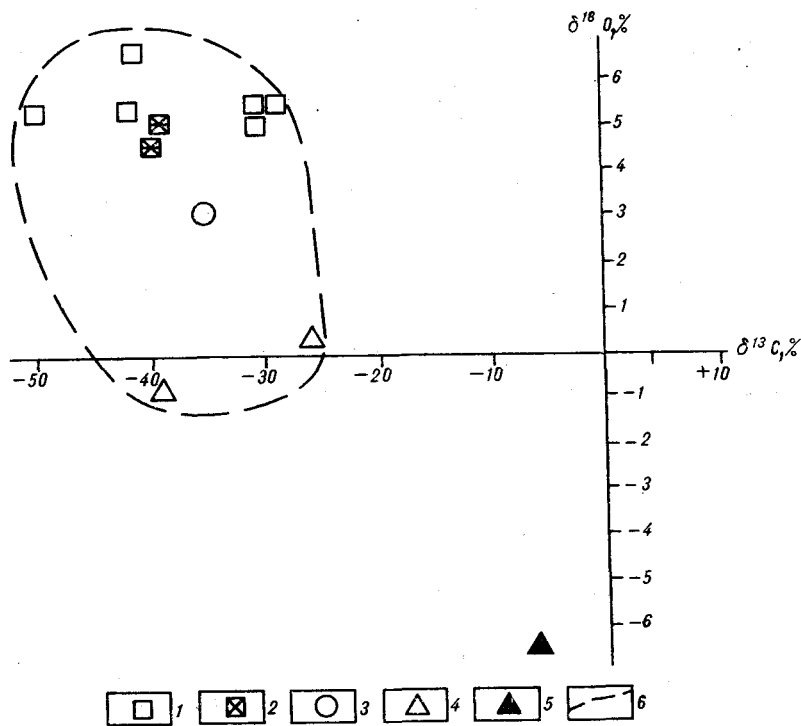


Рис. 3. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  аутигенных карбонатов (см. табл. 2).

1, 2 — Охотское море (1 — склон о. Парамушир, 2 — впадина Дерюгина); 3 — Восточно-Корейский залив, Японское море; 4, 5 — Южно-Китайское море (4 — впадина Западная Натуна, 5 — залив Бейбу); 6 — граница поля.

Очень низкие значения  $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$  в карбонате залива Бейбу объясняются значительным опреснением морских вод в этом районе, так как станция 8785 находится недалеко от устья реки. Изотопный состав углерода карбонатов (за исключением образца из залива Бейбу) варьирует от  $-26\text{‰}$  до  $-50,1\text{‰}$ , что однозначно указывает на образование его за счет окисления биогенного и термогенного метана, так как при диагенетических процессах углекислота, образующаяся при бактериальном разложении органического вещества, имеет изотопный состав от  $-20$  до  $-25\text{‰}$  [5], а в дальнейшем значение  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты может только увеличиваться за счет смешения ее с неорганическим растворенным углеродом (от  $-2$  до  $+2\text{‰}$ ) иловых вод. Образование аутигенного карбоната ( $\delta^{13}\text{C} = -6\text{‰}$ ) в результате диагенетических процессов наблюдается в заливе Бейбу Южно-Китайского моря.

Таким образом, в результате проведенных работ выявлено, что в районах газогеохимических аномалий в верхнем слое донных осадков наблюдаются значительные скопления аутигенных карбонатов. Образование этих карбонатов связано с микробиальным окислением биогенного и термогенного метана, просачивающегося сквозь толщу донных осадков. Поэтому наличие большого количества аутигенных карбонатов в верхних частях донных осадков с большой вероятностью указывает на существование газовых выходов в этом районе, т. е. может служить поисковым признаком нефтегазоносных площадей на морском дне. Особенно это характерно для северных морей, где низкие температуры и невысокие значения рН придонных вод исключают хемогенное осаждение карбонатов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря.— Владивосток, 1986.
2. Астахова Н. В., Горбаренко С. А. К вопросу об источнике углерода в карбонатных образованиях Парамуширской гидротермы и впадины Дерюгина (Охотское море) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 3.— Владивосток, 1987.— С. 9—10.
3. Астахова Н. В., Горбаренко С. А. Сравнительная характеристика карбонатных образований Охотского моря/ВИНИТИ.— М., 1988.
4. Богданова О. Ю., Мурдмаа И. О., Купцов В. Н., Морозов А. А. Аутигенные карбонатные стяжения района подводного газового источника на склоне о. Парамушир // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 3.— Владивосток, 1987.— С. 8—9.
5. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.
6. Зоненшайн Л. П., Мурдмаа И. О., Баранов Б. В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология.— 1987.— Вып. 5.— С. 795—800.
7. Игнатьев А. А., Горбаренко С. А., Киселев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных.— Новосибирск, 1979.— С. 118—123.
8. Лейн А. Ю., Гальченко В. В., Покровский Б. Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море // Геохимия.— 1989.— № 10.— С. 1396—1406.

## О СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ШЕЛЬФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Обобщены геологические, геофизические и сейсмологические материалы по акватории и континентально-островному обрамлению (прибрежная зона) северной части Японского моря (к северу от 40° с.ш.). С использованием методических принципов, заложенных в основу составления действующей карты сейсмического районирования сухопутной части территории СССР — ОСР-78, произведено сейсмораионирование шельфа северной части Японского моря. Показано, что методические принципы, разработанные для карты ОСР-78, применимы и при районировании шельфа. Выделение дополнительных сейсмоопасных зон в пределах акватории Японского моря привело к изменению существующей схемы сейсмического районирования побережий Татарского пролива.

В настоящее время согласно действующей карте сейсмического районирования территории СССР районирование сейсмической опасности проведено только для регионов суши [40]. Что касается региона Японского моря, это относится к его континентальному (Приморье) и островному (Сахалин) обрамлению. В связи с сильнейшими землетрясениями, произошедшими у западного побережья Сахалина в 1924 г. (Лесогорско-Углегорское,  $M = 6,8$ ,  $I_0 = 8$  б.) и в 1971 г. (Монеронское,  $M = 7,2$ ,  $I_0 = 9$  б.), в качестве прогноза были намечены сейсмоопасные зоны весьма неопределенных очертаний на шельфе у Сахалина и между Сахалином и Хоккайдо, где ожидалось возникновение сильных землетрясений, аналогичных названным выше (рис. 1). Зоны такого же типа, но для более слабых землетрясений ( $M \leq 5$ ), были выделены и в Приморье, условно их можно назвать Ханкайско-Партизанской и Ванинской. Однако все эти зоны определены вне связи с конкретными структурами побережий и шельфа и их геолого-геофизическими характеристиками, преимущественно на основе экстраполяции сейсмологических данных. Поэтому упомянутые зоны не могли служить обоснованием сейсмического районирования побережий и шельфа.

Вместе с тем, определение сейсмической опасности для шельфов окраинных и внутренних морей является актуальной задачей в связи с развитием строительства инженерных сооружений как на побережье (порты и портовые сооружения), так и на шельфе (бутовые платформы для эксплуатации нефтегазовых месторождений). Это подтверждается решением

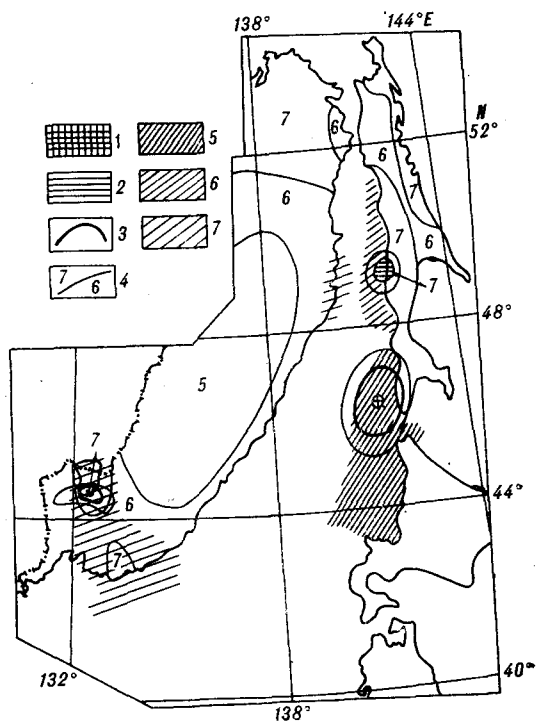


Рис. 1. Схема сейсмического районирования северной части региона Японского моря (по [40]).

Области с интенсивностью сотрясений при известных сильнейших землетрясениях: 1 — до 9 баллов, 2 — 8 баллов; 3 — граница 7-балльной зоны; 4 — границы зон разной балльности. Предполагаемые зоны возникновения землетрясений: 5 —  $M = 7-8$ ,  $I_0 \geq 9$  баллов, 6 —  $M = 6-7$ ,  $I_0 \geq 8$  баллов, 7 —  $M = 5,6$ ,  $I_0 \geq 7$  баллов.

Министерства науки, высшей школы и технической политики РФ о включении в проблему по составлению новой карты сейсмического районирования территории России раздела по сейсмическому районированию шельфов прилегающих морей.

Специфика решения задачи о сейсмическом районировании шельфов обсуждалась в наших предшествующих публикациях [16, 17]. Она определяется необходимостью изучения следующих факторов:

- 1) сейсмического эффекта на дне моря и его зависимости от глубины моря в пределах от 0 до 200 м;
- 2) возможности разжижения рыхлых обводненных осадков при интенсивных сотрясениях дна и возникновения подводных оползней при его пересеченном рельефе;
- 3) величины гидравлического удара при сотрясениях дна разной интенсивности\*;
- 4) возможности возникновения цунами при сильных подводных землетрясениях в шельфовой зоне и оценки их амплитуд.

Изучение этих факторов требует проведения фундаментальных исследований по взаимодействию твердой и жидкой сред при динамических возмущениях различной интенсивности, а также физического моделирования и экспериментальных наблюдений при регистрации землетрясений разных энергий с помощью донных станций. Однако решение этих вопросов отстает от современных требований к исследованиям, на которых должно базироваться сейсмическое районирование областей шельфа. Так что на данном этапе проблема изучается в значительной мере качественно, по аналогии с методическим подходом, применяемым при сейсмическом районировании сухопутных регионов [40]. Однако необходимо отметить, что имеется информация, подтверждающая приемлемость макросейсмических соотношений для суши при оценке сейсмического эффекта на акваториях [1]. Более того, получены первые экспериментальные данные, свидетельствующие о практической независимости амплитуд ускорений от установки акселерометра на суше или на мелководье [13]. Все эти данные подтверждают правомерность использования при сейсмическом районировании шельфа в первом приближении методики, разработанной для решения задачи при сейсмическом районировании сухопутных регионов.

В настоящей статье названный подход иллюстрируется на примере обзорного сейсмического районирования шельфа Японского моря. В соответствии с методикой, заложенной в основу действующей карты сейсморайонирования территории СССР (ОСР-78 [40]), главной задачей при районировании шельфа является выделение зон контрастных тектонических движений по геолого-геофизическим данным и определение их сейсмического потенциала по сейсмологическим данным с привлечением геолого-геофизических характеристик. Такой подход обеспечивает преемственность исследований и сопоставимость результатов, что существенно для обоснованного продолжения сейсмоопасных зон суши на шельф и, наоборот, учета этих зон при районировании суши. В то же время, кроме слабой изученности названных выше факторов этот подход обусловлен также малой сейсмологической изученностью шельфов окраинных морей. Положение осложняется тем обстоятельством, что за редкими исключениями (центральная часть моря Лаптевых, северная и западная части Охотского моря, северо-восточная и восточная части Японского моря) районы шельфов слабо сейсмичны.

**1. Краткий геологический очерк.** Японское море по существу является внутренним, так как со всех сторон окружено сушей и напрямую с Тихим океаном соединяется только Сангарским проливом. В северной части оно имеет связь с Охотским морем через проливы Лаперуза на се-

\* Согласно имеющимся эмпирическим оценкам, колебательные скорости на поверхности воды на порядок выше таковых для скального дна [20].



геро-востоке и Татарский, включая пролив Невельского и Амурский лиман, на севере.

В северной части Японского моря выделяются следующие морфоструктурные области [23, 53]: материковый и островной шельф с бордерлендом у Хоккайдо и Хонсю, Татарский прогиб и Центральная впадина. В пределы материкового шельфа и континентального склона продолжаются гетерогенные структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы. На юге Приморья до  $45^{\circ}$  с. ш. шельф граничит с Центральной глубоководной впадиной Японского моря, севернее — до  $49,5^{\circ}$  с. ш. — с Татарским прогибом. К северу от  $49,5^{\circ}$  с. ш. зона шельфа объединяет структуры Сихотэ-Алиня и Сахалина. Ширина шельфа, как правило, не превышает 30 км, только в районе залива Петра Великого она возрастает до 100 км. Бровка шельфа располагается на глубинах 130—150 м.

Континентальный склон имеет ширину 20—70 км. Он круто наклонен в южной части (до  $20^{\circ}$ ), там же склон сильно расчленен подводными каньонами у бровки шельфа.

Японо-Сахалинский шельф имеет ширину от 5—10 до 60 км и на некоторых участках (Западный Хоккайдо, Северный Хонсю) его рельеф в значительной мере расчленен. Однако более расчленен островной склон у Хоккайдо и Хонсю, где он образует бордерленд, в пределы которого продолжаются структуры островов. Подводные возвышенности, продолжающие наземные антиклинальные структуры, не испытывают изгиба при переходе от шельфа к островному склону, что можно рассматривать как свидетельство не завершенного их формирования [54].

Татарский прогиб считается продолжением Центральной глубоководной впадины. Его северная мелководная часть, в основном между изобатами 140—900 м ( $49-46^{\circ}$  с. ш.), является областью интенсивного осадконакопления; в пределах южной глубоководной части ( $46-44^{\circ}$  с. ш., глубины свыше 1400 м), разделенной на две зоны подводной возвышенности Витязя, темп накопления осадков низкий [10].

Центральная впадина не рассматривается.

Северная часть Японского моря обрамляется структурами Азиатского континента на западе и островов Сахалин, Хоккайдо, Хонсю (северная часть) на востоке (рис. 2, 3), геологическое строение обрамления широко освещено в литературе [5, 10, 24, 26, 36, 41, 55 и др.], поэтому специально нами не рассматривается, дается только краткая геологическая характеристика шельфа. Основное внимание акцентируется на зонах разломов, которые рассматриваются как наиболее контрастные тектонические зоны, являющиеся потенциально сейсмоопасными согласно концепции работы [40].

На шельфе материка наблюдаются подводные продолжения структур суши. В пределах шельфа залива Петра Великого выделяются (с юга на север): Прихасанский антиклинальный блок, впадина Амурского залива, Муравьевский антиклинальный блок, Центральная депрессия и антиклинальные блоки Дунайско-Партизанский и мыса Поворотный. Возраст пород акустического фундамента в районе Южного Приморья  $K_2 - P_1$ , севернее —  $N - Q$ . К северо-востоку от м. Поворотный до залива Терней шельф образован подводными продолжениями структур Прибрежного антиклинория, на которые наложен Сихотэ-Алинский вулканический пояс [36], еще севернее на шельф выходят структуры Главного синклинория. К северу от  $49,5^{\circ}$  с. ш. материковый шельф сливается с шельфом Западного Сахалина.

Из крупных разломов Сихотэ-Алинской складчатой области на суше следует отметить Центральный Сихотэ-Алинский (сдвиг) и Прибрежный (надвиг). Южная часть первого разлома трассируется на шельф и континентальный склон вблизи м. Поворотный. На суше суммарное перемещение вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома оценивается в 140 км, однако на шельфе подвижки по этому разлому не выявлены [36].

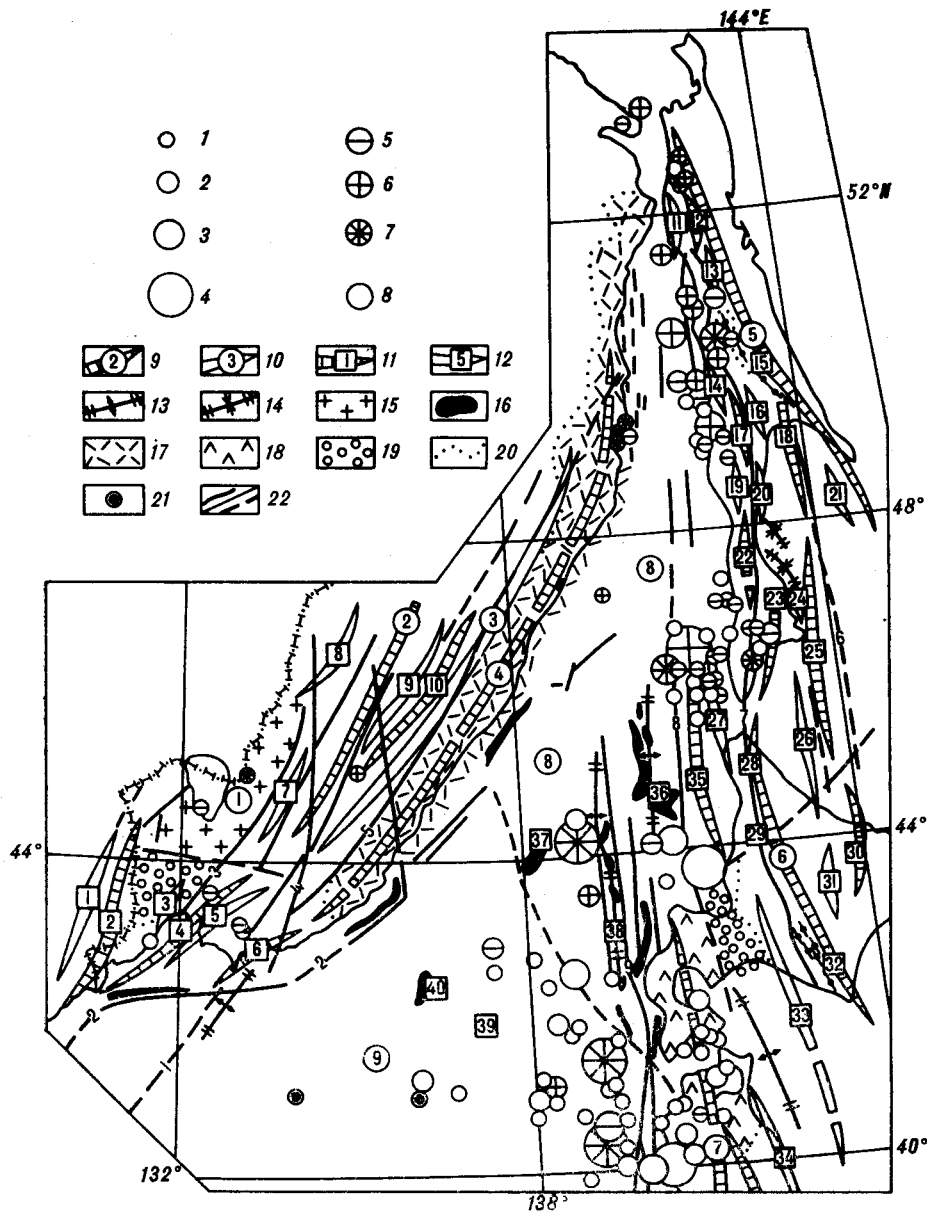


Рис. 2. Тектоническая схема Японского моря и его обрамления (по [10]).

Магнитуды землетрясений: 1—4,1—5,0; 2—5,1—6,0; 3—6,1—7,0; 4—7,1—8,0. Глубины очагов (в километрах): 5—0—10; 6—11—20; 7—21—40; 8—глубина не определена. Структурные элементы: 9, 10—первого порядка (9—антиклинории, установленные и предполагаемые, 10—синклинории); 11, 12—второго порядка (11—антиклинальные, 12—синклинальные); 13, 14—первого и второго порядков под вулканогенно-осадочной толщей и в пределах акватории (13—антиклинорные, 14—синклинорные); 15—выходы на дневную поверхность метаморфических комплексов (докембрий, отчасти нижний палеозой)—Ханкайский массив; 16—выходы акустического фундамента на дно моря; 17—Сихотэ-Алиинский вулканический пояс ( $K_2 - P_1$ ); 18—вулканическая формация «зеленых туфов» Японии (N); 19—наложенные впадины с терригенными и осадочно-вулканогенными отложениями (N—Q); 20—границы зон и комплексов; 21—скважины, пробуренные с судна «Гломар Челленджер»; 22—разломы, установленные (сплошные линии) и предполагаемые (штрих). Структуры северной части Японского моря и его обрамления. Структуры первого порядка: 1—4—Приморье (1—Ханкайский блок; 2—Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня; 3—Главный синклинорий Сихотэ-Алиня; 4—Прибрежный антиклинорий); 5—Сахалин (Сахалинский антиклинорий); 6—Хоккайдо (Хоккайдский антиклинорий); 7—Хонсю (антиклинорий Оу); 8, 9—акватория Японского моря (8—прогиб Татарского пролива; 9—Центральная впадина Японского моря). Структуры второго порядка: 1—10—Приморье (1—Тайпининская синклинальная зона; 2—Туманганская антиклинальная зона; 3—Раздольнская синклинальная зона; 4—Муравьевская антиклинальная зона; 5—Шкотовская синклинальная зона; 6—горст-антиклинальная зона Поворотная; 7—Яковлевская синклинальная зона; 8—Бикинская синклинальная зона; 9—Арму-Бикинская синклинальная зона; 10—Верхне-Бикинская антиклинальная зона); 11—26—Сахалин (11—Погибинская синклинальная зона; 12—Энгизпальская горст-антиклинальная зона; 13—Нышская грабен-синклинальная зона; 14—Верхне-Орловская синклинальная зона; 15—Лангерийский блок; 16—Поронайская антиклинальная зона; 17—Онор-Орловская антиклинальная зона; 18—Невская антиклинальная зона; 19—Восточно-Углергорская синклинальная зона; 20—Макаровская синклинальная зона; 21—Владимировская синклинальная зона; 22—Сивегор-

ская антиклинальная зона; 23 — Суэунайский блок; 24 — Муравьевская грабен-синклинальная зона; 25 — Тонию-Анивская антиклинальная зона; 26 — Анивская синклинальная зона; 27 — 33 — Хоккайдо (27 — Вакканайская синклинальная зона; 28 — антиклинальная зона Соэ; 29 — антиклинальная зона Камуикотан; 30 — антиклинальная зона Сарома; 31 — синклинальная зона Токати; 32 — антиклинальная зона Хидака; 33 — синклинальная зона Му); 34 — Хонсю (синклинальная зона Тэро); 35—40 — акватория Японского моря (35 — Рисири-Монеронская антиклинальная зона; 36 — антиклинальная зона Мусаси; 37 — поднятие Витязя; 38 — антиклинальная зона Окусири; 39 — восточный прогиб Центральной котловины Японского моря; 40 — поднятие Богорова). Основные разломы: 1 — Катазиатский; 2 — Склоновый (Южно-Приморский); 3 — Муравьевский; 4 — Центральный Сихотэ-Алинский; 5 — Прибрежный; 6 — Невельский; 7 — Хоккайдо-Центрально-Сахалинский; 8 — Ребун-Татарский; 9 — Окусири.

Прибрежный разлом представляет собой серию надвигов, местами переходящих в шарьяжи, с общей амплитудой перемещения до 15 км.

Активные движения по разломам Сихотэ-Алинской области происходили в позднем мелу — раннем палеогене [47].

Крупнейшим разломом на акватории является Восточно-Приморский или Восточно-Сихотэ-Алинский, протягивающийся на 1200—1300 км [39] (см. рис. 3). Основной период его активности также  $K_2 - P_1$ , однако, судя по проявлениям кайнозойского вулканизма, активность разлома продолжалась и в кайнозое, причем более активным был северный сегмент разлома, где кайнозойский вулканизм проявился более широко.

Разломы более высокого порядка были выявлены при геолого-геофизических исследованиях шельфа в заливе Петра Великого [19] и в районе между м. Поворотный и бухтой Ольги. Деформации осадков свидетельствуют об активности этих разломов вплоть до плиоцена [3].

На шельф в северной части Татарского пролива продолжаются структуры складчатой зоны Северного Сахалина, отделенные от структур материка Восточно-Сихотэ-Алинским разломом. Фундамент шельфа образован, по-видимому, отложениями мелового возраста, которые погружаются под Сахалин [46]. В центральной и южной частях Татарского пролива шельф образован верхним этажом структур Западно-Сахалинского прогиба. Здесь выделяется ряд положительных и отрицательных структур, сложенных породами кайнозоя [22, 49, 52].

Наиболее крупным разрывным нарушением на границе побережья и шельфа Сахалина является Западно-Сахалинский глубинный разлом, трассируемый по третичным вулканическим центрам, неогеновым магматическим образованиям и минеральным источникам [9]. По одним данным, разлом протягивается вдоль Центрального и части Южного Сахалина [52], по другим, — вдоль всего острова [43]. Выделяется также ряд диагональных разломов, оперяющих Западно-Сахалинский (Макаровский, Лютогский, Невельский и др.).

Структуры западного побережья о. Хоккайдо представлены на севере миогеосинклинальным прогибом Исикари-Румои, аналогом Западно-Сахалинского прогиба [24], и складчатой зоной юго-западного Хоккайдо на юге. Прогиб Исикари-Румои ограничен с запада Ребун-Татарским разломом, с востока — Хоккайдским разломом [10] (см. рис. 2). Шельф у западного побережья Хоккайдо (северная и центральная части) образован верхним этажом структур прогиба Исикари-Румои. Наиболее крупные из них — Вакканайская синклинальная и Ребун-Монеронская антиклинальная зоны [10, 36] (см. рис. 2). У юго-западного побережья Хоккайдо в пределы шельфа продолжают структуры суши, сложенные палеозойскими породами, которые образуют его фундамент [55].

Западное побережье в северной части о. Хонсю в структурном отношении представляет собой часть Центральной антиклинальной зоны, которая в свою очередь является сегментом внутренней области Японской островной дуги. Фундамент зоны образован складчатым комплексом мезозой, однако большая часть осевой зоны антиклинория погребена под отложениями неоген-четвертичной вулканогенной формации «зеленых туфов» [10]. Характеристика шельфа у северо-западного побережья Хонсю аналогична его характеристике у юго-западного побережья Хоккайдо.

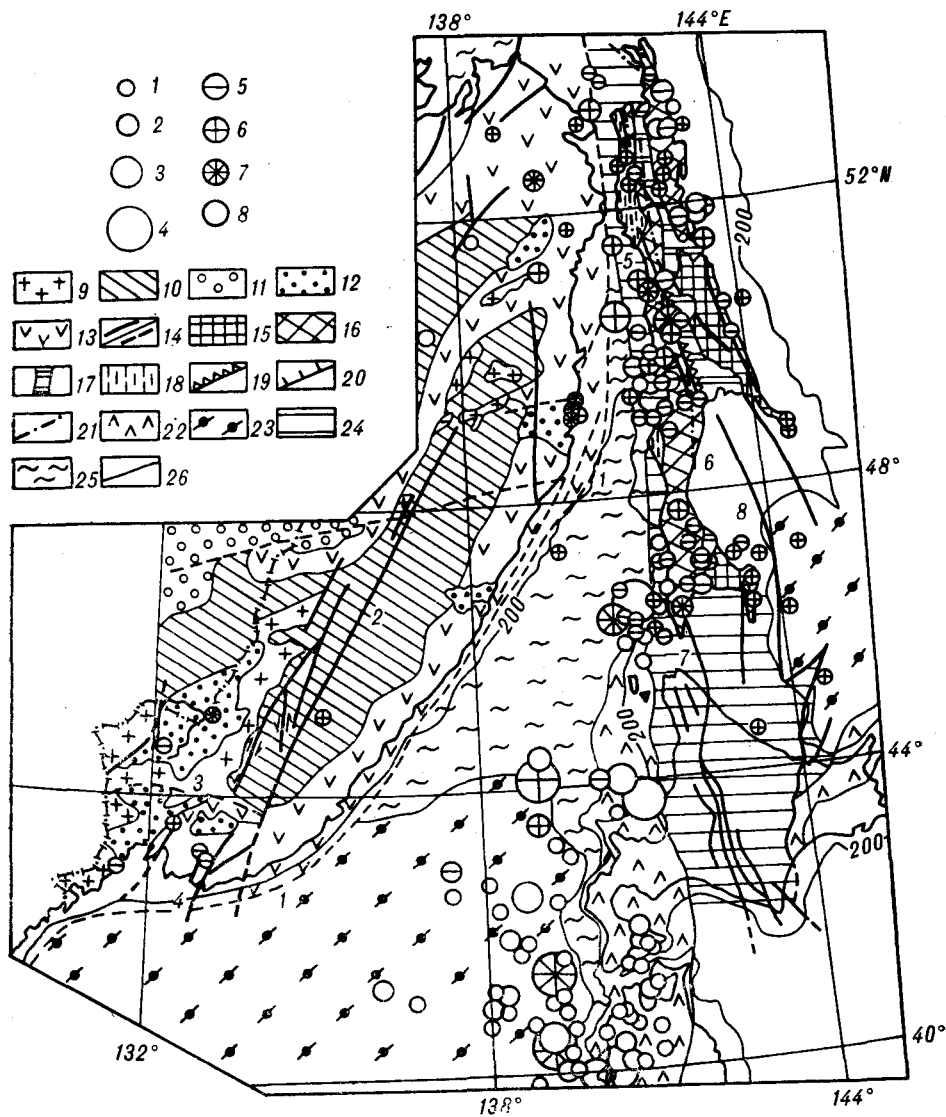


Рис. 3. Схема геологии Приморья, Сахалина, Северной Японии (Хоккайдо и северная часть Хонсю), а также дна северной части Японского моря (по [40, 48]).

Обозначения 1—8 см. рис. 2. Структурные элементы: 9—14 — Приморье (9 — Ханкинский гранитный массив; 10 — мезозойская эвгеосинклиналь; 11 — мезозойские и кайнозойские впадины; 12 — неоген-четвертичные впадины; 13 — Сихота-Алинский вулканический пояс; 14 — региональные разломы, уверенные и предполагаемые); 15—21 — Сахалин (15 — районы устойчивых поднятий с мезозой и проявлением дифференцированных глыбовых движений в неогене и кватерне; 16 — районы новообразованных с плиоцена поднятий; 17 — районы опускания в плиоцен-четвертичное время в межгорных впадинах; 18 — то же в передовых прогибах; 19 — зоны контрастного сочленения областей поднятий и опусканий в неоген-четвертичное время; 20 — надвиги; 21 — новейшие разломы); 22—26 — дно Японского моря, острова Хоккайдо и Хонсю, северная часть (22 — вулканические комплексы островных дуг; 23 — комплексы Центральной глубоководной впадины Японского моря и западной части Южно-Охотской котловины; 24 — область формирования гранитного слоя с позднего мела; 25 — мезозойский фундамент шельфа и впадины Татарского пролива; 26 — граница шельфа (изобата 200 м)). Разломы: 1 — Восточный Сихота-Алинский; 2 — Центральный Сихота-Алинский; 3 — Южный Сихота-Алинский; 4 — Партизанский; 5 — Западно-Сахалинский; 6 — Центрально-Сахалинский; 7 — Хоккайдский; 8 — Невский.

Островной склон или бордерленд у побережий Хоккайдо и Хонсю имеет сложное строение. В его пределах выделяется ряд подводных впадин и поднятий. Самая северная структура — поднятие Камай-Мусаси, отделенное от Ребун-Монеронского поднятия на шельфе так называемой Центральной синклинальной зоной. К западу — юго-западу от зоны Камай-Мусаси расположена антиклинальная зона Окусири, которая отделена от первого синклинальным прогибом. Зона Окусири является

северным флангом обширной системы подводных хребтов и одиночных гор Садо-Окусири, протягивающейся в общей сложности примерно на 700 км [36].

В области шельфа о. Хоккайдо наиболее крупным разломом является Ребун-Монеронский, ограничивающий с запада одноименное поднятие и имеющий протяженность более 400 км. На островном склоне у Хоккайдо и Хонсю выделяется разлом Окусири, который ограничивает с востока зону Окусири и имеет общую протяженность до 700 км.

Таким образом, по геологическим данным потенциально сейсмоопасными зонами на акватории северной части Японского моря следует считать разломы Восточно-Сихотэ-Алинский, Западно-Сахалинский, Ребун-Монеронский и Окусири.

**2. Геофизические поля и строение земной коры.** Поскольку особенности геофизических полей и глубинного строения земной коры могут быть связаны с сейсмичностью [40], необходимо рассмотреть наряду с геологическими и геофизические данные. Однако ограниченный объем статьи не позволяет подробно остановиться на характеристике геофизических полей, поэтому их параметры приводятся при описании сейсмоопасных зон.

В пределах акватории Японского моря выделяются как линейные зоны, так и области мозаичного магнитного поля [15, 59]. Характеристики магнитного поля обусловлены главным образом особенностями распределения разных магматических пород. Основным породам соответствуют положительные магнитные аномалии, кислым — слабopоложительные или отрицательные. Слабо контрастное поле наблюдается над депрессиями, заполненными осадками [36].

Линейные аномальные зоны магнитного поля ассоциируются с разломами. Так, Приморскому разлому соответствует линейная зона положительных магнитных аномалий с перепадом их значений до 2000 нТл и горизонтальным градиентом 250 нТл/км, Восточно-Сихотэ-Алинскому разлому — линейная зона с перепадом величин аномалий 1000 нТл и горизонтальным градиентом 500 нТл/км. Глубина залегания магнитоактивных тел составляет 1 км в зоне Приморского разлома и от 2 км в северной части до 5 км в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского разлома [15].

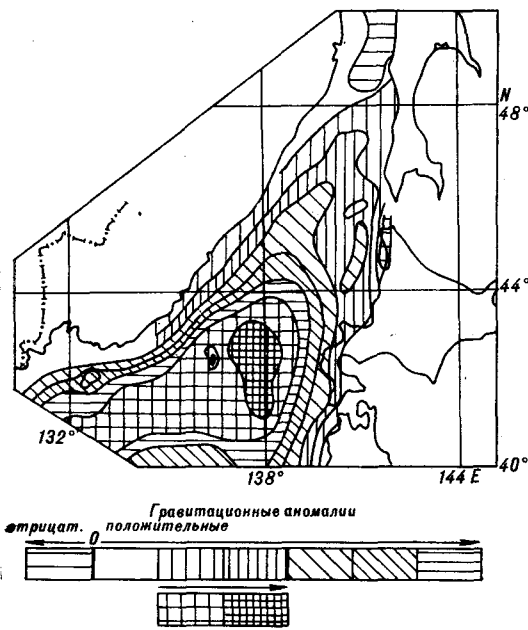
Рисири-Монеронскому разлому соответствует интенсивная положительная линейная аномалия шириной до 50 км, протягивающаяся от Крильонского полуострова Сахалина в залив Исикари. Магнитоактивные тела залегают здесь у поверхности дна [15].

Линейные магнитные аномалии субмеридиональной ориентировки, ассоциирующиеся с разломами фундамента, наблюдаются над северной частью Татарского пролива (участок пролив Невельского — м. Ламанон). Их амплитуды колеблются в пределах  $+250 \div -400$  нТл, а верхние крошки магнитоактивных тел располагаются на глубинах 2—4 км [53].

Из данных гравиметрических съемок наиболее информативна схема аномалий Буге [7, 44]. Согласно этой схеме линейная зона положительных аномалий Буге шириной 20—50 км протягивается вдоль всего побережья Сихотэ-Алия вплоть до Сахалинского залива [18], ассоциируясь с Восточно-Сихотэ-Алинским глубинным разломом. Вдоль западного побережья Сахалина наблюдаются гравитационные ступени, характеризующие зону Западно-Сахалинского разлома (районы Александровского залива, Красногорска и Чехова). Локальные максимумы аномалий Буге в пределах этой зоны выделяются в районах (с севера на юг): Рыбновска, Погиби, Лесогорска — Углегорска, Холмска и п-ова Крильон. Сходный характер имеет гравитационное поле в редукции Буге и в области япономорского побережья островов Хоккайдо и Хонсю [7, 46].

Положительные аномалии Буге из зон побережий распространяются на шельф и континентальный островной склон. Абсолютный максимум силы тяжести  $+260$  мГл, обусловленный пониженной мощностью земной коры, соответствует Центральной глубоководной впадине Японского

Рис. 4. Схема аномалий Буге для северной части Японского моря (по [44]).



моря [44]. Вдоль северо-западной и северной границ впадины при переходе к континентальному склону и шельфу Сихотэ-Алиня наблюдаются гравитационные ступени. Повышенные горизонтальные градиенты аномалий Буге установлены в области островного склона у Южного Сахалина, Хоккайдо и Хонсю (рис. 4) [7]. Эти особенности гравитационного поля являются отражением влияния глубинных разломов, обрамляющих Центральную глубоководную впадину, — Приморского и Восточно-Сихотэ-Алинского с запада и Окусири с востока.

По данным японских исследователей, в зоне Приморского шельфа величина теплового потока составляет  $80-100 \text{ мВт/м}^2$  ( $2.0-2.5 \text{ ЕТП}$ ) [63]. Такой же тепловой поток наблюдается и в зоне Японо-Сахалинского шельфа. В прибрежных зонах Приморья и Сахалина величина теплового потока вдвое меньше [45]. Следовательно, в этих районах существует значительный горизонтальный градиент теплового поля, что должно способствовать накоплению термоупругих напряжений. При формализованной интерпретации теплового поля Японского моря линейные зоны с повышенным тепловым потоком в пределах Центральной глубоководной впадины ассоциируются с крупными разломами на дне Японского моря [58].

В изучаемом регионе выделяются два типа земной коры: субокеанический под Центральной глубоководной впадиной и континентальный

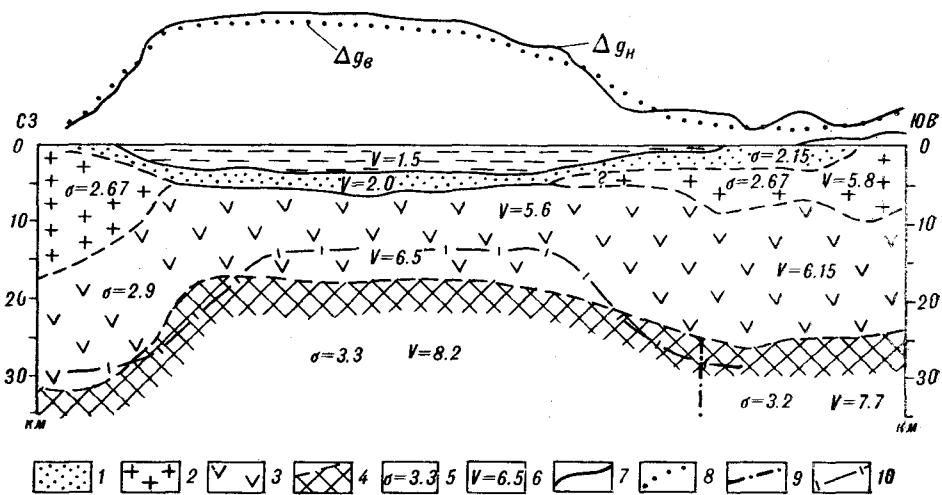


Рис. 5. Схематический разрез земной коры северной части Японского моря, профиль залив Владимира — п-ов Ога (по [14]).

1 — осадки; 2 — «гранит»; 3 — «базальт»; 4 — граница Мохоровичича; 5 — плотность,  $\text{г/см}^3$ ; 6 — скорость,  $\text{км/с}$ ; 7 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$  в редукции Буге; 8 — то же, вычисленная; 9 — разлом; 10 — граница М по данным гравиметрии.

под областями материкового и островного обрамления и шельфа. Типичный разрез континентальной коры — трехслойный (рис. 5) [14]:

1. Осадки,  $h_1 = 2-3$  км,  $V_{1p} = 2,0$  км/с.
2. «Гранитный» слой,  $h_2 = 5-14$  км,  $V_{2p} = 5,8$  км/с.
3. «Базальтовый» слой,  $h_3 = 16-18$  км,  $V_{3p} = 6,5$  км/с.

Таким образом, мощность земной коры колеблется в пределах 23—35 км, а средние скорости в ней — 5,2—5,3 км/с.

На основе корреляции между осредненными аномалиями Буге и глубиной залегания поверхности Мохо на опорных профилях ГСЗ была составлена площадная схема распределения мощностей земной коры. Минимальная ее мощность наблюдается под Центральной впадиной — 10—12 км, в направлениях к материковому и островному склонам она возрастает примерно до 20 км, а под побережьями — до 30—32 км [36, 45]. Градиент возрастания мощности земной коры для Приморья достигает 120 м/км, для побережий Хоккайдо и Хонсю — 75—80 м/км. Эти крутые уступы в рельефе границы  $M$ , с одной стороны, отражают существование зон глубинных разломов, подтверждаемое гравиметрическими данными, с другой стороны, зоны крутых уступов рельефа Мохо можно рассматривать как потенциально сейсмоопасные [40].

Несоответствие мощностей земной коры под Центральной котловиной и побережьями Приморья и Японии по данным ГСЗ и гравиметрии на рис. 5 проистекает из различия плотностей земной коры, реальных и принятых в гравиметрических моделях.

Завершая геолого-геофизический обзор, следует подчеркнуть, что наиболее крупные разломы отражены в структуре земной коры и геофизических полях. Это Восточно-Сихотэ-Алинский [7, 14, 15, 50, 58], Западно-Сахалинский [46, 52], Ребун-Монеронский и Окусири [7, 15, 25, 58]. Все эти разломы имеют глубокое заложение. На основе метода полосовой фильтрации аномалий Буге глубина заложения южной части Восточно-Сихотэ-Алинского разлома оценивается в 120 км, разлома Окусири — 60—90 км и Ребун-Монеронского — более 25 км [25].

### 3. Сейсмичность, сейсмоопасные зоны и сейсмическое районирование.

**3.1. Сейсмичность.** Сейсмичность акватории Японского моря вблизи Азиатского материка весьма слабая. Однако у западного побережья Сахалина известны землетрясения с  $M = 6,8$ , а у побережий Хоккайдо и Хонсю магнитуды землетрясений сопоставимы с их значениями у Тихоокеанского побережья Японии  $M = 7,5-7,7$ .

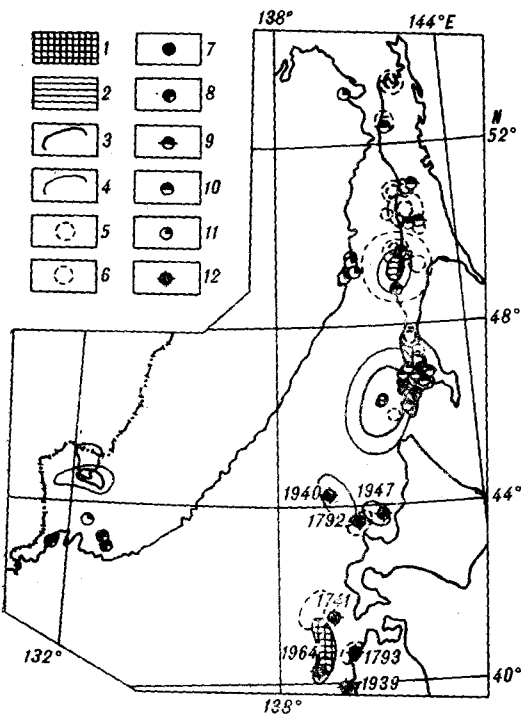
Наиболее сильные землетрясения Южного Приморья возникали в районах Партизанска (1933 г.,  $M = 4,5$ ; 1971 г.,  $M = 4,1$ ), Артем-Шкотова (1950 г.,  $M = 4,1$ ) и побережья Амурского залива (1955 г.,  $M = 4,5$ ). Интенсивность сотрясений в районах Партизанска и побережья достигала 7 баллов, в районе Артем-Шкотова — 5 баллов (заглубленный очаг,  $h \sim 14$  км) [11, 27, 29, 51].

В сентябре — октябре 1968 г. возникла группа землетрясений в районе Ванино ( $M = 4,7-5,0$ ,  $I_{\Delta} = 5-6$  баллов в пос. Датта и г. Советская Гавань). Афтершоки этих землетрясений образовали полосу широтной ориентировки длиной до 200 км (примерно по 100 км к западу и востоку от эпицентров главных землетрясений). Активная область совпадает с наложенной Совгаванской впадиной и протягивается в Татарский пролив до побережья Сахалина [35].

В районе Нижнего Приамурья весьма сильные землетрясения возникали в Чаятынь-Мевачанской зоне (1865 и 1884 гг.,  $M = 4,4$ ; 1914 г.,  $M = 6,0$ ; 1924 г.,  $M = 5,6$ ) и Чкаловской зоне (1924 г.,  $M = 5,3$ ). Землетрясения первой зоны вызывали в Николаевске-на-Амуре сотрясения до 5 баллов [11, 27, 29, 30, 51] (см. рис. 6). Землетрясение в хребте Чаятынь в 1914 г. ( $M = 6,0$ ) могло быть приуроченным к Тугурскому разлому, а Чкаловское 1924 г. ( $M = 5,3$ ) — к области пересечения Сутурско-Бичинского и Восточно-Сихотэ-Алинского разломов [12].

Рис. 6. Макросейсмические проявления сильных землетрясений в северной части региона Японского моря (по [6, 26, 40]).

1 — эпицентральные зоны известных сильнейших землетрясений ( $M \geq 7.1$ ,  $I_0 \geq 9$  б.); 2 — области проявления 8-балльных сотрясений; 3 — наблюдаемые 7-балльные изосейсты; 4 — наблюдаемые 6-балльные изосейсты; 5 — теоретические 7-балльные изосейсты; 6 — теоретические 6-балльные изосейсты; 7 — пункты с интенсивностью сотрясений 8 баллов; 8 — то же 7 баллов; 9 — то же 6—7 баллов; 10 — то же 6 баллов; 11 — то же 5 баллов; 12 — эпицентры сильнейших исторических и современных землетрясений ( $M \geq 6.5 + 7.0$ ) и области цунами на шельфе и островном склоне у побережий Хоккайдо и Хонсю (по [60], пунктир — предполагаемые).



Основываясь на графике повторяемости для всего региона Приамурья и Приморья, период повторения сильнейших землетрясений Партизанской зоны ( $M = 4.5$ ) можно определить примерно в 2 года, Ванинской ( $M = 5.0$ ) 4 года, а для Нижнего Приамурья ( $M = 5.3$  и  $6.0$ ) — от 8 до 33 лет [30]. С большой натяжкой эти оцен-

ки можно перенести и на землетрясения в зоне шельфа.

В пределах западного побережья Сахалина можно выделить три сейсмоактивных района: северный — от Сахалинского залива до южного фланга пролива Невельского, центральный — от пролива Невельского до перешейка Поясок и южный — к югу от этого перешейка.

В северном районе наиболее активна Ныйдовская зона, сильнейшие землетрясения которой (1945, 1962 гг.,  $M \sim 5$ ) вызывали в Погибях сотрясения интенсивностью 6—7 баллов [31, 43] (см. рис. 6).

В центральном районе выделяются Александровская зона на севере и Лесогорско-Углегорская зона на юге. В Александровской зоне сильные землетрясения возникали в 1906 г. ( $M = 6.0$ , на Жонкьерском маяке 6—7 б.) и 1935 г. ( $M = 5.5$ ,  $I_A = 5-6$  б.) (см. рис. 6). В южной части района у побережья произошло одно из сильнейших землетрясений Сахалина — Лесогорско-Углегорское (1924 г.,  $M = 6.8$ ), которое вызвало в ближайших к эпицентру пунктах — Лесогорск, Углегорск, Тельновск, Шахтерск — сотрясения 8 баллов и сопровождалось многочисленными афтершоками. Землетрясения с  $M = 4.7-5.5$  в последующие годы вызывали в этой зоне сотрясения интенсивностью от 4—5 до 7 баллов (см. рис. 6). Известны также землетрясения в Татарском проливе в 1907 г. ( $M \sim 6.5$ ) и в 1932 г. ( $M = 5.5$ , Северо-Татарское) [43].

Южный сейсмоактивный район Сахалина имеет более высокий уровень сейсмической активности, чем северный, однако самые сильные землетрясения здесь характеризуются такими же магнитудами, 1916 г.,  $M \sim 5$ , около Холмска. Большинство землетрясений возникало под шельфом и островным склоном, вызывая в ближайших пунктах на побережье — Холмск, Невельск, Шебунино — сотрясения до 4 баллов [34] (см. рис. 6).

В районе Крильонского полуострова эпицентры зон Западно-Сахалинского и Центрально-Сахалинского разломов сливаются с эпицентрами землетрясений диагональной (северо-запад — юго-восток) Лютогской зоны, которая образована землетрясениями Лютогского и Невельского разломов, ограничивающих Лютогскую депрессию. Вся эта совокупность эпицентров землетрясений образует единую Томаринско-Крильонскую эпицентральную зону [34].



Согласно графику повторяемости для всей территории Сахалина, период повторения сильнейших землетрясений южного сейсмоактивного района ( $M=5$ ) должен быть 5—6 лет, северного района ( $M=5$ ) — около 25—40 лет, Александровской зоны ( $M=6,0$ ) — примерно 33 года и Лесогорско-Углегорской зоны ( $M=6,8$ ) — 140 лет [31].

Сильнейшим землетрясением около Южного Сахалина является Монеронское 1971 г.,  $M=7,2$ , которое вызвало сотрясение 7—8 баллов на о. Монерон и 7 баллов на западном побережье Южного Сахалина — Горнозаводск и Шебунино. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, самые сильные из которых имели магнитуды  $M=6,2$ — $6,7$ . Как главный толчок, так и сильнейшие афтершоки сопровождались цунами [21]. В структурном отношении очаг Монеронского землетрясения приурочен к северному флангу Рисири-Монеронского поднятия на шельфе Северного Хоккайдо, кулисно смещенному к западу относительно структур Южного Сахалина. Механизм очага главного толчка и сильнейших афтершоков — взбросодвиг, поднято юго-восточное крыло разрыва. Горизонтальная протяженность очага составляет 110 км, вертикальная — 25 км [2].

Землетрясения с  $M \geq 6,5$  у западного побережья Северного Хонсю известны с IX в. (830, 1694, 1704, 1810 и 1897 гг.) [38, 61]. В зоне бордерленда западнее Хоккайдо в 1741 и 1792 гг. произошли землетрясения с  $M=7$ —8. Все упомянутые землетрясения сопровождались цунами.

По инструментальным данным сильные землетрясения известны как в зоне шельфа Хонсю (1939 г.,  $M=7,0$ ) и Хоккайдо (1947 г.,  $M=7,1$ ), так и в пределах бордерленда (1940 г.,  $M=7,5$ , западнее Хоккайдо; 1964 г.,  $M=7,0$ , западнее Хонсю). Все эти землетрясения также вызвали цунами [61].

Крупнейшим сейсмическим событием этого региона является землетрясение Нихонкай-Тюбу 1983 г.,  $M=7,7$ , в зоне островного склона у Северного Хонсю, которое вызвало цунами. Размеры области очага по афтершокам составляют 100—120 км в длину и около 35 км в ширину, механизм очага — взбросодвиг с поднятым юго-восточным крылом [64]. Сильнейший афтершок этого землетрясения имел магнитуду  $M=7,3$ . Землетрясение приурочено, по-видимому, к разлому Окусири. Оно проявилось в ближайших пунктах побережья Японского моря на Хоккайдо и Хонсю с интенсивностью V баллов по шкале JMA или 8 баллов по шкале MSK-64 [60] (см. рис. 6). Цунами от этого землетрясения причинило ущерб и на побережье Российской Дальнего Востока.

В соответствии с графиком повторяемости для района, включающего побережье, шельф и островной склон ( $\varphi=40$ — $44,5^\circ$  с. ш.,  $\lambda=137$ — $144^\circ$  в. д.), период повторения землетрясений типа Нихонкай-Тюбу ( $M=7,7$ ) может составлять примерно 70 лет, с  $M=7,0$  — около 20 лет и с  $M=6,5$ —10 лет.

**3.2. Выделение сейсмоопасных зон.** По совокупности геолого-геофизических и сейсмологических данных были выделены сейсмоопасные зоны. В районе Южного Приморья они сохранены в том же виде, что и на карте сейсморайонирования СССР (ОСР-78), и лишь несколько продлены на шельф по геологическим данным (рис. 7).

На шельфе Приморья сейсмоопасной зоной является Восточно-Сихотэ-Алинский разлом, который можно разделить на три сегмента: южный — до  $134^\circ$  в. д., центральный — до  $49^\circ$  с. ш. и северный к северу от  $49^\circ$  с. ш. Ширина зоны принята равной 35 км по магнитометрическим данным [15]. Весь южный сегмент и примыкающая к нему часть центрального асейсмичны, несмотря на изменение структуры земной коры и интенсивные аномалии геофизических полей. Возможно, что одной из причин пассивности этой части разлома является интенсивный вынос глубинного тепла [58]. Северо-восточная часть центрального и весь северный сегмент Восточно-Сихотэ-Алинского разлома по названным выше аномальным признакам могут быть сейсмоопасными. Если ориентироваться на сильнейшие из происшедших землетрясений, то магнитуда

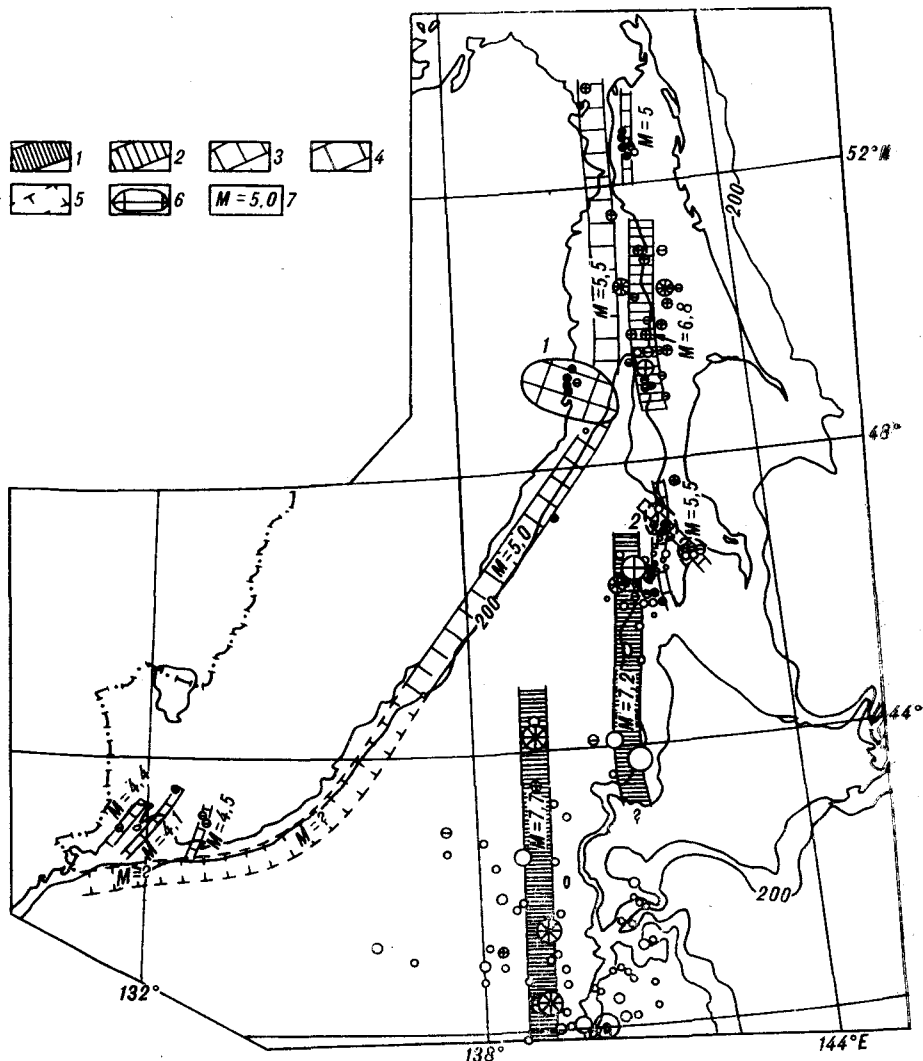


Рис. 7. Схема сейсмоопасных зон для северной части Японского моря.

1 — зоны с  $M = 7-8$ ; 2 — то же с  $M = 6-7$ ; 3 — то же с  $M = 5-6$ ; 4 — то же с  $M = 4-5$ ; 5 — предполагаемые сейсмоопасные зоны; 6 — сеймотектонические узлы (1 — Ванинский; 2 — Холмский); 7 — значения ожидаемых максимальных магнитуд для выделенных сейсмоопасных зон.

возможного землетрясения для северо-восточной части центрального сегмента может быть равной 5,0, для северного сегмента 5,3—5,5. Названные участки разлома разделяются изометричной сейсмоактивной областью, совпадающей с наложенной Совгаванской впадиной (N—Q). Эту область можно рассматривать как сеймотектонический узел (Ванинский), в пределах которого сильнейшее землетрясение будет иметь магнитуду  $M \sim 5$  (см. рис. 7).

В Сахалинском регионе выделяются три сейсмоопасных зоны: Ныйдовская, Центральпо-Сахалинская и Крильонская (см. рис. 7).

Ныйдовская зона ( $L \sim 150$  км,  $M_{\max} = 5,0$ , ширина  $\sim 20$  км по ширине положительной магнитной аномалии) может быть связана с северным сегментом Западно-Сахалинского разлома [26, 41]. В гравитационном поле Ныйдовской зоне соответствуют область повышенных значений аномалий Буге с максимумами в районах Погибей и Рыбновска и область повышенных изостатических аномалий [7].

Центральпо-Сахалинская зона ( $L \sim 300$  км,  $M_{\max} = 6,8$ , ширина  $\sim 35$  км по ширине 8-балльной зоны Лесогорско-Углегорского землетрясения) связана с центральным сегментом Западно-Сахалинского раз-

дома. Сейсмическая активность зоны хорошо коррелируется с амплитудами новейшего воздымания Западно-Сахалинских гор [41]. На фоне отрицательного магнитного поля в зоне выделяются положительные аномалии в районах Широкой пади, Лесогорска — Углегорска и п-ова Ламанов [46]. Почти на всем протяжении зоны наблюдаются резкие гравитационные ступени аномалий Буге [46], а также положительные изостатические аномалии [7].

Крильонская зона ( $L \sim 200$  км, ширина  $\sim 20$  км по аналогии с Ныйдовской зоной) протягивается к югу от  $47,5^\circ$  с. ш. и приурочена к южному сегменту Западно-Сахалинского разлома. Наиболее сильные землетрясения имеют магнитуду  $M = 5,0$  [34] (см. рис. 7). В пределах зоны находится интенсивная положительная линейная магнитная аномалия, отвечающая основной интрузии, внедрившейся по сегменту Западно-Сахалинского разлома (район Чехова). В северной части зоны выделяется максимум  $\Delta g_b$ , в южной — наблюдается градиентное поле между Крильонским полуостровом и Монеронской впадиной [7, 44].

Крильонская зона в своей северной части осложнена локальной Лютогской зоной северо-западной ориентировки, совпадающей с одноименной наложенной впадиной. Наиболее сильные землетрясения Лютогской зоны,  $M = 5,5$ , возникли на ее пересечении с зоной Центрально-Сахалинского разлома [31]. Считая Лютогскую зону единым тектоническим элементом, следует ожидать возникновения такого же землетрясения и при ее пересечении с Западно-Сахалинским разломом, а саму область пересечения рассматривать как сейсмотектонический узел (Холмский, см. рис. 7).

На шельфе Северного Хоккайдо можно выделить Рисири-Монеронскую зону ( $L \sim 450$  км,  $M_{\max} = 7,2$ ), которая приурочена к одноименному подводному поднятию. Поднятие ограничено по бортам разломами, из которых более ярко выражен Ребун-Татарский (Рисири-Монеронский), протягивающийся вдоль западного фланга [10]. В пределах зоны известны два сильных землетрясения — 1947 г.,  $M = 7,1$  на юге и 1971 г.,  $M = 7,2$  на севере (см. рис. 7). Оба землетрясения сопровождалось цунами. В области между эпицентрными зонами этих землетрясений неизвестны даже слабые толчки, поэтому ее можно рассматривать как «зону молчания», в пределах которой возможны землетрясения типа Монеронского [28]. Рисири-Монеронской зоне соответствуют протяженные линейные аномалии магнитного и гравитационного полей — до 250 км [44].

Зона Окусири ( $L \sim 550$  км,  $M_{\max} = 7,7$ , ширина до 35 км по ширине области афтершоков землетрясения Нихонкай-Тюбу 1983 г.) выделена как глубинная зона, глубина заложения до 90 км, в области гравитационной ступени у подножья островного склона Хоккайдо и Хонсю на основе спектрального анализа аномалий Буге [25]. По-видимому, в пределах этой области имеет место активное тектоническое взаимодействие коромантийных блоков островов Хоккайдо и Хонсю и Центральной глубоководной впадины Японского моря. Первопричиной взаимодействия могут быть глубинные процессы, происходящие во фронтальной части Японской дуги.

К наиболее сильным землетрясениям зоны Окусири относятся землетрясения 1940 г.,  $M = 7,5$  в северной части и 1983 г.,  $M = 7,7$  в южной (см. рис. 7). Центральная часть зоны слабо сейсмична, однако здесь тоже возможны землетрясения с  $M \sim 7,5$ , исходя из аналогии с подобными областями у Тихоокеанского побережья Японии [28, 62].

*3.3. Оценки сейсмического потенциала сейсмоопасных зон и сейсмического эффекта при сильнейших землетрясениях этих зон.* Для зон у побережья Азиатского континента значения магнитуд максимально возможных землетрясений были приняты по наиболее сильным из известных землетрясений. По такому же принципу выбраны значения  $M_{\max}$  для Ванинского и Холмского сейсмотектонических узлов. Для сейсмоопасных зон Западного Сахалина и у западных побережий Хок-

кайдо и Хонсю величины  $M_{\max}$  были определены по их протяженности с переносом критериев, известных для зон суши, на акватории [4, 57]. Оценки  $M_{\max}$  находятся из соотношения [57]:  $2 \lg L + 2 \geq M_{\max} \geq 1,8 \lg L + 1,4$ . Левая часть соотношения характеризует тектонически и сейсмически высокоактивные зоны, правая — слабоактивные зоны. Вычисленные и наблюдаемые значения магнитуд для сильнейших известных землетрясений рассматриваемых зон отличаются на 0,1—0,3 единицы магнитуды.

При сопоставлении оценок  $M_{\max}$ , вычисленных по протяженности зон, с оценками, полученными по сейсмологическим данным (пересчет из  $K_{\max}$ ) для Сахалина [32], выявилось существенное завышение последних для Ныйдовской (0,5—1,7 единицы магнитуды) и Крильонской (1,7 единицы магнитуды) зон.

Интенсивность сотрясений при сильнейших землетрясениях сейсмоопасных зон Сихотэ-Алиньского региона определена по стандартному макросейсмическому уравнению Н. В. Шебалина [56]:  $I_{\Delta} = 1,5 M - 3,5 \lg \sqrt{h^2 + \Delta^2} + 3$ . Макросейсмическое уравнение для Приморья из работы [37] основано на данных всего четырех сильных землетрясений и дает завышение интенсивности сотрясений в эпицентре на 1 балл. Для региона Сахалина и Хоккайдо — Хонсю использовалось сахалинское макросейсмическое уравнение [33]:  $I_{\Delta} = 1,6M - 4,3 \lg \sqrt{h^2 + \Delta^2} + 3,3$ . Известные уравнения для Японии [65, 66] составлены для Тихоокеанского побережья и дают заниженную интенсивность сотрясений в эпицентре. Кроме того, они определяют сейсмический эффект по шкале JMA, не имеющей точной количественной увязки со шкалой MSK-64.

На основе приведенных макросейсмических уравнений с использованием значений глубин для известных сильнейших землетрясений были оценены интенсивности сотрясений как в выделенных сейсмоопасных зонах, так и в их окрестностях. При этом предполагалось, что сильнейшее землетрясение может возникнуть в любом месте сейсмоопасной зоны. Необходимо отметить, что сильнейшие землетрясения сейсмоопасных зон Рисири-Монеронской и Окусири не представляют непосредственной угрозы для побережий Приморья (для Сахалина от первой зоны возможны сотрясения до 7 баллов), однако их следует учитывать как источник цунами. Повторяемость сильнейших землетрясений и соответствующего им уровня интенсивности сотрясений определялась либо путем экстраполяции графиков повторяемости (Сихотэ-Алинь, Хоккайдо — Хонсю), либо принималась по картам сотрясаемости (Сахалин).

Из сопоставления рис. 1 и 7 видна принципиальная разница между весьма неопределенными соображениями о возможном положении сейсмоопасных зон в работе [40] и результатом целенаправленного анализа геолого-геофизической и сейсмологической информации для зон побережья и шельфа, проделанного в рамках настоящей статьи. В последнем случае сейсмоопасные зоны имеют конкретную структурно-тектоническую привязку, а также геолого-геофизические и сейсмологические характеристики, позволяющие дать более аргументированную оценку сейсмической опасности.

**3.4. Схема сейсмического районирования.** На основе оценок интенсивностей сотрясений при сильнейших землетрясениях выделенных сейсмоопасных зон составлена схема обзорного (масштаб 1:5 000 000) сейсмического районирования региона Японского моря (северная часть) (рис. 8). Она состоит из следующих элементов.

1. Приморье: а) Восточно-Приморская зона —  $M_{\max} = 5$ ,  $I_0 = 6$  б.; б) Северо-Сихотэ-Алиньская зона —  $M_{\max} = 5,5$ ,  $I_0 = 7$  б.; в) Ванинский сейсмотектонический узел —  $M_{\max} = 5$ ,  $I_0 = 6$  б. (при  $M_{\max} = 5,5$  и  $I_0 = 7$  б. значение  $T_7 \sim 25 000$  лет по оценке С. Л. Соловьева [42]).

2. Сахалин: а) Ныйдовская зона —  $M_{\max} = 5$ ,  $I_0 = 6$  б.; б) Централь-но-Сахалинская —  $M_{\max} = 6,8$ ,  $I_0 = 8$  б.,  $T_8 = 2000$  лет для южной части

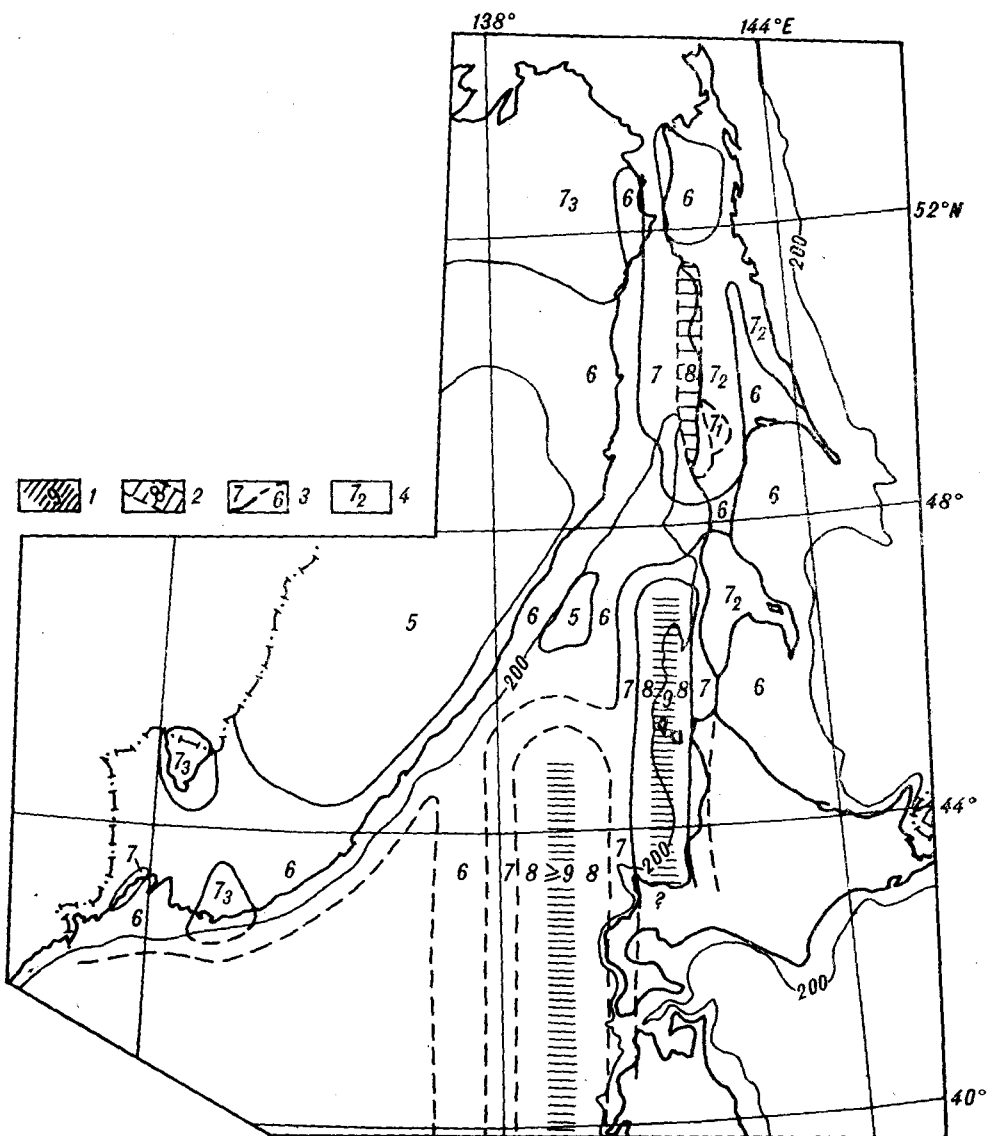


Рис. 8. Схема обзорного сейсмического районирования региона Японского моря (северная часть), масштаб 1 : 5 000 000.

1 — зоны с интенсивностью сотрясений  $I_0 \geq 9$  б.; 2 — то же с  $I_0 = 8$  б.; 3 — границы зон различной балльности; 4 — индексация зон с различной повторяемостью 7-балльных сотрясений согласно карте ОСР-78.

и 10 000 лет для северной; в) Крильонская зона —  $M_{\max} = 5,5$ ,  $I_0 = 7$  б.,  $T_7 = 200$  лет (?), фактически  $T_7 \sim 2000$  лет; г) Холмский сейсмотектонический узел —  $M_{\max} \sim 5,5$ ,  $I_0 = 7$  б., значение  $T_7$  то же, что и для Крильонской зоны.

3. Хоккайдо и Хонсю: а) Рисири-Монеронская зона на шельфе —  $M_{\max} = 7,2$ ,  $I_0 = 9$  б.,  $T_9 = ?$ ,  $T_8 \sim 2000$  лет; б) зона Окусири на островном склоне —  $M_{\max} = 7,7$ ,  $I_0 = 9-10$  б.,  $T_9 \sim 200-600$  лет,  $T_8 \sim 100$  лет.

Выделение сейсмоопасных зон на шельфе в северной части Японского моря привело к изменению действующей карты сейсмозонирования (ОСР-78) в районах Нижнего Приамурья и северной части Западного Сахалина (см. рис. 8).

1. *Ассиновская Б. А., Назшина Л. П.* Некоторые проблемы сейсмического районирования акваторий // Сейсмическое районирование шельфа.— Владивосток, 1990.— С. 130—137.
2. *Балакина Л. М.* Механизм очага Монеронского землетрясения и его сильнейших афтершоков // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока.— Владивосток, 1976.— С. 88—93.
3. *Безвержний В. Л., Соловьян А. А.* Разрывные нарушения в кайнозойских отложениях на шельфе и материковом склоне Японского моря у берегов Юго-Восточного Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1977.— С. 107—114.
4. *Белоусов Т. П., Крестников В. Н., Шебалин Н. В.* Выделение сейсмогенных зон Центральной Кубы и оценка их максимальной магнитуды // Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба).— М.: Наука, 1983.— С. 81—85.
5. *Берсенева И. И.* Геологическое строение Сихотэ-Алиня // Труды СахКНИИ. Вып. 33.— Южно-Сахалинск, 1972.— С. 26—32.
6. *Берсенева И. И., Гнибиденко Г. С., Гришкян Л. А. и др.* Приамурье и Приморье // Сейсмическое районирование территории СССР. Ч. 2, гл. 28.— М.: Наука, 1980.— С. 248—256.
7. *Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А. и др.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
8. *Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н.* Магнитное поле // Строение дна Охотского моря. Гл. 7.— М.: Наука, 1981.— С. 93—98.
9. *Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М.* О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория // Геология и геофизика.— 1963.— № 3.— С. 132—134.
10. *Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
11. *Даммер А. Э.* Дальневосточная зона сейсмичности // Вопросы географии Дальнего Востока.— Хабаровск, 1971.— С. 104—114.
12. *Караулов В. В., Ставцев А. Л.* О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока // Геотектоника.— 1975.— № 4.— С. 71—84.
13. *Катренко В. Г., Спиринов А. И., Уломов И. В. и др.* Регистрация землетрясений донными и наземными акселерометрами на острове Шикотан (Курильские острова) // Сейсмическое районирование шельфа.— Владивосток, 1990.— С. 173—186.
14. *Ковылин В. М.* Строение земной коры в области Японского моря.— М.: Наука, 1979.
15. *Красный М. Л.* Аномальное магнитное поле Японского моря // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 190, № 2.— С. 413—416.
16. *Кузин И. П.* Обзорное сейсмическое районирование шельфов северных окраинных морей СССР на примере моря Лаптевых // Морская сейсмология и сейсмометрия/ИО АН СССР.— М., 1989.— С. 109—134.
17. *Кузин И. П.* О сейсмическом районировании шельфов на примере Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфов.— Владивосток, 1990.— С. 66—98.
18. *Кулинич Р. Г.* Геофизические поля Сихотэ-Алиня и их геологическая интерпретация // Труды СахКНИИ. Вып. 33.— Южно-Сахалинск, 1972.— С. 33—39.
19. *Кулинич Р. Г., Васильев Б. И., Строев П. А., Шевалдин Ю. В.* Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1974.— С. 134—144.
20. *Левин Б. В., Соловьев С. Л.* Вариации поля массовых скоростей в плейстосейстовой зоне подводного землетрясения // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 4.— С. 849—852.
21. *Леонов Н. Н., Соловьев С. Л., Субботин В. А. и др.* Макросейсмический эффект Монеронского землетрясения // Сейсмическое районирование Сахалина.— Владивосток, 1977.— С. 93—111.
22. *Лившиц М. Х., Милашин А. П., Сиплатов В. А.* Строение Татарского пролива по данным метода отраженных волн // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей.— М.: Наука, 1972.— С. 123—132.
23. *Липкин Ю. С.* Геоморфологическое районирование Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря.— Владивосток, 1973.— С. 36—48.
24. *Меланхольдина Е. А.* Западно-Сахалинский прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— М.: Наука, 1973.
25. *Мелихов В. Р., Гайнанов А. Г., Гилод Д. А., Строев П. А.* Структура гравитационного поля Япономорской переходной зоны // Гравиметрические исследования на море.— М.: Наука, 1988.— С. 97—109.
26. *Мельников О. А., Оскорбин Л. С., Павлов Ю. А., Соловьев С. Л.* Сахалин // Сейсмическое районирование территории СССР. Ч. 2, гл. 29.— М.: Наука, 1980.— С. 256—263.
27. *Мирошников Л. Д.* О сейсмичности Приморья // Изв. Всесоюзного географического общества.— 1974.— Т. 106, вып. 6.— С. 271—276.

28. *Могов К.* Предсказание землетрясений.— М.: Мир, 1988.
29. *Оранов М. Г.* Новые данные о сейсмичности Приморского края // В помощь производству. № 2.— Владивосток, 1962.— С. 117—118.
30. *Оскорбин Л. С.* Сейсмичность Приморья и Приамурья // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приамурья и Приморья.— Владивосток, 1977.— С. 128—142.
31. *Оскорбин Л. С.* Сейсмичность Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина.— Владивосток, 1977.— С. 3—22.
32. *Оскорбин Л. С.* Количественная оценка сейсмичности и сейсмической опасности Сахалина // Там же.— Владивосток, 1977.— С. 23—33.
33. *Оскорбин Л. С.* Уравнения сейсмического поля сахалинских землетрясений // Там же.— С. 34—45.
34. *Оскорбин Л. С.* Сейсмичность юго-западного района Сахалина в 1914—1971 гг. // Обработка сейсмологических наблюдений и поиск предвестников землетрясений на Дальнем Востоке.— Владивосток, 1978.— С. 62—67.
35. *Оскорбин Л. С., Поплавская Л. Н., Ваннинские* землетрясения сентября—октября 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 году.— М.: Наука, 1972.— С. 184—186.
36. *Основные* черты геологического строения дна Японского моря.— М.: Наука, 1978.
37. *Пышкин В. А., Сушков Н. Г., Яковлев С. В.* Сейсмичность и уравнения сейсмического поля юга Приморского края // Инженерно-геологические и мерзлотные исследования Дальнего Востока.— Хабаровск, 1983.— С. 3—7.
38. *Ризгер Ч.* Элементарная сейсмология.— М.: ИЛ, 1963.
39. *Салун С. А.* Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы // Геотектоника.— 1977.— № 1.— С. 89—102.
40. *Сейсмическое* районирование территории СССР.— М.: Наука, 1980.
41. *Соловьев С. Л.* Сахалин // Сейсмическое районирование СССР. Т. II, гл. XI.— М.: Наука, 1968.— С. 390—407.
42. *Соловьев С. Л.* Сейсмическое районирование Приамурья и Приморья— вариант 1979 года // Сейсмичность и механизмы очагов землетрясений Дальнего Востока.— Южно-Сахалинск, 1980.— С. 6—30.
43. *Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д.* Землетрясения на Сахалине.— М.: Наука, 1967.
44. *Строев П. А.* Аномалии силы тяжести акватории Японского моря // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 198, № 4.— С. 818—821.
45. *Строение* земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
46. *Сычев П. М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий.— М.: Наука, 1966.
47. *Тектоника* континентальных окраин северо-запада Тихого океана.— М.: Наука, 1980.
48. *Тектоническая* карта Северной Евразии/Мингео СССР.— М., 1980.
49. *Тузев И. К.* Общие черты строения осадочного слоя о. Сахалин и прилегающих акваторий // Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1977.— С. 30—41.
50. *Тузев И. К., Веселов О. В., Воробьев В. М. и др.* Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Труды СахНИИ. Вып. 24.— Южно-Сахалинск, 1970.— С. 5—28.
51. *Уланов А. С.* К материалам по сейсмологии Дальнего Востока // Изв. Дальневост. геофиз. ин-та. Вып. 29.— Владивосток, 1932.— С. 25—31.
52. *Хведчук И. И., Ефременков А. Ф., Балабко Г. В.* Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР.— Владивосток, 1981.— С. 70—80.
53. *Хведчук И. И., Сапожников Б. Г., Воробьев В. М., Рабей С. Л.* Особенности геологического строения центральной и северной частей Татарского пролива по данным гидромагнитных исследований // Естественные геофизические поля Дальневосточных окраинных морей.— Владивосток, 1977.— С. 44—52.
54. *Худяков Г. И.* К происхождению донного рельефа впадины Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1974.— С. 17—25.
55. *Чои Д. Р., Накаяма Т., Торимас К., Мияно М.* Геологическое строение дна северо-восточной части Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 5.— С. 3—20.
56. *Шебалин Н. В.* Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР.— М.: Наука, 1968.— С. 95—109.
57. *Шебалин Н. В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1971.— № 6.— С. 12—21.
58. *Шевальдин Ю. В.* Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, 1974.— С. 162—167.
59. *Шевальдин Ю. В.* Аномальное магнитное поле Японского моря.— М.: Наука, 1978.
60. *Накуно М., Uda M., Suzuki T., Iwashita K.* Notes on engineer constructions damages caused by Nihon-Chubu, 1983 earthquake // Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo.— 1983.— V. 58, N 4.— P. 879—926.

61. Hatori T., Katayama M. Tsunami behavior and source areas of historical tsunamis in Japan Sea // *Ibid.*—1977.— V. 52, N 1.— P. 49—70.
62. Mogi K. Two kinds of seismic gaps // *Pure Appl. Geophys.*—1979.— V. 117.— P. 1172—1186.
63. Rikitake T., Miyamura S., Tsubokawa I. et al. Geophysical and geological data in and around Japan Arc // *Canad. J. Earth Sci.*—1968.— V. 5, N 150.— P. 485—489.
64. Satake K. The mechanism of the 1983 Japan sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis // *Phys. Earth Planet. Inter.*—1985.— V. 37, N 4.— P. 249—260.
65. Utsu T. Relation between seismic intensity, epicentral distance and magnitude. Part 1. Empirical equation coast earthquakes of the eastern part of Japan // *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo.*—1984.— V. 59, N 2.— P. 219—233.
66. Utsu T. Relation between seismic intensity near the epicenter, depth of focus and magnitude // *Ibid.*—1988.— V. 63, N 1.— P. 23—37.

*Институт океанологии РАН  
Москва*

*Поступила в редакцию  
2 декабря 1992 г.*

УДК 550.42

*А. Ю. Антонов*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ МАТАКОТАНСКОЙ СВИТЫ о. ШИКОТАН (Малая Курильская гряда)

Все изученные меловые вулканы матакотанской свиты о. Шикотан по составу соответствуют типичным островодужным образованиям, которые в сравнении со всей ассоциацией вулканитов молодой островной дуги Больших Курил характеризуются целым комплексом специфических свойств (например, повышенными содержаниями Na, Ba, Cu при пониженных — Ca, Mo и B). При этом здесь проявлено несколько генетически различных геохимических типов вулканитов с резким преобладанием слабощелочных толеитовых образований (близких продуктам фронтальных зон вулканизма островных дуг) и совсем незначительным проявлением субщелочных вулканитов с повышенным содержанием калия (близких тыловым островодужным образованиям).

Выявлено, что практически все вулканы в той или иной степени подвержены вторичному изменению под действием как морских, так и ювенильных вод. При этом наблюдаемое в большей части вулканитов значительное увеличение наряду с общей щелочностью и их калиевости обусловлено именно поздним ювенильным воздействием, усилившимся в северо-западном направлении (в сторону древнего погружения морского дна) и начавшимся, судя по составу цеолитов, в то время, когда эти вулканы еще не были погребены под флишевой толщей. Предполагается, что выявленное ювенильное воздействие, а также проявление здесь редких вулканитов с изначально повышенным содержанием калия можно связать с развитием высококалийного шопонитового магматизма на северо-западе структуры.

Особенности геологического строения Малой Курильской гряды, расположенной к востоку от активной в настоящее время Большокурильской и являющейся типичным представителем невулканических фронтальных дуг в молодых эшелонированных системах Тихого океана, уже давно привлекали пристальное внимание исследователей. Все это отразилось в значительном количестве публикаций [2, 3, 14, 17, 20], в которых в немалой степени уже охарактеризованы возрастное и общее структурно-формационное членение геологических образований всего района, а также, в общем плане, вещественный состав (включая изотопный) и некоторые петрологические особенности кристаллизации продуктов магматизма. Показано, что Малая Курильская гряда складывается как бы из трех поясов, различающихся по генезису и истории образования, со специфически зональным вещественным характером проявленного в них магматизма. При этом самые высокощелочные шопонитовые образования развиваются здесь в центре, что не соответствует ни одной типичной островной дуге мира. Согласно с отмеченным, разными



авторами предлагаются несколько генетических моделей происхождения и развития Малокурильской структуры, часто во многом опирающихся на вариации в составах магматитов региона. Понятно, что в этом случае корректная генетическая вещественная типизация продуктов магматизма имеет первостепенное значение.

Вместе с тем, как следует из литературных данных, специфическая вещественная зональность магматизма проявлена не только поперек Малокурильской структуры в целом, но ее можно предполагать как вдоль, так и поперек в пределах каждого из отмеченных выше формационных поясов. При этом наблюдающиеся различия (часто весьма значительные) в составах магматических пород могут быть обусловлены: 1) проявлением изначально генетически различных образований; 2) аналитическими погрешностями; 3) влиянием вторичных гидротермальных процессов, которые [10] могут быть весьма существенными в древних магматических комплексах и, особенно, в их подводных или водно-прибойных фациях, каковыми в первую очередь являются вулканы матакотанской свиты.

В имеющейся литературе весь этот комплекс причин обычно не обсуждается и, соответственно, первичность составов тех или других магматитов часто обоснована явно слабо или не обоснована совсем. При этом геохимическое исследование всего комплекса магматических пород Малых Курил было проведено также явно недостаточно детально и тщательно даже на самом крупном острове структуры (не говоря о более мелких островах), а характеристика пород базируется в основном на петрохимических данных (часто не совпадающих у разных авторов). Все это, конечно, затрудняет построение корректных генетических моделей происхождения и развития данной структуры.

С целью устранения отмеченных недостатков, а также учитывая особую актуальность исследования Малых Курил в рамках проблемы происхождения и развития Курильской системы в целом, нами в 1989—1990 гг. вместе с геологами Института океанологии АН СССР из группы Л. П. Зоненшайна было проведено новое детальное геохимическое опробование малокурильских образований. К настоящему времени большая часть имеющегося материала обработана и по имеющимся проблемам получена новая важная петролого-геохимическая информация. Значительная часть ее, посвященная вопросам геохимической типизации достаточно пестрого по составу комплекса вулканических образований крайнего северо-западного пояса структуры на о. Шикотан (матакотанская свита), предлагается в данной статье. Составы пород определялись в тех же лабораториях и по тем же методикам, что и составы четвертичных вулкаников из коллекции, изученной нами ранее во время комплексных исследований островной дуги Больших Курил [1], что будет важно при дальнейших сопоставлениях.

**Геолого-петрографический очерк.** Общие сведения о геологическом строении северо-западной части о. Шикотан, где развиты отложения матакотанской свиты, неоднократно опубликованы. Поэтому сразу перейдем к описанию конкретных объектов нашего исследования, т. е. вулканических пород этой свиты в соответствии с их проявлением с северо-запада на северо-восток вдоль всего острова (рис. 1).

1. Бухта Звездная. На протяжении нескольких километров вдоль береговой линии среди туфов, туфобрекчий и туфокоаглюмератов выявлено несколько маломощных потоков субафировых и разнопорфировых лав как подводных, так и надводных излияний скорее всего одного и того же субаэрального вулкана. На некоторых участках туфобрекчия прорывается субвертикальными маломощными (0,5—1,0 м) среднепорфировыми дайками.

Все эти породы, включая и обломки во вмещающих отложениях, характеризуются базальтовым составом. Среди вкрапленников в них резко преобладает плагиоклаз, клинопироксен (1—2%) и титаномагнетит проявлены редко. В изученных афировых базальтах одного из

**Состав меловых вулканитов матакотанской**

Компо- нент	1*	2	3	4	5	6	7*	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	47,49	45,22	46,30	48,21	46,66	47,08	45,14	47,44	47,54	50,88
TiO <sub>2</sub>	1,16	0,93	0,96	0,99	1,00	1,14	0,86	1,44	0,93	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	18,80	18,79	18,36	18,58	18,34	19,35	18,50	19,10	17,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,59	5,30	7,13	5,36	6,81	6,70	6,44	6,30	5,60	5,17
FeO	3,95	3,78	4,09	5,44	4,17	5,08	4,53	3,96	4,49	3,72
MnO	0,26	0,17	0,20	0,21	0,19	0,21	0,25	0,21	0,26	0,15
MgO	5,66	3,20	5,15	4,20	5,44	4,43	4,18	4,80	4,90	3,90
CaO	8,59	6,80	11,37	10,70	10,15	11,02	9,32	8,10	10,90	7,70
Na <sub>2</sub> O	3,01	6,15	2,70	3,15	3,19	2,92	4,13	4,48	3,45	3,50
K <sub>2</sub> O	1,64	0,88	0,51	0,38	0,77	0,60	0,50	0,59	0,49	1,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,18	0,13	0,24	0,23	0,28	0,13	0,18	0,20	0,23
П. п. П.	2,79	7,64	2,28	1,88	2,41	1,70	4,79	3,93	1,60	2,72
Сумма	99,76	99,05	99,61	99,12	99,60	99,50	99,62	99,93	99,46	99,12
Rb	15	6	3	<2	6	4	4	2	2	28
Li	17	6	5	3	13	6	5	6	5	6
Ba	420	260	210	450	480	380	230	420	430	650
Sr	320	520	510	620	510	500	640	480	470	480
V	440	430	360	450	330	480	420	(370)	(440)	(260)
Cr	26	24	35	56	52	50	29	(39)	(45)	(39)
Co	33	26	34	41	27	32	25	(18)	(18)	(16)
Ni	32	18	34	36	42	33	26	(22)	(<10)	(26)
Cu	330	180	190	160	150	360	440	(187)	(650)	(175)
Zn	78	60	57	85	44	81	72	(100)	(94)	(79)
Pb	2,9	4,4	0,9	0,8	1,5	1,4	0,7	—	—	—
Sn	0,9	0,6	0,8	0,6	1,4	<1,0	0,7	—	—	—
Mo	0,6	0,3	0,3	0,5	0,3	0,6	0,3	—	—	—
Be	0,7	0,4	0,4	0,8	0,2	0,6	0,4	—	—	—
B	13	43	5	5	6	10	9	—	—	—
F	300	360	350	360	300	360	125	—	—	—
Nb	—	—	0,3	0,8	—	0,9	—	—	—	—
Zr	(60)	(50)	45	30	(50)	95	(40)	(50)	(40)	(90)
Hf	—	—	1,1	1,2	—	3,5	—	—	—	—

Компо- нент	22*	23*	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	50,00	48,76	46,21	46,54	46,66	47,74	48,55	48,74	49,30	48,84
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,87	0,89	0,93	0,86	0,88	0,97	0,80	1,19	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,87	18,03	19,49	19,40	17,41	18,73	18,91	20,71	16,25	16,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	5,78	7,36	5,93	10,56	6,94	6,88	5,90	7,68	7,94
FeO	2,33	2,21	3,05	4,21	3,59	3,41	2,51	2,51	4,43	4,31
MnO	0,09	0,16	0,21	0,19	0,32	0,17	0,19	0,25	0,20	0,20
MgO	4,29	5,07	6,45	4,60	4,41	5,65	4,84	5,19	4,09	3,98
CaO	6,44	5,37	8,28	10,20	5,89	8,70	9,66	6,79	9,32	9,21
Na <sub>2</sub> O	4,56	5,23	2,54	3,24	4,52	3,24	3,44	2,54	2,92	3,10
K <sub>2</sub> O	2,32	1,87	1,40	0,88	1,87	1,13	1,07	2,29	1,07	1,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,28	0,18	0,18	0,18	0,21	0,22	0,23	0,21	0,24
П. п. П.	4,86	6,07	3,63	3,15	3,38	2,94	2,41	3,71	2,96	2,93
Сумма	99,61	99,70	99,69	99,45	99,65	99,74	99,65	99,66	99,62	99,69
Rb	16	12	13	8	14	8	9	21	11	12
Li	12	14	18	10	16	19	12	15	4	5
Ba	870	930	460	370	1080	450	420	620	320	350
Sr	640	580	640	850	830	650	740	700	350	340

## свиты Малой Курильской гряды

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20*	21
52,90	48,32	49,31	48,88	49,60	48,40	48,18	50,27	49,16	49,81	50,12
1,23	1,16	1,19	1,21	1,16	1,22	1,23	0,90	0,92	0,86	0,91
15,42	17,52	17,03	17,11	17,32	17,06	16,82	19,48	19,60	19,02	19,42
6,63	6,18	6,30	7,89	8,16	7,66	7,67	5,86	6,36	5,32	5,03
3,88	5,12	5,21	3,59	3,23	4,49	4,85	2,24	1,98	1,69	2,93
0,19	0,22	0,20	0,40	0,28	0,32	0,32	0,11	0,10	0,12	0,10
4,01	4,40	3,84	3,98	3,49	4,06	4,19	4,57	4,90	4,44	4,73
6,19	10,31	10,20	9,63	9,31	9,56	9,71	7,63	7,88	4,86	7,29
4,04	3,01	2,99	2,75	3,38	2,85	2,65	3,78	3,48	4,57	3,87
1,77	0,73	0,89	1,21	1,54	1,48	1,17	1,60	1,29	2,57	1,72
0,45	0,26	0,27	0,27	0,34	0,28	0,29	0,30	0,28	0,28	0,29
2,58	2,19	2,00	2,57	1,89	2,20	2,48	3,42	3,76	6,22	3,20
99,29	99,42	99,43	99,49	99,70	99,58	99,56	100,16	99,73	99,76	99,61
19	3	5	24	26	26	21	14	7	16	12
3	14	9	21	13	17	16	7	10	16	7
530	430	500	450	420	490	480	580	600	940	620
410	520	520	470	490	480	490	780	820	540	780
310	330	280	260	240	370	310	120	240	270	200
—	24	31	33	44	24	28	12	18	15	20
30	26	27	26	27	25	22	24	25	14	20
10	28	28	40	33	25	28	30	20	16	20
150	360	310	400	210	250	260	260	480	340	310
140	100	110	91	90	97	100	45	65	52	46
7,4	4,7	4,1	3,0	3,3	3,2	2,6	4,8	5,7	5,3	4,7
1,9	1,4	1,1	1,2	1,1	1,1	1,4	1,1	0,9	0,8	0,8
10,0	1,1	1,0	1,1	1,3	1,0	1,0	0,3	0,4	0,4	0,4
1,0	0,6	0,6	0,8	0,5	0,8	0,8	0,7	0,3	0,6	0,4
10	13	26	17	36	20	14	10	7	14	8
500	350	400	400	500	350	250	500	400	500	500
1,1	1,8	—	1,7	—	—	1,3	1,4	1,2	—	—
80	90	(90)	70	(90)	(100)	65	45	30	(80)	(80)
2,4	3,0	—	3,4	—	—	2,2	1,6	1,4	—	—

Продолжение таблицы

32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
48,21	47,83	49,04	47,69	52,50	54,92	49,45	54,77	44,77	47,09	47,43
1,19	1,22	1,18	1,11	0,76	0,74	1,03	0,74	0,62	0,96	0,96
16,04	16,28	16,24	15,29	18,77	17,96	17,96	18,02	15,75	18,00	18,80
9,85	9,86	8,57	10,58	4,49	3,69	5,42	3,85	8,42	6,60	7,10
2,51	2,60	3,05	2,02	3,59	3,92	4,28	4,58	4,94	2,97	3,41
0,19	0,22	0,18	0,21	0,19	0,18	0,19	0,17	0,20	0,15	0,21
4,14	4,13	4,29	2,96	4,03	3,47	4,24	3,10	8,25	4,80	5,41
8,59	8,28	8,84	8,77	7,97	7,88	9,45	7,39	12,13	10,10	9,85
2,71	2,73	2,65	3,08	3,87	4,11	3,41	4,18	1,67	3,19	3,21
1,03	1,16	1,05	1,28	1,05	0,92	1,64	1,75	1,01	1,44	1,17
0,21	0,22	0,21	0,22	0,27	0,26	0,32	0,29	0,21	0,20	0,25
5,10	5,33	4,48	6,64	2,15	1,52	2,06	0,63	1,68	3,19	1,97
99,77	99,86	99,78	99,85	99,64	99,57	99,45	99,47	99,65	98,69	99,78
10	10	10	25	7	11	14	21	20	12	13
7	8	6	12	10	6	11	9	13	17	20
310	350	310	380	710	780	650	720	<200	820	490
320	320	340	510	910	900	650	820	510	920	740

Компонент	22*	23*	24	25	26	27	28	29	30	31
V	220	270	340	(400)	—	340	230	280	340	430
Sr	19	18	15	(27)	—	37	33	34	20	22
Co	16	19	30	(28)	—	23	23	10	25	26
Ni	19	20	26	(22)	—	30	40	22	26	29
Cu	350	380	270	(100)	—	140	50	280	360	340
Zn	49	61	51	(81)	—	74	62	42	98	85
Pb	5,4	6,3	1,5	—	—	2,7	2,4	4,1	5,6	5,7
Sn	0,8	<0,8	<0,8	—	—	0,8	<0,8	<0,8	1,8	1,3
Mo	0,3	0,3	<0,3	—	—	0,6	0,5	0,3	1,0	0,9
Be	0,4	0,6	0,4	—	—	0,6	0,4	0,8	0,6	0,9
B	13	9	28	—	—	7	11	52	12	11
F	450	500	300	—	—	500	600	300	550	650
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	1,1
Zr	(70)	(70)	(40)	(40)	(50)	(60)	(60)	(50)	25	85
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	п/ч	2,7

Примечание. Концентрации петрогенных элементов — в мас.%, микроэлементов — кельштейном (силикатный анализ, Ва, Sr, Zr — рентгеноспектральный метод, данные по Zr за исключением Cs везде <0,2 г/т), Л. Н. Одаревой, А. И. Кузнецовой, О. В. Зубариной, О. М. Черны Т. Д. Макагон, С. И. Арбатской (Nb, Та, Zr, Hf — спектральный метод с предварительным химическим атомно-абсорбционный метод, результаты анализа даны в скобках): 1—9 — вулканиты бухты Звезд и внешняя (5) зоны одной из массивных «труб» в пачке пиллоу-лав, 6 — дайки в туфобрекчиях туфобрекчиях; 10, 11 — вулканиты мыса Татьяна; 10 — лавы надводного потока, 11 — дайка в центра и периферии, включая корку закалки, одной из «труб» в пачке пиллоу-лав, 16, 17 — край бовая; 18—20 — моноклиновые (18, 19) и мицдалекаменные (20, среднее из 2 проб) фации силлов с ра каменная (22) фации силла, «подстилающего» пачку пиллоу-лав, 23 — пиллоу-лавы мицдалекамен бухты Крабовая; 30 — дайка (среднее из трех проб), 31—33 — разрез от центра и периферии одного тех же лав, 35 — пиллоу-лавы мицдалекаменные (среднее из четырех проб); 36—42 — вулканиты помератах, 39 — дайка, прорывающая экструзию, 40—42 — обломки в конгломератах. Звездочкой

поверхностных потоков (табл. 1, пр. 2) все стекло девитрифицировано. В порфировых лавах других потоков (пр. 3—5) повсеместно проявлены участки бурого ожелезнения, нередко развиваются буро-зеленоватые смектиты (пр. 3, 5), а также хлорит (пр. 4). В потоке пиллоу-лав самого южного участка бухты (пр. 1) базальты пористы с интенсивным развитием по порам цеолитов, карбонатов и т. д. В дайках вторичные изменения затрагивают в основном вкрапленники темноцветных минералов, которые нередко полностью замещаются хлоритом, а иногда и амфиболом. Заметно изменены лавы и из изученных обломков в лавобрекчиях и туфоконгломератах, в основном за счет образования смектитов и присутствия в порах цеолитов, глауконита и т. д. (пр. 7).

2. Мыс Татьяна. В восточной части предполагаемого субаэрального вулкана, в русле небольшого ручья среди бомбовых туфов выявлен поток среднепорфировых клинопироксен-плаггиоклазовых лав, а также мелкие афировые дайки (мощностью ~0,7 м) базальтов. В лавах из потока вкрапленники пироксена замещены амфиболом и титаномagnetитом, основная масса обогащена смектитами.

3. Бухта Горобец. Среди туфоконгломератов выявлен лишь

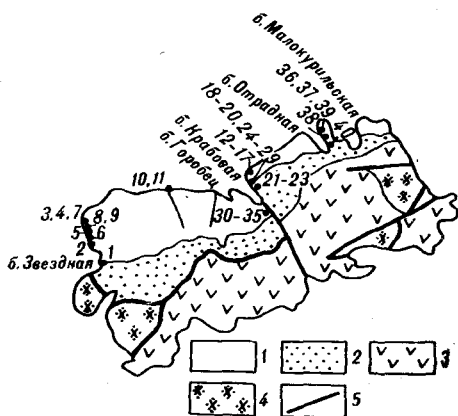


Рис. 1. Схема опробования меловых вулканитов матакотанской свиты о. Шикотан. 1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения матакотанской свиты; 2 — флишевые отложения малокурильской свиты; 3 — вулканогенные отложения Ноторо-Томаринского комплекса и зеленовской свиты; 4 — мафический интрузивный комплекс; 5 — разломы. Номера точек опробования вулканитов на схеме соответствуют номерам проб в табл. 1.

32	33	34	35*	36	37	38	39	40	41	42
480	330	350	350	290	320	360	150	260	(410)	330
27	21	13	17	13	<5	34	28	78	(28)	25
38	26	18	20	26	28	32	18	43	(12)	32
30	25	26	20	29	19	32	37	47	(25)	40
320	290	310	88	180	160	290	180	89	(94)	120
87	82	98	75	56	58	74	64	55	(89)	76
3,7	2,7	9,0	4,9	6,1	4,6	4,0	2,9	2,2	—	2,2
1,3	1,5	1,2	1,0	0,8	0,6	1,1	0,8	0,8	—	1,0
0,4	0,4	0,7	0,7	0,8	1,4	1,3	1,8	0,4	—	0,6
0,4	1,0	0,6	1,1	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	—	1,0
7	9	8	100	12	24	7	10	8	—	13
600	600	300	500	500	200	580	550	500	—	550
—	—	—	—	1,2	0,8	0,4	1,0	—	—	—
(80)	(80)	(80)	(80)	95	32	20	25	(<30)	(40)	(60)
—	—	—	—	2,6	1,1	0,5	1,0	—	—	—

в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН Т. Н. Гуничевой, А. Л. Финчену в скобки), С. И. Шугаровой, Л. В. Алтуховой (Li, Rb, Cs — пламенная фотометрия; содержание никеля, кобальта, хрома, ванадия, меди, молибдена, цинка, свинца, сурьмы, бериллия, вольфрама — спектральный метод); чешским обогащением; содержания Та везде < 0,2 г/т), О. А. Пройдаковой (Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn — на: 1 — пиллоу-лавы миндалекаменные, 2, 3 — лавы надводных потоков, 4, 5 — внутренние (4) (среднее из двух проб), 7—9 — обломки миндалекаменных (7) и монолитных (8, 9) вулканитов в бомбовых туфах; 12—17 — вулканиты устья бухты Крабовая (мыс Анама): 12—15 — разрез от вьих фации других «труб» той же лавовой пачки; 18—29 — вулканиты центральной части бухты Крадальной «цветковой» отдельности, 21, 22 — монолитная (21, среднее из трех проб) и миндалекаменная (среднее из трех проб), 24—29 — обломки в туфоконгломератах; 30—35 — вулканиты верховья из шарообразных обособлений пиллоу-лав, 34 — краевая зона другого шаровидного обособления бухты Отрадная; 36, 37 — фации крупной экструзии (37 — среднее из двух проб), 38 — силл в конг- отмечены миндалекаменные разности вулканитов.

один маломощный силл сильно измененных миндалекаменных базальтов мощностью ~1,5 м.

4. Бухта Крабовая. В этой узкой бухте (по обе ее стороны) вулканические формации проявлены наиболее обильно. Представлены они, в основном, разной мощности пачками из тонких лавовых труб (диаметром 0,5—1,5 м) слабопорфировых клинопироксен-плаггиоклазовых (плюс титаномагнетит) базальтов, а также обильнопорфировыми экструзиями также трубообразной формы (но диаметром до 6—10 м) близкого состава. Последним иногда свойственна радиальная «цветковая» отдельность.

В самой нижней части разреза (мыс Анама, пр. 12—17) пиллоу-лавы в основном довольно монолитные и только иногда пористые. Вторичные изменения в них визуальнo проявлены слабо, обычно смектитам, объем которых увеличивается к краевым частям «труб», причем в узких зонах «закалки» (2—3 мм) появляется еще зеленоватый минерал типа глауконита, а также гематит. Полости внутри иногда встречающихся здесь полых лавовых труб нередко в разной степени заполнены кварцем и карбонатом, та же минерализация в виде прожилков отмечается и между трубами.

В центральной и верхней частях изученного разреза породы в лавовых трубах становятся весьма пористыми и пузыристыми, где почти все поры и пузыри (до >20 % объема породы) заполнены цеолитами (в основном), халцедоном, карбонатом, глауконитом (?) и т. д. В верхней части разреза было исследовано несколько небольших округлых скорлуповатых и сильнопористых слабопорфировых образований диаметром 25—40 см, которые, скорее всего, являются оторвавшимися от лавовых труб «каплями». Они имеют рыхлые, выветрелые краевые зоны и более плотное «свежее» ядро. Стекло в этих породах почти полностью девитрифицировано и замещено смектитам, поры обильно заполнены изотропным почти черным Fe-минералом, который к краям «капель»

Состав вторичных гидротермальных минералов в меловых вулканитах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	90,52	82,05	36,30	55,19	46,88	46,57	42,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	2,20	4,90	19,83	25,51	25,58	26,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,75	2,45	0,30	0,40	0,40	0,50
MnO	<0,03	<0,03	0,07	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
MgO	<0,05	<0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	1,00	5,50	28,98	5,50	6,80	7,60	9,80
Na <sub>2</sub> O	1,05	0,46	0,76	7,78	7,78	7,07	7,13
K <sub>2</sub> O	0,34	1,06	0,91	0,06	0,05	0,06	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,57	0,58	0,57	0,61	0,27	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,71	4,29	3,92	9,77	9,18	11,68	10,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,87	1,16	1,55	0,59	0,99	0,51	1,00
CO <sub>2</sub>	0,93	0,05	19,22	1,29	1,46	0,05	1,13
Сумма	99,82	99,13	99,74	100,98	99,77	99,84	100,00
Li	36	52	24	2	2	2	2
Rb	3	9	7	<2	<2	3	<2
Ba	Н. о.	220	14710	Н. о.	Н. с.	Н. о.	Н. о.
Sr	70	960	1620	60	470	340	1630

Примечание. Концентрации петрогенных элементов — в мас. %, микроэлементов — силикатный анализ), С. И. Шигаровой (К, Na, Li, Rb, Cs — пламенная фотометрия, содержания (рентгеновская диагностика минералов, в соответствии с которой ниже даны их названия и основные кварцевое обособление в нижней части внутренней полости лавовой «трубы» в устье бухты Крабовых лавовыми «трубами» в устье бухты Крабовая; 4—6 — крупные мицдалиты ромбического натролита лачные генерации цеолитов в отложениях центральной части бухты Крабовая; 7 — томсонит из соответственно натролит тетрагональный и анализный из крупных мицдалитов в пиллоу-лавах; 11 — прожилков в пиллоу-лавах, 12—14 — соответственно ломонит, стильбит и смесь клинофиллолита рудии бухты Отрадная. Структурные формулы цеолитов (расчет по кислородному методу): Al<sub>2,07</sub>Si<sub>2,84</sub>O<sub>10</sub> · 2,83H<sub>2</sub>O. 8. Na<sub>1,10</sub>Ca<sub>0,54</sub>Al<sub>2,14</sub>Si<sub>2,83</sub>O<sub>10</sub> · 2,81H<sub>2</sub>O. 9. Na<sub>0,80</sub>Ca<sub>0,67</sub>Al<sub>2,18</sub>Si<sub>2,72</sub>O<sub>10</sub> · 12. Na<sub>0,11</sub>K<sub>0,16</sub>Ca<sub>0,92</sub>Al<sub>2,18</sub>Si<sub>3,76</sub>O<sub>12</sub> · 3,55H<sub>2</sub>O. 15. Na<sub>0,85</sub>K<sub>0,21</sub>Ca<sub>1,47</sub>Sr<sub>0,21</sub>Al<sub>4,88</sub>Si<sub>12,96</sub>O<sub>38</sub>.

приобретает все более окисленный красный оттенок. Судя по обильной пористости и пузыристости, пиллоу-лавы бухты, в соответствии с [16], не могут являться абиссальными образованиями и в большей степени соответствуют мелководным.

Базальты экструзий имеют небольшое количество стекла, которое полностью девитрифицировано и, обычно, смектитизировано. Породы в основном достаточно массивные, но иногда в них проявляются небольшие боковые зоны с большим количеством пор и пузырей, заполненных теми же гидротермальными минералами, что характерны и для мицдалекаменных пиллоу-лав. При этом те же минералы в виде многочисленных тонких жил пронизывают как окружающие пиллоу-лавы, так и туфоконгломераты. Все это может указывать на их явно более позднее проявление.

В центральной части разреза бухты было изучено несколько галек из туфоконгломератов, которые также оказались сложенными разнопорфировыми базальтами. Самые низкремнеземистые из них соответствуют по минеральному составу пиллоу-лавам бухты, но вкрапленники темноцветных в них в разной степени амфиболлизированы, серицитизированы и хлоритизированы, а в основной массе проявлено большое количество смектитов. В средькремнеземистых разностях среди вкрапленников почти везде появляется небольшое количество ортопироксена и оливина, смектиты здесь также весьма обычны.

5. Бухта Отрадная. В устье бухты, по ее правому борту изучена крупная (мощностью >500 м) экструзия, сложенная слабоизменненными обильнопорфировыми дупироксен-плагноклазовыми (плюс титаномagnetит и апатит) лейкобазальтами и андезитобазальтами. В экзоконтакте и, особенно, в кровле экструзии вмещающие ее конгломераты интенсивно гидротермально проработаны («узор» из бело-зеленоватых

## матакотанской свиты Малой Курильской гряды

8	9	10	11	12	13	14	15
42,41	41,06	54,38	56,94	47,75	48,01	54,66	55,69
27,24	27,84	21,66	15,60	23,43	16,37	17,90	17,79
0,30	2,80	0,40	0,30	1,40	0,50	0,70	2,85
<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,04	0,07	<0,03	<0,03
<0,05	<0,05	<0,05	0,10	0,25	0,05	0,10	<0,05
7,60	9,40	0,80	7,40	10,97	11,60	7,50	5,90
8,48	6,21	12,53	1,11	0,74	1,65	1,38	1,89
0,18	0,07	0,02	0,31	1,59	0,24	1,03	0,72
0,59	0,57	1,14	0,58	0,30	0,57	0,25	0,27
10,62	8,92	8,37	13,26	11,28	13,80	11,50	9,59
0,51	1,69	0,48	3,09	2,24	2,85	3,37	3,61
1,48	1,46	0,16 <sup>1</sup>	1,42	—	4,38	0,65	0,84
99,41	100,02	99,94	100,11	99,99	100,09	99,94	99,15
<2	2	<2	2	2	<2	2	3
<2	6	<2	3	11	2	5	10
Н. о.	Н. о.	Н. о.	650	Н. о.	Н. о.	1760	4370
110	1300	110	1920	150	120	6470	13360

в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН В. Ф. Былковой (химический Cs везде < 2 г/т), З. М. Ложкиной (Ba, Sr — рентгеноспектральный метод), А. Н. Сапожниковым (структурные формулы). 1 — кварцевый прожилок в экстрוזии бухты Оградная; 2 — апофиллит — вая (мыс Анама); 3 — смесь кварца и кальцита из небольшой прожилково-вкрапленной зоны между в базальтовом сидле бухты Горобец (4 — фракция с небольшой примесью кварца); 7—10 — раз-прожилков в пиллоу-лавах, 8 — натролит ромбический из прожилков в конгломератах, 9, 10 — 14 — различные генерации цеолитов в вулканитах верхья бухты Крабовая; 11 — стильбит из со стильбитом из крупных миндалин в тех же лавах; 15 — гейландит из прожилков в крупной экстр-5.  $\text{Na}_{0,98}\text{Ca}_{0,47}\text{Al}_{1,95}\text{Si}_{3,04}\text{O}_{10} \cdot 2,51\text{H}_2\text{O}$ . 6.  $\text{Na}_{0,89}\text{Ca}_{0,53}\text{Al}_{1,95}\text{Si}_{3,02}\text{O}_{10} \cdot 2,64\text{H}_2\text{O}$ . 7.  $\text{Na}_{0,92}\text{Ca}_{0,70} \cdot 2,67\text{H}_2\text{O}$ . 10.  $\text{Na}_{0,90}\text{Ca}_{0,03}\text{Al}_{0,95}\text{Si}_{2,02}\text{O}_6 \cdot 1,11\text{H}_2\text{O}$ . 11.  $\text{Na}_{0,26}\text{K}_{0,05}\text{Ca}_{0,94}\text{Al}_{2,19}\text{Si}_{6,78}\text{O}_{18} \cdot 7,05\text{H}_2\text{O}$ . 10,90H<sub>2</sub>O.

прожилков). Кроме того, на всем протяжении внутри экстрозии проявлена однонаправленная пологая трещиноватость с развитием по ней хлорита, цеолитов, кварца, карбоната и т. д., указывающих на одновременность проявления гидротермальной деятельности.

В центральной части экстрозия пересекается субвертикальной дайкой (мощностью ~10 м) обильнопорфировых двупироксен-плаггиоклазовых андезитобазальтов хорошей сохранности. К югу от экстрозии конгломераты прорываются небольшим субпологим силлом (мощность ~5 м) среднпорфировых клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов с нередко развитой смектитизацией в них по порам и вокруг вкрапленников.

Здесь же было изучено несколько галек из конгломератов, которые обазались в основном среднпорфировыми оливин-клинопироксен-плаггиоклазовыми базальтами. Внутри вкрапленников пироксена обильно развиваются хлорит и смектиты. В основной массе вместе со смектитами иногда проявляются мелкие лейсты вторичного биотита (пр. 41).

**Геохимия.** Для геохимической типизации около 70 проб из большинства разностей вулканитов матакотанской свиты (включая интенсивно вторично измененные) были проанализированы на стандартный набор главных и широкий спектр редких элементов (см. табл. 1, 2, рис. 2, 3).

Данные магматические образования достаточно сильно варьируют по составу (см. табл. 1, рис. 2). При этом почти все они характеризуются высокими содержаниями Al, Sr и низкими — Ti, Nb, что обычно свойственно типично островодужным вулканитам и в отношении петрогенных компонентов уже было отмечено предыдущими исследователями [17, 20]. Кроме того, в данных вулканитах отмечены явно низкие содержания Mg, Ni и Cr, а по отношению FeO\*/MgO — SiO<sub>2</sub> все они соответствуют высокожелезистому, толентовому типу пород (по [23]). Имен-

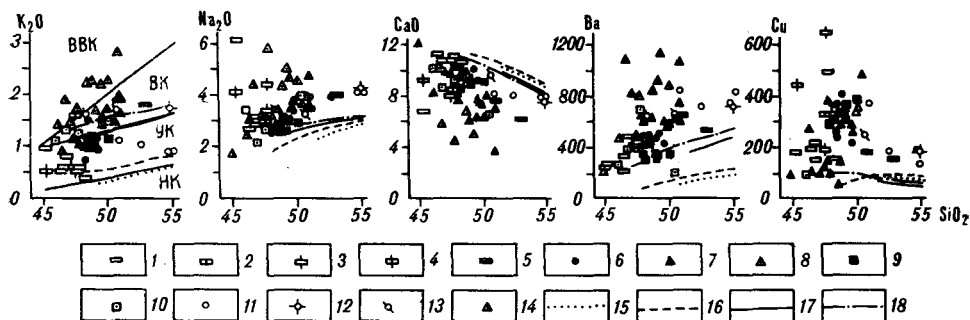


Рис. 2. Соотношение концентраций  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  (в %),  $Ba$  и  $Cu$  (в г/т) с кремнеземистостью ( $SiO_2$ , в %) в меловых вулканитах матакотанской свиты о. Шикотан. 1—4 — вулканиты бухты Звездная: 1, 2 — лавовые потоки и дайки (2 — миндалекаменные образования), 3, 4 — обломки в туфобрекчиях и конгломератах (4 — миндалекаменные образования); 5 — лавовые потоки и дайки мыса Татьяна; 6—10 — вулканиты бухты Крабовая: 6 — пиллоу-лавы нижней части разреза бухты в ее устье на мысе Анама, 7—8 — силлы и пиллоу-лавы Центральной части разреза бухты (8 — их миндалекаменные фации), 9, 10 — дайки и пиллоу-лавы верхней части разреза бухты в ее верховье (10 — их миндалекаменные фации); 11—13 — вулканиты бухты Отрадная: 11 — крупная экструзия, 12 — дайки внутри экструзии, 13 — силлы в конгломератах; 14 — обломки в туфоконогломератах бухт Крабовая и Отрадная; 15—18 — вариационные линии средних составов четвертичных вулканитов базальт-андезитобазальтового ряда фронтальной (15, 16) и тыловой (17, 18) зон Большой Курильской гряды (15, 17 — вулканиты южной, 16, 18 — северной ее части). На графике  $K_2O - SiO_2$  выделенные поля составов пород соответствуют низко-(НК), умеренно-(УК), высоко-(ВК) калиевым и абсарокит-шошонитовым весьма высококалийным (ВБК) образованиям (по [25]).

но эти свойства обычно характерны для вулканитов самых внешних, фронтальных зон вулканизма молодых островных дуг, и, прежде всего, Большекурильской [1]. Как общий специфический признак данных малокурильских вулканитов в сравнении с молодыми большекурильскими следует отметить и повсеместно повышенные содержания в них  $Na$ ,  $Ba$  и  $Cu$  при пониженных —  $Ca$ ,  $Mo$  и  $B$ .

В качестве общей особенности здесь же весьма важно заметить, что почти все изученные здесь вулканиты характеризуются, при сильных вариациях, явно повышенными значениями  $X_{H_2O}$  (от 1,5 до 8,4 %) и степени окисленности железа ( $f^\circ$  от 50 до 87 %). Это (и особенно в отношении  $X_{H_2O}$ ) никак не может быть свойственно «свежим» разностям вулканитов и, без сомнения, обусловлено вторичными процессами, разная степень проявления которых может приводить к различному изменению первичного состава пород. Именно поэтому уровень значений параметров  $X_{H_2O}$  и  $f^\circ$  в вулканитах давно используется в качестве важного количественного критерия степени их вторичного преобразования, что сделано и нами (см. рис. 3).

Особенно значимые различия в матакотанских вулканитах проявлены по содержаниям щелочей (см. рис. 2), что позволяет разделить все эти породы на две большие группы.

Так, почти все вулканиты (включая обломки в туфобрекчиях) северо-западной части острова (бухта Звездная), а также некоторые экстрезивные образования в его северо-восточной части (бухта Отрадная) соответствуют умереннокалийным образованиям  $Na$ -типа [8, 25]. При этом наименее «водные» и следовательно, наименее вторично преобразованные породы из мелких базальтовых даек имеют здесь минимальную калиевость, а по суммарной щелочности относятся к образованиям нормального ряда [8]. С увеличением степени вторичного изменения (увеличением содержания  $H_2O$ ) суммарная щелочность в породах за счет как  $K_2O$ , так и, прежде всего,  $Na_2O$  явно увеличивается, причем до величин, свойственных не только субщелочным (2,41—4,79  $H_2O$ ), но и щелочным (7,64 %  $H_2O$ ) образованиям. В этом же направлении в породах при близких, но высоких значениях  $f^\circ$  отмечается соответствующее увеличение содержаний  $Rb$ ,  $Pb$ ,  $B$  при уменьшении —  $Si$ ,  $Ca$ ,  $Fe$ ,  $Mg$  и  $Mn$  (особенно в субафировых щелочных базальтах). Данные вулканиты по составу весьма близки матакотанским лавам других островов Малой Ку-



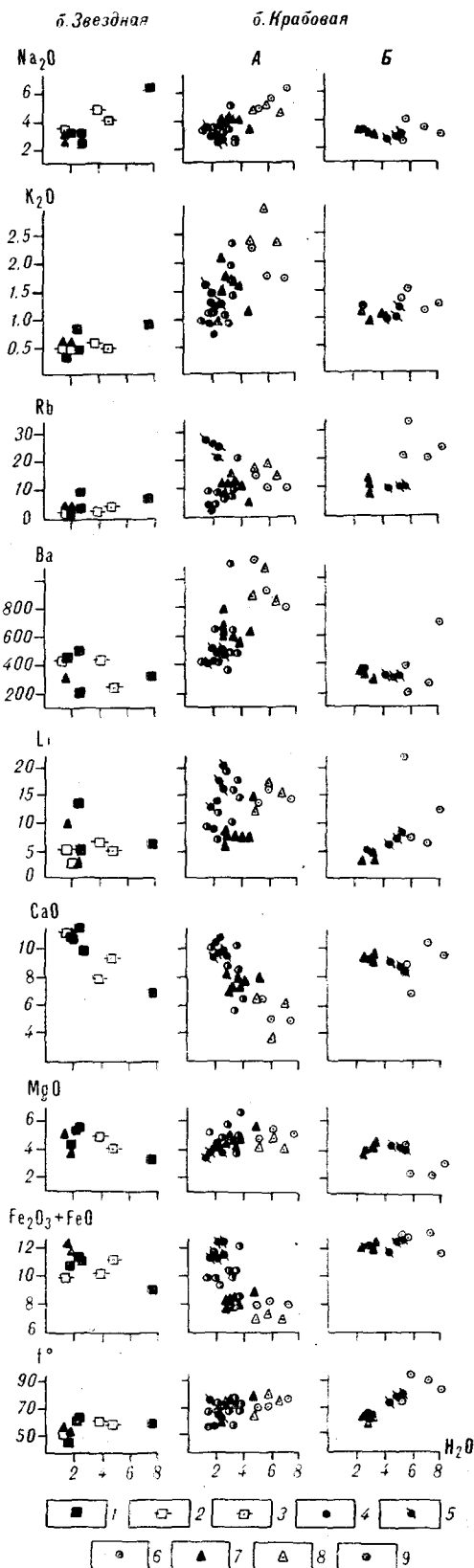
Рис. 3. Соотношение концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  (%),  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Li}$  (г/т), а также значений

$f^\circ \left( \frac{100 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \right)$  с содержаниями  $\text{H}_2\text{O}$  (в %) в меловых вулканитах матактангской свиты о. Шикотан.

А — вулканиты нижней (мыс Анама) и центральной частей разреза бухты Крабовая, Б — вулканиты верхней части разреза той же бухты и ее верховья. 1—3 — вулканиты бухты Звездная; 1 — надводные лавовые потоки, 2, 3 — обломки в туфобрекчиных и конгломератах (3 — миндалекаменные образования); 4—6 — вулканиты бухты Крабовая: 4, 5 — фации центральных (А) и краевых (Б) зон в лавовых «трубах» нижней части разреза бухты (А) и шарообразных обособлениях от «труб» верхней его части (Б), 6 — пиллоу-лавы миндалекаменные; 7, 8 — слиты и дайки (8 — их миндалекаменные фации); 9 — обломки в туфонгломератах.

рильской гряды [3], а именно Полонского и Зеленого, где были выявлены даже низкокальциевые разности. При этом наименее измененные из вулканитов, которые в наибольшей степени отражают первичный состав магм, вполне могут ассоциироваться с продуктами фронтальных (или близких к ним) зон вулканизма молодых островных дуг.

Остальные изученные здесь вулканиты (вторая группа) соответствуют образованиям повышенной калиевости К — Na-типа, причем с той же, что и в вулканитах первой группы, широкой градацией по суммарной щелочности. В какой-то степени их можно ассоциировать с продуктами промежуточных и тыловых зон вулканизма островных дуг. На реальность присутствия данных пород указывают хотя и весьма редкие, но проявленные здесь слабо измененные и маловодные субщелочные вулканиты, например, из дайки в экструзии бухты Отрадная (0,63 %  $\text{H}_2\text{O}$ ), причем калиевость их соответствует промежуточным между умеренно- и высококальциевыми образованиями. С другой стороны, выяснилось, что в большинстве остальных вулканитов данной группы значения  $\text{K/Rb}$ -отношения столь высоки (700—1070), а содержания  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Sr}$  столь низки, что вместе с концентрациями  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  весьма близки породам первой группы и, следовательно, больше соответствуют именно фронтальным, а не



тыловым образованиям островных дуг [1]. При этом в ряду данных пород, где содержания  $H_2O$  почти всегда более 2% (т. е. они могут быть в разной степени преобразованными), наименее «водные» разности (2,0—2,6%  $H_2O$ ) соответствуют умереннокалиевым образованиям нормального ряда, т. е. заметно менее щелочным и калиевым, чем отмеченные выше самые «свежие» маловодные вулканиты этой группы. Увеличение же общей щелочности и калиевости в ряду данных пород опять происходит с увеличением их водонасыщенности (преобразованности), причем до величин, свойственных не только субщелочным высококалиевым (2,85—8,14%  $H_2O$ ), но и субщелочным и даже щелочным весьма высококалиевым (4,86—7,32%  $H_2O$ ) образованиям (см. рис. 2, 3): Последние при этом всегда являются типичными мидалекаменными разностями вулканитов, в основном развитыми среди пиллоулав и силлов центральной и верхней частей разреза бухты Крабовая. Они же, без сомнения, являются продуктами наиболее интенсивного наложенного гидротермального воздействия.

Важно отметить, что в отдельных трубах пиллоулав нижней части отложений бухты Крабовая (мыс Анама) вариации щелочности и других параметров состава настолько высоки, что здесь проявлены разности сразу обеих описанных нами групп пород. Так, от центра к периферии крупных «труб» в породах постепенно возрастают содержания  $H_2O$ , K, Rb, Ba, Fe, Mn, P, Be, B, Li, а также  $f^\circ$  при некотором уменьшении концентраций Mg, Ca и Sr, причем сами породы из умереннокалиевых нормального ряда и Na-типа ( $Na_2O/K_2O = 4,1$ ) преобразуются в высококалиевые субщелочные K—Na-типа ( $Na_2O/K_2O$  от 3,4 до 1,9). При этом в тонкой стекловатой корке закалки «труб» отмечается резкое возрастание содержаний K, Na, B и F, а концентрации Mn, Ba и Be несколько понижаются. Нечто близкое, но менее четко выраженное наблюдалось нами и в разрезе небольшого лавового «шарика-капли» от «трубы» в верхней части отложений бухты Крабовая. Большие неоднородности в щелочности пиллоулав мыса Анама отмечаются и в материалах других исследователей [17], причем здесь выявлены лавовые «трубы» не только с описанной нами «прямой» зональностью, но и с обратной, а также совсем без зональности.

Как показано ранее [4, 11, 18], к моменту застывания излившихся под водой магм, если в них не происходит процессов ликвации [13], химический состав в различных частях тонких потоков («труб») весьма близок вообще, а в более мощных и медленно остывающих потоках хотя и может несколько варьировать, но содержания Na и, особенно, K в них также почти не меняются. В этом случае следует полагать, что повышенная щелочность в тех или иных фациях тонких «труб» пиллоулав мыса Анама (где признаков ликвации не обнаружено совсем) также, скорее всего, обусловлена именно поздними наложенными процессами. С другой стороны, сходство щелочности пород этих фаций и монолитных фаций силлов центральной и верхней частей разреза той же бухты Крабовая, в которых, в свою очередь, пузыристые мидалекаменные фации по аномально высокой щелочности и калиевости почти аналогичны подобным фациям пиллоулав тех же частей разреза, вполне позволяет объединить все эти типы вулканитов в одну группу, скорее всего, изначально умереннокалиевых образований нормального ряда и Na-типа (близких вулканитам первой группы), но претерпевших значительное аллохимическое преобразование под действием вторичных гидротермальных процессов (с привнесом Na, K и т. д.). При этом максимальное, хотя и неоднородное воздействие данных процессов происходило в центральной и верхней частях бухты Крабовая.

Различия в характере вторичных преобразований вулканитов центральной и верхней частей разреза бухты Крабовая удобно проследить при сопоставлении составов их плотных (менее измененных) и мидалекаменных (максимально измененных) разностей, а также составов вто-

ричных гидротермальных минералов в соответствующих отложениях района.

Так, в миндалекаменных вулканитах верхней части разреза бухты Крабовая, при явно повышенных значениях  $f^\circ$  несколько увеличиваются содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (в  $\sim 1,3$  раза), K, Rb, Li, Mn, Fe, Sr, Be, E при незначительном уменьшении — Si, Al, Ti и резком —  $\text{MgO}$  (до 2,13 %). При этом по щелочности данные породы изменяются от умереннокалиевых нормального ряда до высококалиевых субщелочного ряда.

С другой стороны, в миндалекаменных разностях силлов и пиллоулав центральной части разреза той же бухты, также при повышенных значениях  $f^\circ$  заметно повышаются содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (в 1,5—2 раза), Rb, Ba, Li и Mn, но уже при понижении CaO (до 1,5 раз), Sr, Ti, Fe, а в пиллоу-лавах — еще и Al. В данном случае по щелочности породы изменяются от умереннокалиевых субщелочного ряда до высоко- и весьма высококалиевых субщелочного и даже щелочного ряда, т. е. привнос щелочей происходил гораздо более интенсивно.

Как показывает анализ составов таких вторичных гидротермальных минералов из отложений района, как кварц, карбонат и, прежде всего, цеолиты (которые были изучены здесь впервые), простое добавление их к исходной базальтоидной породе должно приводить к ее «разбавлению» за счет резкого увеличения содержания  $\text{H}_2\text{O}$  и некоторого уменьшения — Ti, Fe, Mg и Mn. С другой стороны, вариации в содержаниях Ca, Na, K, а также Si, Al, Sr, Ba, Rb, Li в данных минералах, и прежде всего в цеолитах, настолько высоки, что они вполне могут заметно влиять на составы исходных пород и в ту, и в другую сторону.

Цеолиты в матакотанских отложениях изучены нами наиболее детально. По составу среди них выявлено три группы, а именно Ca-, Ca—Na- и Na-минералов (содержания  $\text{K}_2\text{O}$  обычно менее 1 %). При этом почти независимо от своей генерации (миндалины, прожилки в лавах или конгломератах), все Ca-цеолиты (обычно с несколько повышенными содержаниями K, Ba и Sr) проявлены в отложениях бухты Отрадная и верхней, южной части разреза бухты Крабовая, а Ca—Na-цеолиты (с самыми низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  ( $< 0,1$  %) и Ba ( $\sim 0$  %)) — только в отложениях бухты Горобец и центральной части разреза бухты Крабовая. На последнем участке, к тому же, в миндалинах пиллоу-лав были выявлены и цеолиты Na-типа (также с минимумом K, Ba, Sr). Все это отражает различия процессов гидротермальной проработки отложений свиты на разных ее участках и, в то же время, их сходство и, скорее всего, генетическое родство на конкретных участках. В этом случае, даже если предположить, что состав вторично отложившегося в лавах вещества под воздействием поздних растворов соответствовал только тем или иным составам цеолитов, то легко объясняется немалая часть отмеченных нами особенностей изменения состава вулканитов различных участков района. С другой стороны, увеличение в миндалекаменных лавах центральной части разреза бухты Крабовая содержаниями K, Rb, Ba, Li, Mn, а в верхней его части — Na, Li, Fe и Mn объяснить добавлением к исходным породам только цеолитов или других гидротермальных минералов не представляется возможным. В данном случае следует предполагать отложение этих элементов непосредственно внутри изученных вулканитов при их метасоматическом преобразовании, так как минералами-концентраторами их в вулканитах могут быть смектиты, слон между ними, глауконит, КПШ и т. д. [7, 10].

**Обсуждение результатов.** Как уже неоднократно отмечалось в литературе [10], почти все подводные вулканиты Земли и, в особенности, древние в той или иной степени подвергались воздействию вторичных, прежде всего, гидротермальных процессов. При этом выделяются три основные фазы преобразования вулканитов [11].

На первой стадии — консолидации, общее незначительное вещественное преобразование может наблюдаться в жидких магмах при взаимодействии их с морской водой во время излияния, но оно затруднено

в силу быстро формирующихся в пиллоу-лавах корок закалки [16] и обычно к неоднородному распределению щелочей не приводит [4, 11, 18].

В следующую фазу — гальмиролиза, при весьма слабом вторичном минералообразовании происходят максимальное насыщение лав морской водой и достаточно интенсивное низкотемпературное взаимодействие с ней [11] с некоторым привнесом Na, Mg и выносом Ca и т. д. [28].

Основная масса вещественных преобразований происходит на третьей стадии — диагенеза, который происходит в ходе захоронения и вторичного прогревания пород в вулканических районах с повышенным тепловым потоком и мощной циркуляцией морских и ювенильных вод. При этом в зависимости от степени взаимодействия с теми или другими водами может наблюдаться и различное преобразование пород. Так, в некоторых океанических вулканических толщах в силу слабого взаимодействия с водами вообще снизу вверх может наблюдаться лишь небольшое перераспределение вещества, близкое к изохимическому [6]. В большинстве других изученных толщ взаимодействие пород с водами значительно. Как следует из эмпирических и экспериментальных данных [12, 19, 21, 22, 24, 26—28], при взаимодействии разогретых вулканитов с морскими водами происходит заметный привнос в них  $H_2O$ , Mg и Na и вынос Si, K, Ca, Fe, Mn, Co, V, Cu, Zn, иногда Ti и Al. Именно данный процесс, по мнению [16, 22], приводит к грандиозной нивелировке составов молодых абиссальных срединно-океанических толщ. Важно отметить, что в океанической коре нередко проявлена и цеолитовая минерализация, которая обычно приурочена к зонам разломов и, в случае ее формирования в результате воздействия на породы только морской воды, в основном характеризуется Na- и Na—Ca-типами минералов [9].

Процесс вторичного преобразования пород в районах активного вулканизма может значительно усложняться, если к нему добавить еще и воздействие чисто ювенильных вод, которые могут иметь на разных участках различный состав и объем, действовать неоднократно и, к тому же, в различных пропорциях смешиваться с морской водой. В результате этих процессов в породы может привноситься значительное количество не только Na, но и K, Fe, Mn и других элементов [7]. При этом воздействие на вулканиты чисто ювенильных вод, что возможно только в типично континентальных условиях, также нередко приводит к формированию цеолитовой минерализации, но, в основном, Ca-типа [5, 9, 14]. Конечно, все эти процессы во многом зависят от степени проницаемости пород, причем именно в пиллоу-лавах, где она может варьировать весьма сильно, наиболее часто отмечается самый неоднородный, гетерогенный тип преобразований [10].

Исходя из вышеизложенного, имеющийся в нашем распоряжении материал по вулканитам матакотанской свиты о. Шикотан можно интерпретировать следующим образом.

Сильно и неоднородно обогащенные щелочами и, особенно, калием краевые зоны пиллоу-лав нижней (северной) части разреза бухты Крабовая, близкие им по составу плотные фации силлов, а также аномально высокощелочные миндалекаменные фации тех же силлов и большинства пиллоу-лав центральной и верхней (южной) частей разреза и некоторых других участков (юг бухты Звездная, мыс Татьяна и т. д.), можно рассматривать как вулканические образования, подвергшиеся значительному вторичному аллохимическому изменению при повышенном окислительном потенциале в результате интенсивного воздействия прежде всего горячих ювенильных вод. С другой стороны, интенсивное развитие цеолитов, в основном Na- и Na—Ca-типов в образованиях центральной части, а Ca-типа — в верхней (южной) части разреза бухты Крабовая указывает на различное участие в процессах преобразования этих пород не только ювенильной, но и морской воды. Роль ее совсем незначительна на последнем участке, который можно рассмат-

ривать в качестве сформированного в прибрежной фации, где ювенильная деятельность вполне могла быть почти аналогичной внутриконтинентальной. В этом случае можно полагать и то, что основное ювенильное воздействие на матакотанские отложения происходило до того, как они были значительно опущены и захоронены под мощной толщей флишей. Кроме того, как выяснилось, ювенильное воздействие было наиболее интенсивным не в районе мыса Анама, расположенном восточнее молодого разлома бухты Крабовая, а именно вдоль этого разлома, причем независимо от роли морской воды оно увеличивалось в северо-западном направлении, соответствующем погружению территории в то время. В свою очередь, это может указывать и на то, что данная молодая тектоническая структура (разлом) развивалась по более древнему разлому.

В отношении первичного состава большинства изученных здесь подщелоченных и повышеннокалиевых лав можно сказать, что изначально они, скорее всего, были близки к умереннокалиевым образованиям нормального ряда и Na-типа, которые в основном развиты в бухте Звездная и могут ассоциироваться с вулканитами фронтальных зон молодых островных дуг. При этом данные вулканиты бухты Звездная также в немалой степени подвергались вторичному преобразованию, но, скорее всего, во время стадии гальмиролиза и под влиянием в основном морской воды.

Здесь же отметим, что проявление в данном районе изначально повышеннокалиевых и явно подщелоченных вулканитов вместе с увеличением к северо-западу вторичного обогащения калием большого количества пород в ходе ювенильного воздействия свидетельствует о том, что все это может быть связано с началом развития верхнемелового шошонитового магматизма малокурильской структуры, обильно проявленного на некоторых других ее островах. На изученной территории о. Шикотан он должен был бы развиваться на самом ее северо-западе вместе с интенсивным опусканием в этом же направлении морского дна и накоплением мощных флишевых толщ (что сейчас можно лишь предполагать, так как с неогена северо-западный фланг структуры испытывает заметное воздымание [2]). Не исключено, что именно к продуктам этого магматизма можно отнести «маловодные» субщелочные дайки бухты Оградная или мыса Татьяна, а также дайки и «блоки» лав шошонитов, обнаруженных [20] в хаотических олистостромовых отложениях бухты Цунами, вполне ассоциирующиеся с вулканитами тыловых зон островных дуг. В этом случае, логично предположить и возможность смешения магм обоих первичных типов с возникновением продуктов промежуточного состава. Конечно, мы отдаем себе отчет в том, что все эти умозаключения требуют дальнейшего исследования и подтверждения.

**Выводы.** 1. Все изученные матакотанские вулканиты по составу соответствуют типичным островодужным образованиям, которые в сравнении со всей ассоциацией вулканитов молодой островной дуги Больших Курил характеризуются целым комплексом специфических свойств (например, повышенными содержаниями Na, Ba, Cu при пониженных Ca, Mo, B). При этом здесь проявлено несколько генетически различных геохимических типов вулканитов с резким преобладанием слабощелочных толеитовых (близких продуктам фронтальных зон вулканизма островных дуг) и совсем незначительным проявлением субщелочных высококалиевых вулканитов (близких тыловым островодужным образованиям).

2. Практически все вулканиты свиты в той или иной степени подвержены вторичному изменению под действием как морских, так и ювенильных вод. Наблюдаемое в большей части вулканитов значительное увеличение наряду с общей щелочностью и их калиевости обусловлено именно поздним ювенильным воздействием, усиливавшимся в северо-западном направлении (в сторону древнего погружения морского дна) и начавшимся в то время, когда эти вулканиты еще не были погребены под флишевой толщей. Предполагается, что это ювенильное воздействие,

а также проявление здесь изначально повышеннокальциевых вулканитов можно связать с развитием высококальциевого шшонитового магматизма на северо-западе структуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдейко Г. П., Волинец О. Н., Антонов А. Ю.* Вулканизм Курильской островной дуги. Структурно-петрологические аспекты и проблемы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология.— 1989.— № 5.— С. 3—15.
2. *Васильев Б. И.* О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской дуги // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 6.— С. 1437—1441.
3. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил.— Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1973.
4. *Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискун И. Г.* Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла // Литология и полезн. ископаемые.— 1984.— № 4.— С. 44—62.
5. *Гордиенко И. В., Жамойцина Л. Г., Зонхоева Э. Л. и др.* Цеолитонность базальтов Забайкалья.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
6. *Гречин В. И., Золотарев Б. П.* Геохимия океанических базальтов и их вторичные изменения // Тр. Геол. ин-та АН СССР.— 1983.— № 387.— С. 139—170.
7. *Игнатова Л. А.* Вторичные изменения юрских пиллоу-лав Северо-Западного Кавказа // Минеральные преобразования пород океанической коры.— М.: Наука, 1984.— С. 60—69.
8. *Классификация и номенклатура магматических горных пород.*— М.: Недра, 1981.
9. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах // Геотектоника.— 1976.— № 2.— С. 15—30.
10. *Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г. и др.* Парагенезисы селадонит-глюаколитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. DSDP) // Литология и полезн. ископаемые.— 1984.— № 4.— С. 63—84.
11. *Курносое В. Б.* Эволюция вторичных преобразований базальтов в океане // Минеральные преобразования океанической коры: Тез. докл.— Владивосток, 1982.— С. 34—36.
12. *Курносое В. Б., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С.* Вторичные изменения вулканических стекол в океане // Минеральные преобразования пород океанического субстрата: эпигенез и начальный метаморфизм.— М.: Наука, 1981.— С. 50—57.
13. *Ломова О. С., Александрова В. А.* Морфогенетические типы и особенности формирования базальтов мугоджарских пиллоу-лав (Южный Урал) // Минеральные преобразования пород океанической коры.— М.: Наука, 1984.— С. 91—95.
14. *Набоко С. И., Главатских С. Ф.* Гидротермальные минералы Горячего пляжа (о. Кунашир) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов.— М.: Наука, 1970.— С. 48—71.
15. *Парфенов Л. М., Попеко В. А., Попеко Л. И.* Главные структурно-вещественные комплексы острова Шикотан и их геологическая природа // Геология и геофизика.— 1983.— № 10.— С. 24—34.
16. *Фрих-Хар Д. И.* О взаимодействии морской воды с магматическим веществом // Сов. геология.— 1982.— № 10.— С. 93—99.
17. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
18. *Харин Г. С., Шевченко А. Я.* Минеральные преобразования и миграция вещества в базальтах при гальмиролизе и диагенезе (на примере базальтов ложа Норвежско-Гренландского бассейна) // Минеральные преобразования океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм).— М.: Наука, 1981.— С. 30—37.
19. *Холодkevич И. В., Гептнер А. Р.* Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтоидов Исландии // Литология и полезн. ископаемые.— 1982.— № 4.— С. 68—78.
20. *Цветков А. А., Говоров Г. П., Цветкова М. В., Аракелянц М. М.* Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 12.— С. 11—27.
21. *Hajash A., Archer P.* Experimental seawater—basalt interaction; effects of cooling // Contrib. Mineral. and Petrol.— 1980.— V. 75, N 1.— P. 1—13.
22. *Hart R. A.* A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2 // Canad. J. Earth Sci.— 1973.— V. 10.— P. 799—816.
23. *Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci.— 1974.— V. 274, N 4.— P. 321—355.
24. *Papavassilion C. Th., Cosgrove M. E.* Chemical and mineralogical changes during basalt-seawater interaction: Site 223, Leg 23. DSDP, north-west Indian Ocean // Miner. Mag.— 1981.— V. 44, N 334.— P. 141—146.
25. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Mineral. and Petrol.— 1976.— V. 58, N 1.— P. 63—81.

26. Seyfried W. E., Bischoff J. L. Experimental seawater-basalt interaction at 300 °C. 500 bar, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1981.— V. 15, N 2.— P. 135—147.
27. Wedepohl K. H. Material balance between spilites and ocean ridge basalt // 27 Междунар. геол. конгр. Москва, 4—14 авг., 1984: Тез. Т. 4. Секц. 08—09.— М., 1984.— С. 487—488.
28. Wedepohl K. H. Spilitization in the ocean crust and seawater balances // *Fortschr. Miner.*— 1988.— V. 66, N 2.— P. 129—146.

*Институт геохимии СО РАН  
Иркутск*

*Поступила в редакцию  
8 июня 1992 г.*

## ДИСКУССИЯ

Внешние фронтальные островные дуги изучены значительно хуже, чем внутренние вулканические. В этом отношении не является исключением и о. Шикотан. Поэтому фактический материал статьи А. Ю. Антонова представляет большой интерес, хотя его выводы в какой-то степени спорны. Высокие содержания калия в некоторых базальтах матакотанской свиты (верхний мел) обусловили мнение автора о проявлении на о. Шикотан специфических субщелочных высококалиевых вулканитов (до шшонитов), которые близки тыловым островодужным образованиям. Но помимо «коровой» калиевой щелочности, свойственной тыловым зонам островодужных систем, существует «мантейнная» щелочность с тем или иным участием калия, проявляющаяся в начальные этапы тектономагматических циклов вдоль глубинных разломов внешних (фронтальных) дуг. С последней, по-видимому, и встретился А. Ю. Антонов, и нет оснований подозревать присутствие на Шикотане тыловых островодужных систем.

Второй вывод, вызывающий сомнение,— о вторичном, в основном паложенном характере изменений шикотанских лав и значительном участии в этих изменениях морской воды. Магматические породы внешних дуг в большинстве случаев подвержены, еще при подходе магмы к поверхности, сильному авометасоматозу из-за значительного содержания в инициальных мантейнных магмах воды, глубинных флюидов. Поэтому они в той или иной мере имеют «первичный» зеленокаменный облик. Образование цеолитов в матакотанских породах, возможно, связано с воздействием иррывающих матакотанскую свиту габброидных интрузий.

*ИГиГ ДВО РАН  
Хабаровск*

*Г. М. Власов*

УДК 552.578.2.061.4(571.66)

*О. А. Улыбин, Н. Н. Абрамова*

## КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НЕОГЕНОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛПАКОВСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Рассматриваются вещественный состав палеоген-неогеновых отложений района Западной Камчатки, их вторичная преобразованность, коллекторские свойства, модель строения коллектора и вопросы технологии вскрытия продуктивных горизонтов. Описываются свойства туфоаргиллитов, являющихся как породами-покрышками, так и породами-проводниками, что представляет практический интерес с точки зрения корреляции региональных (зональных) покрышек и локализации УВ-скоплений.

Неогеновые отложения в пределах Колпаковского прогиба Западной Камчатки представлены вулканогенно-осадочными породами, в разрезах палеогена преобладают терригенные отложения. С отложениями неогена связана промышленная газоносность (Кшукская, Нижне-Квакчикская и другие площади), для отложений палеогена характерны локальные нефтегазопроявления различной интенсивности (Северо-Кшукская, Средне-Куижинская и другие площади), которые могут свидетель-

ствовать об их высоком нефтематеринском потенциале. Последнее подтверждается данными люминесцентно-битуминологических исследований в этом районе [3].

Промышленная газоносность неогеновых отложений установлена на Кшукской и Нижне-Квакчикской площадях в эрмановской, этолонской и утхолокской свитах [2]. Отложения эрмановской свиты верхнего миоцена представлены вулканогенно-осадочной молассой. Газонасыщенными породами являются туфопесчаники, переслаивающиеся с пластами туфоаргиллитов и углей. Они обладают высокими фильтрационными и емкостными свойствами. Обломочная часть псаммитовых разностей представлена кварцем, слабо серицитизированными плагиоклазами, обломками кислых и средних эффузивных пород, аргиллитов; отмечаются обломки кварцитов, сланцев кварц-хлоритового состава, а также обломки вулканического стекла. Обломочная часть в рассматриваемых породах составляет 65—95 %, цемент 5—35 %. Цемент по составу полиминеральный — монтмориллонитовый, хлоритовый, каолинитовый, карбонатный, цеолитовый. Тип цемента поровый, контактовый, участками базальный. Все вышеотмеченные цементы являются аутигенными, образование их было связано с изменением вулканогенного материала в стадии диагенеза и, возможно, раннего эпигенеза при воздействии на осадок (породу) гидротермальных растворов, связанных с вулканическими очагами. Обломки эффузивных пород представлены андезитами, частично хлоритизированными, серицитизированными.

Залежь, вскрытая в этолонской свите верхнего миоцена, связана с мелкозернистым туфопесчаником, в утхолокской свите — с туфогенным песчаником.

Вещественный состав рассматриваемых пород, количество и минералогический состав цементов оказывали влияние на структуру пустотного пространства, определяющего емкостные и фильтрационные свойства исследуемых отложений. Для характеристики коллекторских свойств рассматриваемых пород использованы данные лаборатории физики пласта ВНИГРИ по открытой пористости, поровой проницаемости (или газопроницаемости), а также параметры пористости и трещинной проницаемости, полученные по методу больших шлифов [1].

Полезная емкость рассматриваемых пород определяется первичными и вторичными порами. Это субкапиллярные (меньше одного микрона) и капиллярные (размером от 5 до 300 микрон) поры. Субкапиллярные поры располагаются в цементе, между частицами глинистого вещества, капиллярные — как между обломками пород, минералов, так и внутри измененных полевых шпатов и обломков эффузивных пород.

В цементирующей части встречаются также поры перекристаллизации, размером 10—15 микрон. В отложениях неогена открытая пористость в среднем составляет 20—30 %, в палеогеновых она колеблется от 4 до 15—20 %; поровая проницаемость (или газопроницаемость) неогеновых отложений —  $0,2—13,4 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, трещинная проницаемость не превышает  $1,5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>; для отложений палеогена поровая проницаемость равна  $1—3 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, трещинная —  $3,5—4 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Отложения палеогена, вскрытые скважиной 4 на Нижне-Квакчикской площади в интервале 2599,8—2750 м, представлены мелкозернистыми, мелко-среднезернистыми туфопесчаниками и песчанистыми туфоалевролитами. В них несколько меньше вулканогенного материала и цемента, чем в неогеновых аналогичных литологических разностях. Открытая пористость туфопесчаников и туфоалевролитов верхней части разреза составляет 13,5—14 %, поровая проницаемость —  $0,93—1,84 \times 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, трещинная проницаемость —  $1,7—2,7 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Приведенные выше параметры пористости, поровой и трещинной проницаемости свидетельствуют о том, что в отложениях неогена рассматриваемых площадей наибольшее распространение имеет простой поровый тип коллектора; в отложениях палеогена — сложный порово-трещинный и трещинно-поровый.



В простом типе коллектора емкостью служат поры разного генезиса (первичные, вторичные), в сложном — поры, каверны, трещины. Фильтрация углеводородов (УВ) в простом типе коллектора осуществляется, в основном, по межпоровым каналам. В сложном типе коллектора фильтрация УВ происходит преимущественно по трещинам, проницаемость же по межпоровым каналам имеет подчиненное значение.

Формирование структуры пустотного пространства коллекторов рассматриваемых пород тесно связано с различными стадиями их уплотнения [4].

Первой стадии уплотнения соответствует равновесная система, когда уменьшение пористости сопровождается отжатием жидкости в объеме сохранившегося порового пространства. Фильтрация флюидов осуществляется по поровым каналам. Фильтрационные потоки флюидов (в том числе УВ) могут создавать локальные повышенные, реже аномальные пластовые давления, но недолговечные. При таких условиях существует, как правило, поровый тип коллектора. На второй стадии системы уплотнения неравновесная. Отток флюидов по порам затруднен. Уменьшается и проницаемость пород. Ее изменение существенно зависит от отношения пород к тому или иному классу и определяется величиной проницаемости, установленной при нормальных условиях. Например, по данным П. М. Мarmorштейна (1985 г.), проницаемость образцов песчаников, испытанных при давлении 40 МПа, уменьшалась на 40—97%. Образцы с низкой проницаемостью, как правило, содержат больше цементирующего вещества, обладают значительной сжимаемостью. В отдельных случаях наблюдается полное прекращение фильтрации вследствие исчезновения трещин.

При неравновесной системе поровое давление по мере гравитационного уплотнения увеличивается от гидростатического до горного. В этом случае избыточное давление в порах терригенных образований оказывается запечатанным, что способствует сохранению аномальных поровых давлений в толще пород. В конце данной стадии формируется сложный порово-трещинный тип коллектора за счет локального «саморазрушения» (гидроразрыв) поровой среды под действием геостатического напряжения.

На третьей стадии происходит переформирование зон аномальных поровых (пластовых) давлений под влиянием притока флюидов по трещинам извне. Аномальные пластовые давления могут существовать локально, пока они достаточно надежно изолированы от зон с более низкими пластовыми давлениями.

Для неогеновых образований по изложенным выше петрофизическим свойствам характерна равновесная система уплотнения. Тип коллектора поровый. Породы находятся в конце первой стадии уплотнения, фильтрация — межзерновая, система перегружена цементирующим материалом и преобладают следы фильтрации флюидов по вторичным каналам и пустотам. С глубиной наблюдается закономерное уменьшение пористости всех литологических разновидностей пород. Исключения могут составлять неогеновые разрезы, тяготеющие к выступам фундамента, где отмечается улучшение коллекторских свойств с глубиной [2]. Пластовое давление повсеместно сохраняется гидростатическим.

Палеогеновые образования по петрофизическим свойствам соответствуют второй стадии уплотнения осадков. Вскрытый бурением палеогеновый разрез характеризуется более сложным строением, отток флюида по порам ограничен. По данным бурения с глубиной фиксируется повышение аномальности пластовых давлений. Коэффициент аномальности ( $K_{ан}$ ) — 1,10—1,15. Не исключается возможность вскрытия аномальных пластовых давлений, по аналогии с соседним, центральным районом (скважины Долиновская-1, 2, Безводная-1). В этом случае высокие давления в порах как в глинистых покрывках, так и в пластах-коллекторах могут быть локальными.

Отсутствие поровой фильтрации, как правило, создает аномальность поровых давлений, и, как известно, под действием геостатического напряжения в скелете породы (стенках пустотного пространства) образуются трещины, способствующие формированию поровых каналов, возобновлению фильтрационных потоков флюидов. Последнее способствует формированию вторичных процессов преобразования материнской породы (вторичные коллекторы, выщелачивание и т. п.) и формированию устойчивых каналов миграции флюидов по разрезу. Так, например, битуминологический анализ А. Р. Беликовой (ВНИГРИ) достаточно четко помог выявить два типа устойчивых каналов миграции продуктов преобразования ОВ.

Первый тип свойствен неогеновым отложениям, отмечается в породах, отличающихся высокой газопроницаемостью (например, эрмановская свита). Здесь содержание битуминозных веществ заметно понижено до тысячных, реже сотых долей процента. Тип битумоидов остаточный. Для этих пород характерна «промытость» от смолистых веществ, рыхлость, рассланцованность, микротрещиноватость. При наличии достаточной мощности и непроницаемости кровли они могут стать резервуаром для газовых залежей экранированного типа (эрмановская залежь). В породах неогена в миграцию включены главным образом продукты начальной газовой фазы нефтеобразования, характерные для невысокой стадии катагенеза ОВ.

Второй тип постоянных каналов свойствен палеогеновым образованиям (отложения гакхинской свиты). Для проводящих каналов этого типа характерны резкие перепады количественного содержания битуминозных веществ и их качественного состава. На фоне единообразия пород по литологическим и фильтрационно-емкостным показателям происходит ритмичное чередование битумоидов легкого состава и тяжелых смолистых и асфальтово-смолистых. Обнаруженные в разрезе палеогена пласты, имеющие повышенное (относительно фона) содержание битумоидов, свидетельствуют об имевших место на этом участке миграционных процессах. Вероятно, постепенно накапливаясь на путях миграции, ОВ блокируют проводящие каналы, меняют их направление. Каналовидные поры размером от 1 до 50 мкм обеспечивают фильтрационные свойства пород и вмещают основные объемы флюидов. Результаты испытания эрмановской свиты Кшукского месторождения на глубинах 1100—1300 м подтверждают относительно высокие дебиты газа, составляющие 200—300 тыс. м<sup>3</sup>/сут и более в купольной части разреза I—II горизонта, постепенно снижающиеся на периклиналях залежи и с глубиной (горизонты III—IV) до 87,5—150 тыс. м<sup>3</sup>/сут и менее. Ниже по разрезу в этолонской свите, на глубине 1550 м получен низкий приток газа (79 тыс. м<sup>3</sup>/сут) и конденсата (4,1 м<sup>3</sup>/сут). Здесь же отмечены непромышленные притоки газа и конденсата из отложений палеогенового возраста.

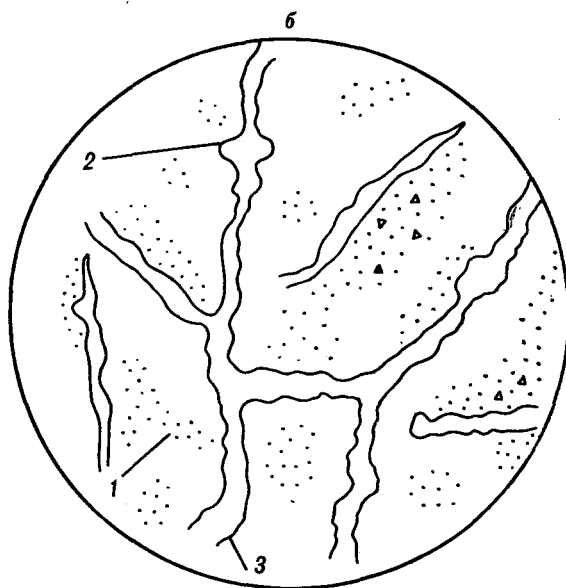
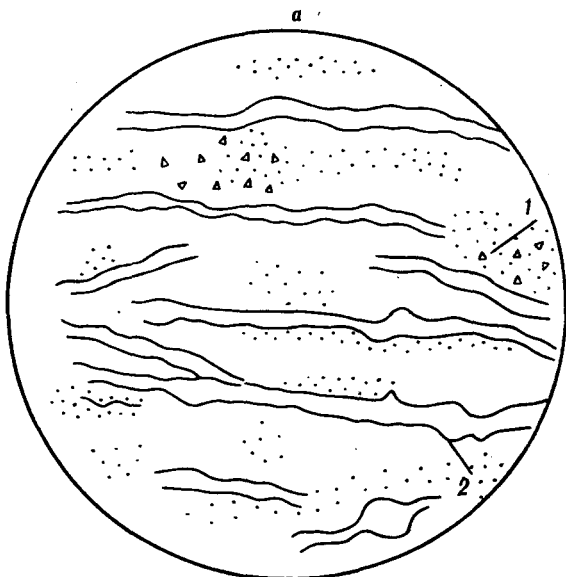
На Нижне-Квакчикском месторождении газоконденсат установлен на глубине 2395 м и приурочен к туфогенным песчаникам утхолокской свиты, перекрытым аргиллитовой толщей нижнего миоцена. При испытании получены притоки газа до 140 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

Основные запасы УВ утхолокской свиты содержатся в блоках (порах) матрицы, фильтрация преобладает на участках выщелачивания каолинитового цемента, здесь же преобладает трещиноватость. То есть проницаемые зоны, скорее всего, имеют мозаичный характер. Притоки могут значительно меняться по разрезу и латерали и охватывать ограниченные участки залежи, за исключением тектонически ослабленных зон. Относительно небольшие и резкие перепады дебитов подтвердились результатами испытания утхолокской залежи Нижне-Квакчикской площади.

По результатам изучения керна, материалов ГИС на Кшукском месторождении установлена невыдержанность толщин и коллекторских свойств продуктивных горизонтов на площади, вплоть до замещения

Изображение шлифов туфоаргилитов (субкапиллярные, первичные поры меньше 1 микрона между частицами глинистого вещества).

*а* — туфоаргилиты-покрышки, *б* — туфоаргилиты — проводники. 1 — поры между зернами песчано-алевритового материала, образующие скопления; 2 — вторичные поры выщелачивания, образованные вдоль открытых трещин; 3 — вертикальные трещины.



коллекторов неколлекторами. Породы эрмановской свиты обладают высокими значениями открытой пористости, одинаковыми как в коллекторах, так и в породах-покрышках, и сравнительно низкими значениями газонасыщенности. Эти необычные с позиции традиционных коллекторов свойства объясняются нами высоким содержанием глинистых компонентов с преимущественно субкапиллярными размерами пор, которые могут заполняться только связанной водой.

В связи с этим, замеряемые в лабораторных условиях значения открытой пористости практически не используются в качестве критерия оценки коллекторских свойств пород, в частности, их полезной емкости. Полезная емкость принимается порядка 15 % к объему газозаменяющей части пород, характеризующихся повышенным содержанием остаточной воды и низкой газонасыщенностью. На наш взгляд, учитывая сложность коллекторов, вскрываемых на месторождениях в Колпаковском прогибе, особенно в низах неогена и палеогена (гакхисская свита и др.), не следует механически решать вопрос наличия полезной емкости только с точки зрения наличия глинистой компоненты. Здесь следует провести исследования по наличию сложных коллекторов, порово-трещинных и трещинно-поровых, которые могут развиваться в глинах. То есть нельзя исключать возможность увеличения процента полезной емкости за счет вторичных систем фильтрации УВ, обмена фазами между поровой и трещинной средами.

Рассмотренные выше модели фильтрационно-емкостных систем коллекторов неогеновых и палеогеновых отложений Колпаковского прогиба определяют условия вскрытия и опробования перспективных пластов как в процессе бурения, так и в колонне. В настоящее время на Камчатке технология вскрытия продуктивных пластов определяется преимущественно условиями наличия в разрезе порового типа коллекторов различной емкости с преобладанием режимов работы притоков флюидов по межпоровым каналам. Как показала практика опробования,

в указанных условиях (эрмановская продуктивная толща) нет особых опасений по закупорке (загрязнению) околоствольной зоны в процессе бурения, даже при работе с утяжеленными растворами.

Преобладание же в разрезе сложных коллекторов трещинно-порового или порово-трещинного типов, где каналами фильтрации и связи являются, в основном, трещины (кочерская, снатольская и другие свиты), предопределяет технологию вскрытия призабойной зоны скважины, применение буровых растворов как для сложных коллекторов. Такие коллекторы легко подвергаются смыканию при резком изменении горного давления по стволу скважины, а также возможной кольматации пустотного пространства при интенсивном внедрении растворов в трещинную околоствольную зону продуктивных пластов.

Исследования туфоаргиллитов, являющихся как породами-покрышками, так и породами-проводниками (см. рисунок), осуществляющих гидродинамическую связь между отдельными пластами, насыщенными флюидами, представляют собой практический интерес с точки зрения корреляции региональных (зональных) покрышек. Последнее позволяет определять условия возможного формирования и сохранения локальных УВ-скоплений и сопутствующих им аномально высоких пластовых давлений, т. е. туфоаргиллиты могут проявлять равные способности и в аккумуляции флюидов, и в их изоляции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Методические рекомендации по изучению и прогнозу коллекторов нефти и газа сложного типа/ВНИГРИ.— Л., 1989.*
2. *Мотовилов Ю. В., Козьянин В. К., Косыгин Ю. А., Тютрин И. И.* Новые данные о нефтегазосности Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 1.— С. 63—65.
3. *Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазосности.— Л.: Недра, 1987.*
4. *Ульбин О. А., Гмид Л. П.* Особенности формирования структуры пустотного пространства терригенных пород юры и нижнего мела в условиях аномальных пластовых давлений севера Западной Сибири // Изучение геологического разреза и прогнозирование АВПД/ВНИГРИ.— Л., 1987.— С. 79—84.

**ВНИГРИ**  
*Санкт-Петербург*

*Поступила в редакцию*  
*23 сентября 1992 г.*

УДК 551.352.051 + 512.243.4 : 76(571.63)

*И. В. Кемкин, В. С. Руденко*

## **РАННЕМЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ ИЗ ОЛИСТОСТРОМОТУРБИДИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА р. ЧЕРНАЯ (Южный Тихотэ-Алинь)**

Развитый в бассейне р. Черная комплекс осадочных отложений, сложенный терригенными, кремневыми и карбонатными породами, относимыми к палеозою, содержит многочисленные остатки мезозойских микрофосилий. Радиоларии мезозойского возраста выделены из терригенных (олистостромотурбидитовых) пород и из кремней. Олистостромотурбидитовые отложения содержат раннемеловой (валажиг-барремский) комплекс радиоларий, а кремни — позднеюрский. Кроме того, из кремневых пород выделены также и позднепермские радиоларии. Особенности состава, строения, возраста и взаимоотношения отложений бассейна р. Черная позволяют считать их фрагментом раннемеловой аккреционной призмы, где олистостромы и турбидиты слагают матрикс, а кремни и известняки, ассоциирующие с базальтами, — аллохтонные пластины, совмещенные в разрезе в ходе субдукционных-аккреционных процессов.

В бассейне р. Черная, в эрозионных «окнах» среди поздне меловых вулканитов, вскрывается мощная (до 2 км) толща осадочных отложений палеозойского возраста, представленных терригенными, кремневыми и карбонатными образованиями, ассоциирующими с вулканитами основного состава. Каменноугольно-пермский возраст толщи основывался на находках в телах известняков фауны фораминифер [3, 6]. При этом терригенные и кремневые образования считались «немыми», поскольку в них не были найдены остатки ни макро-, ни микрофауны. В целом толща рассматривалась как трансгрессивно-регрессивная последовательность морских отложений, в которой относительно мелководные осадки переслаиваются с более глубоководными и гемипелагическими. Вместе с тем, проводимые нами в последние годы крупномасштабные исследования в Сихотэ-Алине, включающие структурные, петрогеохимические, биостратиграфические и др. аспекты, позволили существенным образом изменить сложившиеся представления о геологическом строении рассматриваемого региона. В результате этих исследований в пределах Сихотэ-Алиния были установлены аккреционные комплексы: средне-позднеюрский (самаркинский террейн) и раннемеловой (таухинский террейн), и было обосновано террейновое строение Сихотэ-Алинской складчатой области [4, 7, 13]. Немаловажное значение имело и установление того факта, что все относительно древние образования (главным образом палеозойские и раннемезозойские) являются аллохтонными, т. е. перемещенными с мест своего первоначального образования и совмещенными в разрезе с более молодыми (юрскими либо раннемеловыми) терригенными отложениями. В этой связи представляется весьма интересным выяснение природы, структурного положения вышеупомянутой совокупности палеозойских пород бассейна р. Черная, а также их взаимоотношения с аккреционными формированиями.

Нами были изучены отдельные разрезы палеозойских образований, обнажающихся в береговых скальных выходах. В ходе исследований установлено, что терригенные породы сложены турбидитовыми и олистостромовыми образованиями. Олистостромы представляют собой горизонты хаотического строения, состоящие из несортированного глыбового материала, заключенного в алевроаргиллитовую или алевропсаммитовую массу. Среди олистолитов отмечаются кремни, песчаники, алевролиты, известняки, базальты, гравелиты и др. породы. Форма олистолитов разнообразная — от изометричной и удлиненной до линзовидной и неправильной. Размер обломков изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и десятков сантиметров. Отдельные глыбы имеют размер до 500—700 м в поперечнике. Количество обломков составляет около 30—40 % от объема породы.

Вмещающая олистолиты масса представлена плохо отсортированными алевролитами. Слагающий их материал взмучен, замусорен песчаными частицами, часто со следами течения и оплывания неконсолидированного осадка, выражающимися в хаотической дисгармоничной микроскладчатости. Турбидиты представлены преимущественно полевошпатовкварцевыми песчаниками (в основном средне- и мелкозернистыми) и алевролитами, которые характеризуются плохой сортировкой кластики, а также обычной для такого типа отложений градационной слоистостью. Последняя проявляется в последовательной смене в пределах одного ритма среднезернистых песчаников мелкозернистыми, затем алевропесчаниками и песчанистыми алевролитами и далее собственно алевролитами и алевроаргиллитами. Мощность отдельных элементов ритмов изменяется от 5 до 40 см. Переход от олистостром к турбидитам осуществляется постепенно за счет уменьшения в первых количества и размера обломков пород вплоть до их исчезновения.

Среди олистостромотурбидитовых отложений залегают «горизонты» кремневых пород мощностью от 20 до 100 м. Кремневые породы представлены зеленоватыми (на свежем сколе) плитчатыми кремнями (тол-

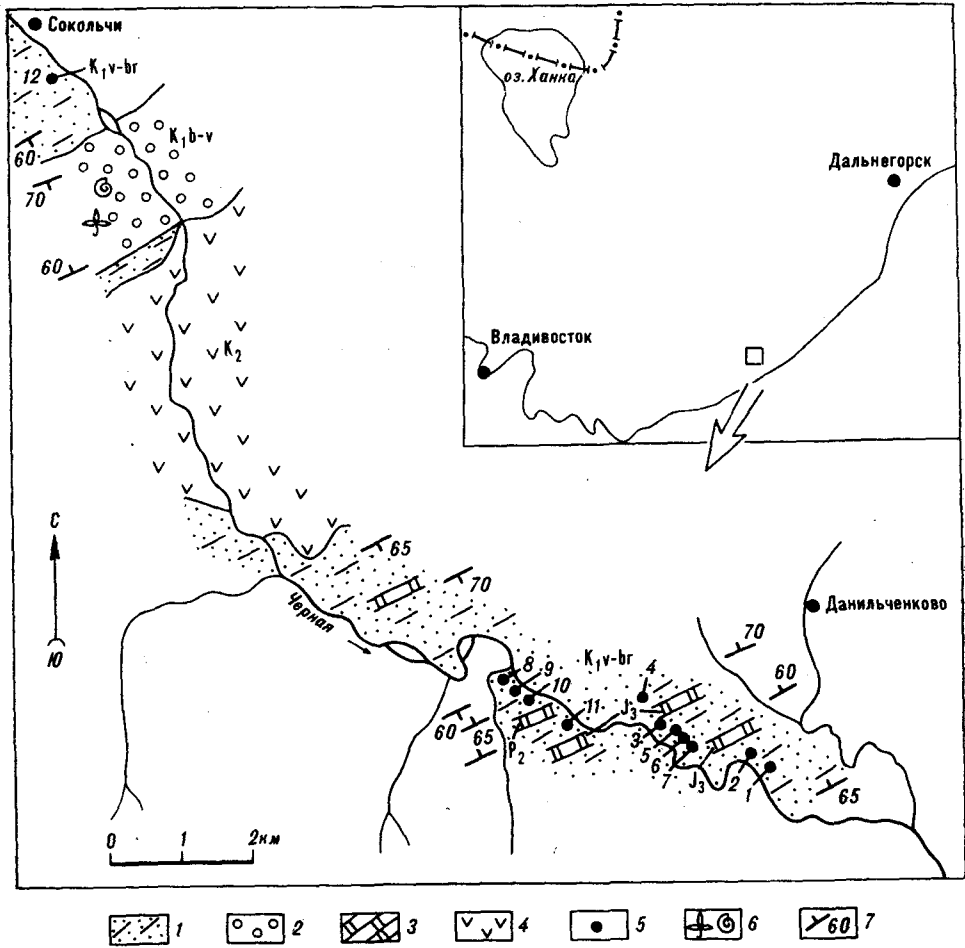


Рис. 1. Схематический геологический план бассейна р. Черная.

1 — олистостромово-турбидитовые отложения; 2 — грубозернистые шельфовые отложения; 3 — кремни; 4 — позднемеловые вулканиты; 5 — точки сборов радиоларий; 6 — точки сборов флоры и макрофауны; 7 — элементы залегания пород.

щина плиток от 3 до 10 см), переслаивающимися с маломощными (1—3 мм) прослоями глинистых кремней.

Карбонатные образования в пределах изученных разрезов не отмечались, однако в более западных районах развития палеозойских отложений они достаточно часты и представлены оолитовыми и мелкокристаллическими неяснослоистыми известняками, нередко в ассоциации с вулканитами основного состава, залегающими среди турбидитово-олистостромовых отложений. Мощность карбонатных образований составляет первые десятки метров.

Для уточнения возраста пород из всех литологических разностей нами были отобраны пробы на микрофауну. В результате последующих экстрагирования и идентификации микрофоссилий получились интересные данные. Из кремнистых образований нами были определены позднепермские радиоларии в одном случае и позднеюрские — в других (списки фауны и более полную информацию см. [5]), а из терригенных пород — раннемеловые (см. таблицу, рис. 1—3). В карбонатных породах, как отмечалось выше, найдены фораминиферы карбои-пермского возраста. Присутствие среди относительно молодых отложений более древних предопределяет аллохтонную природу последних, а наличие в олистостроме глыб и обломков этих пород указывает на то, что совмещение их в единый разрез осуществлялось в конседиментационную стадию. Таким образом, мы имеем дело со сложно построенным комплек-

Раннемеловые радиолярии из терригенных пород бассейна р. Черная

Виды	Образцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Cingulaturris carpatica</i> Dumitrica				*								*
<i>Cingulaturris</i> sp.								*				*
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Th. pulchra</i> (Squinabol)			*	*	*							
<i>Archaeodictyomitra brouweri</i> Tan Sin Hok							*					
<i>Archaeodictyomitra</i> ex. gr. <i>apiara</i>			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>A. apiara</i> (Rust)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>A. cf. puga</i> Schaaf			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>A. sliteri</i> Pessagno			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>A. vulgaris</i> Pessagno			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	*	*										*
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozynyak)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>P. leptoconica</i> (Foreman)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>P. lilyae</i> (Tan Sin Hok)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sethocapsa simplex</i> Taketani	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>S. uterulus</i> (Parona)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sethocapsa</i> sp.		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>S. cf. cetia</i> Foreman					*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Holocryptocanium geysersensis</i> Pessagno	*					*	*	*	*	*	*	*
<i>H. barbui</i> Dumitrica						*	*	*	*	*	*	*
<i>Stichomitra</i> cf. <i>manifesta</i> (Foreman)						*	*	*	*	*	*	*
<i>Stichomitra</i> sp.				*		*	*	*	*	*	*	*
<i>Parvicingula</i> aff. <i>cosmoconica</i> (Foreman)						*	*	*	*	*	*	*
<i>P. boesii</i> (Parona)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Obesacapsula rotunda</i> (Hinde)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Archaeospongoprunum certinaensis</i> Pessagno			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>A. tehamaensis</i> Pessagno			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Xitus spicularis</i> (Aliev)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>X. alievi</i> (Foreman)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Xitus</i> sp.			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Theocorys</i> cf. <i>renzae</i> Schaaf			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Siphocampium davidi</i> Schaaf			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Hemicryptocapsa pseudopilula</i> Tan Sin Hok			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>H. tuberosa</i> Dumitrica			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>P. cf. polylophia</i> (Foreman)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Tritrabs</i> sp.	*							*	*	*	*	*
<i>Praeconocaryomma</i> sp.			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Amphipindax stocki</i> (Campbell and Clark)			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Amphipindax</i> sp.			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ristola</i> cf. <i>altissima</i> (Rust)						*	*	*	*	*	*	*
<i>Ristola</i> aff. <i>cretacea</i> (Baumgartner)				*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ristola</i> sp.				*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Protunuma</i> sp.				*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman								*	*	*	*	*
<i>Eucyrtis tenuis</i> (Rust)												*
<i>Ultranapora</i> sp.												*

сом, где среди олистостроматурбидитовых отложений залегают тела более древних и генетически разнородных пород. Аналогичные формирования, развитые в северных районах Сихотэ-Алиня, описаны нами как аккреционные образования.

Выделенные из терригенных пород раннемеловые радиолярии являются, по сути, первыми прямыми данными о возрасте матрикса рай-

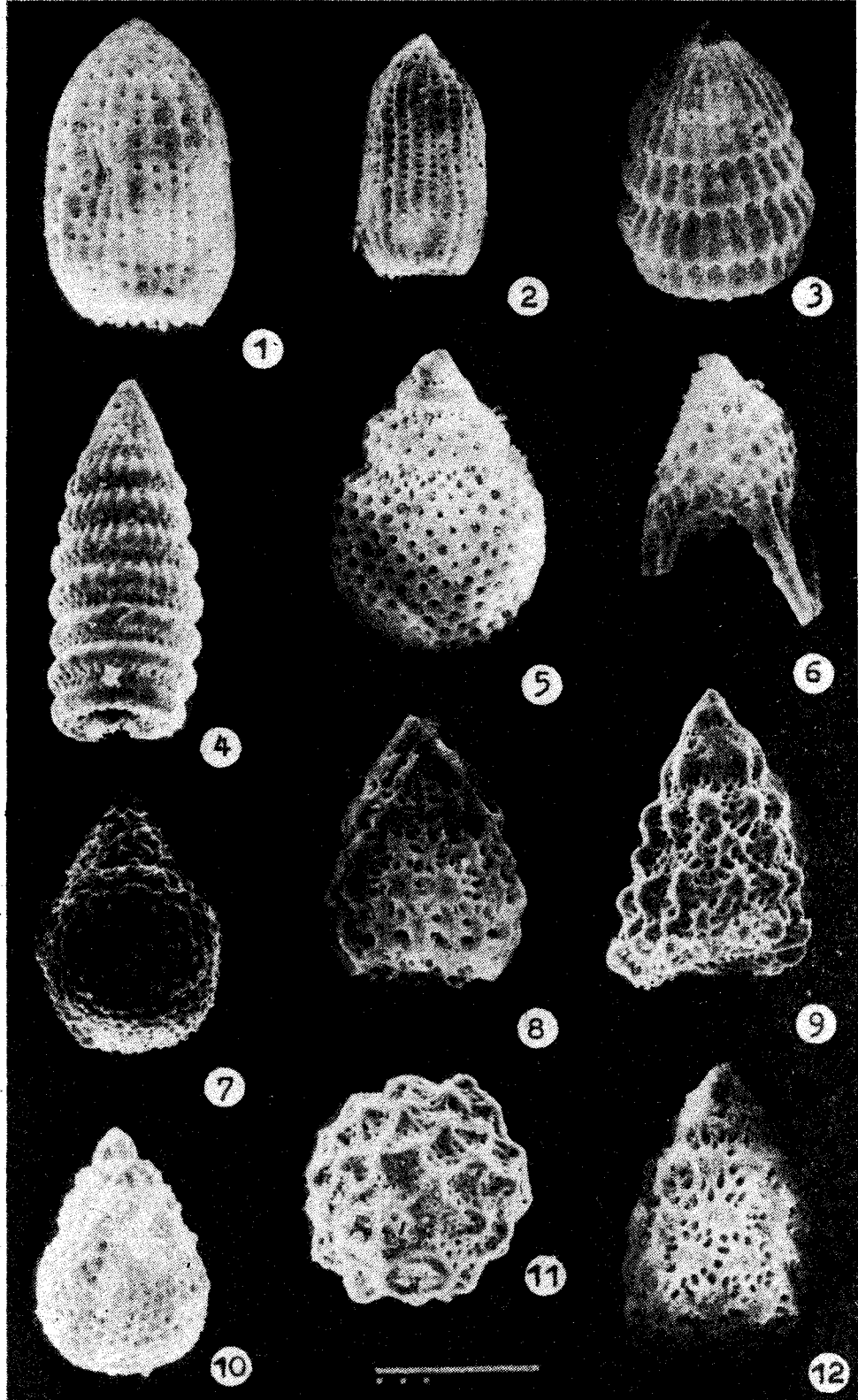


Рис. 2. Характерные виды раннемеловых радиолярий из турбидитово-олистостромо-  
вых отложений. (Коллекция И. В. Кемкина).

Фиг. 1, 2 — *Archaeodictyomitra apiara* (Rust) (3, 11); фиг. 3 — *Pseudodictyomitra leptonica* (Foreman) (3); фиг. 4 — *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok) (4); фиг. 5 — *Siphocampium davidi* Schaaf (4); фиг. 6 — *Ultranaora* sp. (12); фиг. 7 — *Theocorys cf. renzae* Schaaf (4); фиг. 8, 12 — *Xitus* sp. (9, 4); фиг. 9 — *Xitus spicularis* (Aliev) (7); фиг. 10 — *Sethocapsa uterculus* (Parona) (3); фиг. 11 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica (3). Масштаб = 100 мкм.  
Цифры в скобках соответствуют номеру образца (см. таблицу).



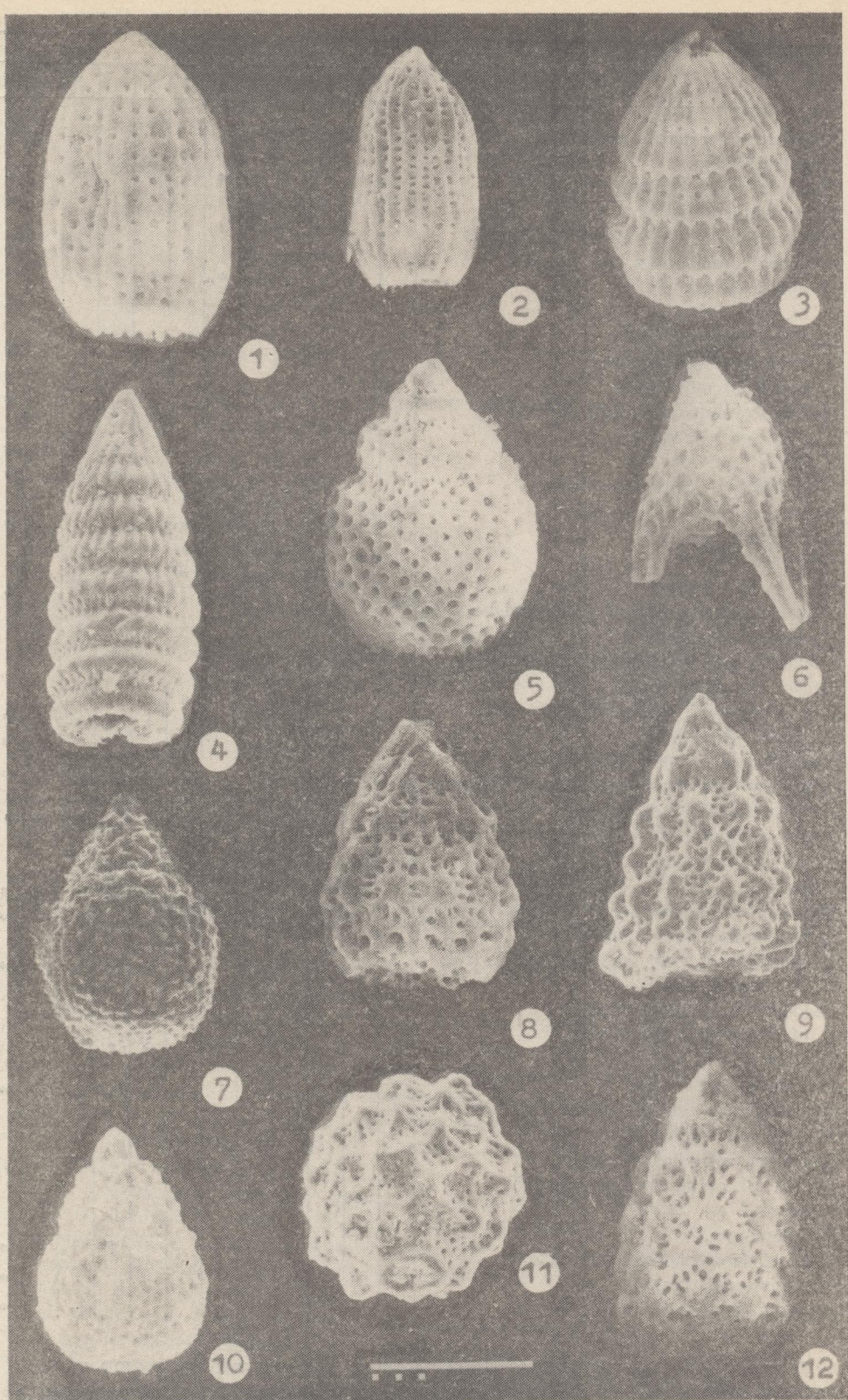


Рис. 2. Характерные виды раннемеловых радиолярий из турбидитово-олистостромо-  
вых отложений. (Коллекция И. В. Кемкина).

Фиг. 1, 2 — *Archaeodictyomitra apiara* (Rust) (3, 11); фиг. 3 — *Pseudodictyomitra leptocnica* (Foreman) (3); фиг. 4 — *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok) (4); фиг. 5 — *Siphocampium davidi* Schaaf (4); фиг. 6 — *Ultraparora* sp. (12); фиг. 7 — *Theocorys* cf. *renzae* Schaaf (4); фиг. 8, 12 — *Xitus* sp. (9, 4); фиг. 9 — *Xitus spicularis* (Aliev) (7); фиг. 10 — *Sethocarsa uterculus* (Parona) (3); фиг. 11 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica (3). Масштаб = 100 мкм.  
Цифры в скобках соответствуют номеру образца (см. таблицу).

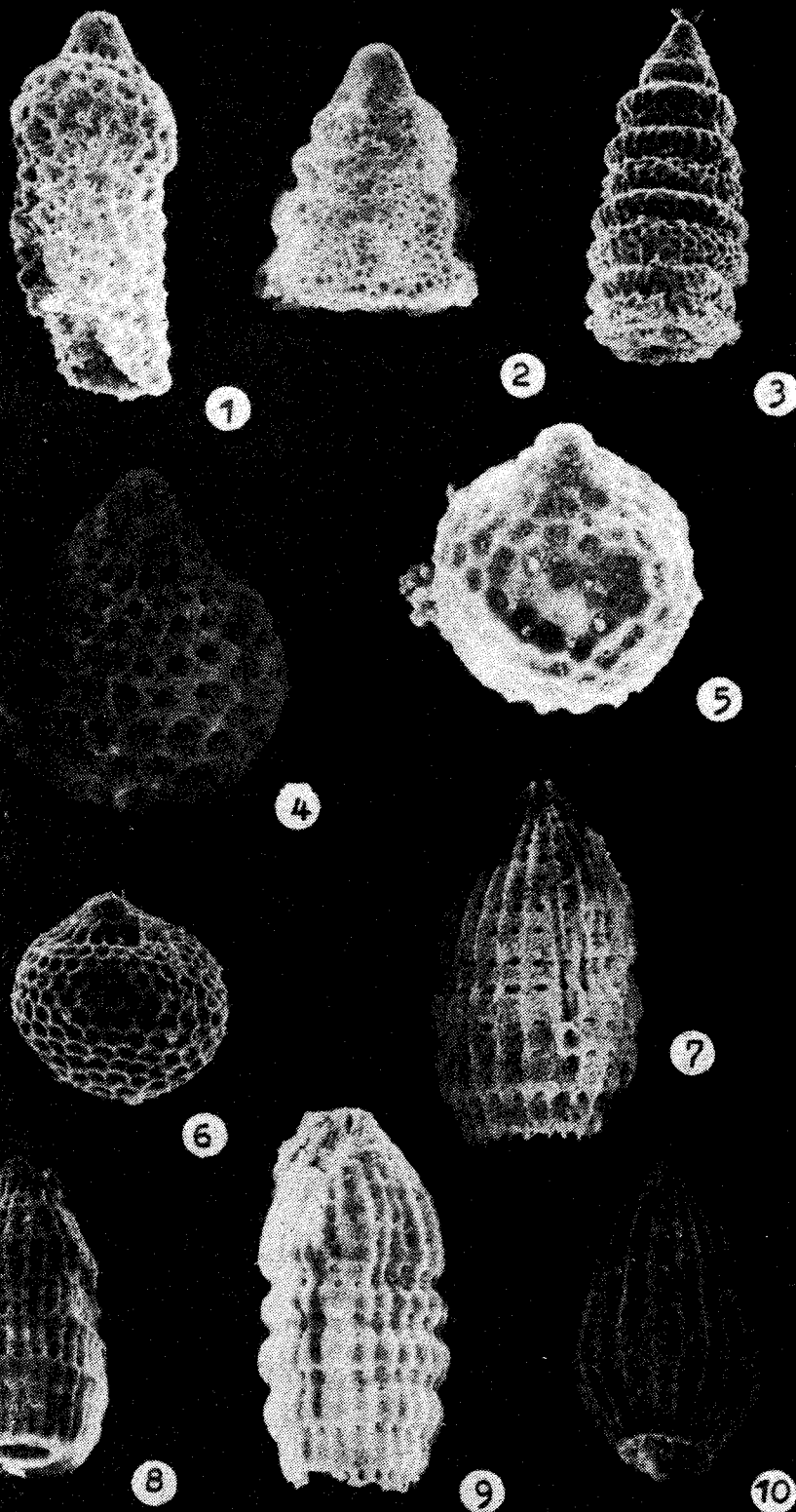


Рис. 3. Характерные виды раннемеловых радиолярий из турбидитово-олистостромовых отложений. (Коллекция И. В. Кемкина).

Фиг. 1 — *Ristola* aff. *cretacea* (Baumgartner) (4); фиг. 2 — *Amphipindax* sp. (3); фиг. 3 — *Cinguloturris* cf. *carpatica* Dumitrica (12); фиг. 4 — *Siphocampium davidi* Schaaf (12); фиг. 5 — *Cryptamphorella* sp. (5); фиг. 6 — *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (12); фиг. 7, 8, 9 — *Archaeodictyomitra* ex. gr. *ariara* (Rust) (4, 12, 3); фиг. 10 — *Thanarla* cf. *conica* (Aliev) (12). Масштаб = 100 мкм.



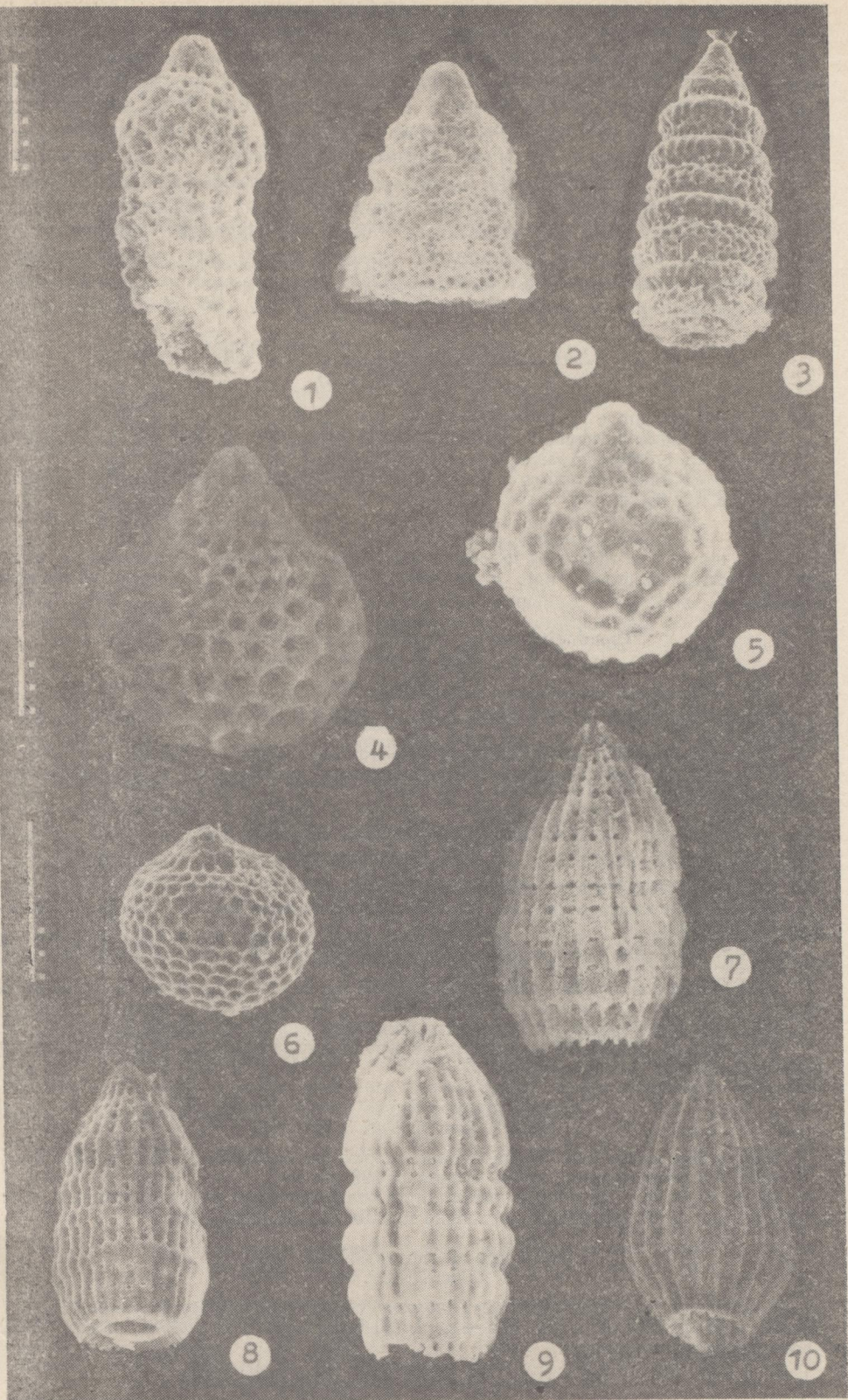


Рис. 3. Характерные виды раннемеловых радиолярий из турбидитово-олистостромовых отложений. (Коллекция И. В. Кемкина).

Фиг. 1 — *Ristola* aff. *cretacea* (Baumgartner) (4); фиг. 2 — *Amphipindax* sp. (3); фиг. 3 — *Cinguloturris* cf. *carpatica* Dumitrica (12); фиг. 4 — *Siphocampium davidi* Schaaf (12); фиг. 5 — *Cryptamphorella* sp. (5); фиг. 6 — *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (12); фиг. 7, 8, 9 — *Archaeodictyomitra* ex. gr. *apiara* (Rust) (4, 12, 3); фиг. 10 — *Thanaria* cf. *conica* (Aliev) (12). Масштаб = 100 мкм.

немелового аккреционного клина Южного Сихотэ-Алиня. Комплекс радиолярий представлен разнообразными и многочисленными мультицир-тидными и криптоцефалическими населениями, реже встречаются спу-меллярии. В комплексе доминируют представители родов *Archaeodictyo- mitra*, *Pseudodictyomitra*, *Xitus* и *Holocryptocanium*. В целом, выделен- ный комплекс радиолярий охватывает большой диапазон времени — от поздней юры до позднего мела. Однако присутствие таких видов как *Siphocampium davidi* Schaaf, *Theocorys renzae* Schaaf, *Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman) и *P. lilyae* (Tan Sin Hok) позволяет сократить возрастной интервал до валацжина — баррема. Следует отметить, что аналогичный комплекс радиолярий описан нами из кремнисто-глини- стых образований бассейна р. Маном. Ниже приводятся краткие описа- ния некоторых видов этого комплекса.

*Archaeodictyomitra apiara* (Rust, 1885)  
(Рис. 2, фиг. 1, 2)

1885 — *Lithocampe apiarium* Rust, p. 314, pl. 39, fig. 8.

1977 — *Archaeodictyomitra apiara* (Rust): Pessagno, p. 41, pl. 6, fig. 6—14.

1979 — *Dictyomitra apiarium* (Rust): Nakaseko et al., pl. 3, fig. 3.

1981 — *Archaeodictyomitra apiara* (Rust): Nakaseko et Nishimura, p. 145, pl. 6, fig. 1—4, pl. 15, fig. 2, 6, 7.

1981 — *Archaeodictyomitra apiara* (Rust): Schaaf, p. 432, pl. 18, fig. 2 a, b.

1984 — *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust): Schaaf, p. 92, pl. A.

З а м е ч а н и е. Заметная индивидуальная изменчивость проявляется в разме- рах раковины, характере пор, у некоторых экземпляров отмечается сегментация раковины.

*Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman, 1973)  
(Рис. 2, фиг. 3)

1973 — *Dictyomitra leptoconica* Foreman, p. 264, pl. 10, fig. 4, pl. 16, fig. 6.

1981 — *Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman): Schaaf, p. 437, pl. 3, fig. 3, pl. 18, fig. 3a, b.

1984 — *Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman): Schaaf, p. 116, pl. 4.

З а м е ч а н и е. Индивидуальная изменчивость проявляется в размерах и про- порциях раковины.

*Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok, 1927)  
(Рис. 2, фиг. 4)

1927 — *Dictyomitra lilyae* Tan Sin Hok, p. 55, pl. 10, fig. 83.

1974 — *Dictyomitra lilyae* Tan Sin Hok: Riedel et Sanfilippo, p. 778, pl. 4, fig. 7—9, pl. 12, fig. 13.

1974 — *Dictyomitra lilyae* Tan Sin Hok: Renz, p. 794, pl. 8, fig. 1—4, pl. 11, fig. 33.

1981 — *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok): Schaaf, p. 437, pl. 3, fig. 8, pl. 18, fig. 5 a, b.

1984 — *Pseudodictyomitra lilyae* (Tan Sin Hok): Schaaf, p. 118, pl. L.

З а м е ч а н и е. Форма раковины, ее пропорция, сегментация и характер пор соответствуют ранним описаниям.

*Siphocampium? davidi* Schaaf, 1981  
(Рис. 2, фиг. 5; Рис. 3, фиг. 4)

1981 — *Siphocampium? davidi* Schaaf, p. 437, pl. 5, fig. 7, pl. 27, fig. 10 a, b.

1984 — *Siphocampium? davidi* Schaaf, p. 102, pl. D.

З а м е ч а н и е. Изученные экземпляры отличаются от ранее описанных более крупным размером цефалиса и несколько меньшими размерами пор.

*Theocorys cf. renzae* Schaaf, 1981  
(Рис. 2, фиг. 8)

З а м е ч а н и е. Отличается от *Theocorys renzae*, описанного А. Шафом

(Schaaf, 1981, p. 440, pl. 5, fig. 13 a — c, pl. 27, fig. 1 a, b; Schaaf, 1984, p. 134, pl. R), более крупными порами.

*Xitus spicularis* (Aliev, 1961)  
(Рис. 2, фиг. 9)

1961 — *Dictyomitra spicularia* Aliev, p. 34, pl. 2, fig. 1, 2.

1965 — *Dictyomitra spicularia* Aliev: Aliev, p. 39, pl. 6, fig. 9.

1977 — *Xitus spicularis* (Aliev): Pessagno, p. 56, pl. 9, fig. 7, pl. 10, fig. 5.

1981 — *Xitus spicularis* (Aliev): Schaaf, p. 440, pl. 4, fig. 11, pl. 5, fig. 12 a, b, pl. 19, fig. 2 a, b.

1984 — *Xitus spicularis* (Aliev): Schaaf, p. 140, pl. S.

З а м е ч а н и е. Заметная индивидуальная изменчивость проявляется в размерах и пропорциях раковины.

*Sethocapsa uterculus* (Parona, 1980)

(Рис. 2, фиг. 10)

1890 — *Theocapsa uterculus* Parona, p. 168, pl. 5, fig. 17.

1978 — *Sethocapsa* sp. cf. *Theocapsa uterculus* Parona: Foreman, p. 743, pl. 2, fog. 8.

1981 — *Sethocapsa uterculus* (Parona): Schaaf, p. 437, pl. 5, fig. 8 a, b, pl. 26, fig. 5 a, b.

1984 — *Sethocapsa uterculus* (Parona): Schaaf, p. 150, pl. U.

З а м е ч а н и е. Форма раковины, ее пропорции и характер пор соответствуют предыдущим описаниям.

*Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, 1970

(Рис. 2, фиг. 11)

1970 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, pl. 12, fig. 78 a, pl. 13, fig. 78 b — c, 79 a, b, pl. 21, fig. 135.

1973 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica: Moore, p. 827, pl. 7, fig. 2, 3.

1975 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica: Dumitrica, fig. 2—3.

1981 — *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica: Schaaf, pl. 4, fig. 1, pl. 14, fig. 11.

З а м е ч а н и е. Отмечаются более крупные размеры пор среди изученного материала.

*Cinguloturris* cf. *carpatica* Dumitrica, 1982

(Рис. 3, фиг. 3)

З а м е ч а н и е. Отличается от *Cinguloturris carpatica* Dumitrica (Dumitrica, 1982, p. 22, pl. 4, fig. 7, 8, 9, 10, 11 a, b) характером сегментов и пор.

*Thanarla* cf. *conica* (Aliev, 1965)

(Рис. 3, фиг. 10)

З а м е ч а н и е. От *Thanarla conica*, описанного Е. Пессанье (Pessagno, 1977, p. 45, pl. 7, fig. 1, 13, 15), несколько отличается формой раковины.

Полученные раннемеловые датировки терригенных (олистостромовых и турбидитовых) пород позволяют коррелировать их с матриксом раннемелового аккреционного комплекса, развитого в более северных (Дальнегорском и Кавалеровском) районах, где возраст матрикса установлен по косвенным данным. Присутствующие среди терригенных пород кремневые и карбонатные образования, ассоциирующие с базальтами, рассматриваются нами в качестве аллохтонных (конседиментационных, так как обломки и глыбы этих пород присутствуют в олистостроме) пластин, смещенных в разрезе в ходе аккреции. Не исключено, что в мелководные грубозернистые отложения с фауной и флорой берриаса — валанжина (см. рисунки) также могут оказаться конседиментационными пластинами в более молодом матриксе. Обломки гравелитов, весчаников и алевролитов описаны нами среди олистолитов в «подстиляющих» эти отложения олистостромовых горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев К. С. Новые виды радиолярий нижнего мела Северо-Восточного Азербайджана // Изв. АН Азербайдж. ССР. Сер. геолого-геогр. наук и нефти.— 1961.— № 2.— С. 28—41.
2. Алиев К. С. Радиолярии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение // Там же.— 1965.— Т. 3.— С. 124.
3. Геология Приморского края. Т. 32. Ч. 1.— М.: Недра, 1969.
4. Голозубов В. В., Ханчук А. И., Кемжин И. В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь).— Владивосток, 1992.
5. Кемжин И. В., Ханчук А. И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология.— 1993.— № 1.— С. 140—143.
6. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия.— Владивосток, 1987



7. Ханчук А. И., Кемжин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое — раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. I. Геология. — М.: Наука, 1989. — С. 218—255.
8. Dumitrica P. Cryptosephatic and crypthoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Revu Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie. Ser. Geologie. — 1970. — V. 14, N 1. — P. 45—124.
9. Dumitrica P. Cenomanian radiolaria at Podul Dimbovitei (Excursion B) // Micropaleontological guide to the Mesozoic and Tertiary of the Romanian Carpathian (14th European Micropal. Colloq.). — 1975. — P. 87—89.
10. Dumitrica P., Mello I. On the age of the meliata Group and the Silica Nappe radiolarites // Geol. pr. Spr. — 1982. — T. 77. — P. 17—28.
11. Foreman P. H. Radiolaria from DSDP, Leg. 20 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 1973. — V. 20. — P. 249—305.
12. Foreman P. H. Mesozoic Radiolaria in the Atlantic Ocean of the North West coast of Africa, Deep Sea Drilling Project, Leg. 41 // Ibid. — 1978. — V. 41. — P. 739—761.
13. Khanchuk A. I., Ognyanov N. V., Golozubov V. V. et al. Accretion of Asia in the north-eastern China and USSR Far East // In Geological Evolution of Eastern Tethys. Proc. of First Intern Sympos. on Gondwana Dispersion and Accretion, Kunming (China). — IGCP Project, 1991. — P. 154—161.
14. Nakaseko K., Nishimura K. Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shimanto group in South-West Japan // Sci. Reports. — 1981. — V. 30, N 2. — P. 133—203.
15. Parona C. F. Radiolarie nei noduli selciosi del calcaregiurese di Cittiglio presso Laveno // Boll. Soc. geol. Ital. — 1890. — V. 9, fasc. 1. — P. 132—175.
16. Pessagno E. A. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan complex, California Coast Ranges // Cushman Foundat. Foram Res. Spec. Publ. — 1977. — N 15. — P. 1—87.
17. Renz G. W. Radiolaria from Leg. 27 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 1974. — V. 27. — P. 763—841.
18. Riedel W. R., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean. Leg. 26 // Ibid. — 1974. — V. 26. — P. 771—813.
19. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from the Deep Sea Drilling Project. Leg. 62 // Ibid. — 1981. — V. 62. — P. 419—470.
20. Schaaf A. Les radiolaires du Cretace inferieur et moyen: biologie et systematique // Sciences Geologiques. — 1984. — N 5. — P. 185.
21. Taketani V. Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido // Sci. Repts. Tohoku Univ. — 1982. — V. 52, N 1—2. — P. 1—76.
22. Tan Sin Hok. Over de samenstelling en het ontstaan van Krijten Mergel — Steenten van de Molukken. Jaarb. Mijnw. // Nederlandisch — Indie, jaarg. Verhand. — 1927. — Fasc. 3. — P. 5—165.

ДВГИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
17 ноября 1992 г.

УДК 551.243(571.56)

В. В. Гайдук, И. Ш. Сюдюков

## ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВАЯ СТРУКТУРА ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКОГО ПРОГИБА

Предлагается оценка глубины залегания автохтона, палеоглубины заложения кровельных и подошвенных срывов, а также некоторых других характеристик чешуйчато-надвиговой системы Индигиро-Зырянского прогиба. Оценка основана на определении по отражательной способности витринита и пористости песчаников глубины погружения отложений, залегающих в определенных структурных позициях. Построен сбалансированный разрез по р. Мятись.

В составе Индигиро-Зырянского прогиба выделяются прискладчатый (прилинтасский) борт, характеризующийся чешуйчато-надвиговым строением (зона Предгорий), и практически недеформированный моноклиналный «приплатформенный» (приалазейский) борт, на который наложен позднемиоцен-четвертичный Предилинтасский предгорный прогиб [5].

Е. чешуйчато-надвиговых дислокациях зоны Предгорий участвуют отложения от верхней юры до плиоцена включительно. Стратификация

этих отложений приводится в [4, 7, 8 и др.]. Вкрест простирания зоны выделяется от 2 до 8 тектонических чешуй мощностью от 200 м до 3 км. По особенностям строения различаются пояса фронтальных и пояса тыловых пластин. Фронтальные пластины сложены моноклинально погружающимися ( $20-50^\circ$ ) в сторону Илинтасского антиклинория (ИТА), относительно слабо преобразованными (не выше МК2) меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями, для которых не характерны складчатые деформации, за исключением зоны сочленения с Предилинтасским прогибом, где прослеживаются лобовые высокоамплитудные складки с крутыми (как правило, более  $50^\circ$ ) иногда запрокинутыми залеганиями слоев [5]. Для тыловых пластин также характерны юго-западные падения слоев, но залегания здесь более крутые, много мелких складок и взбросов, интенсивность дислокаций увеличивается при приближении к ИТА. В деформациях участвуют отложения верхней юры и мела, преобразованные от МК3 до АК1, палеоген-неогеновые отложения отсутствуют (размыты).

Зона Предгорий поперечными разломами (взбросодвигами) разделена на ряд сегментов, которые различаются по количеству чешуй, а также ширине поясов фронтальных и тыловых пластин (рис. 1).

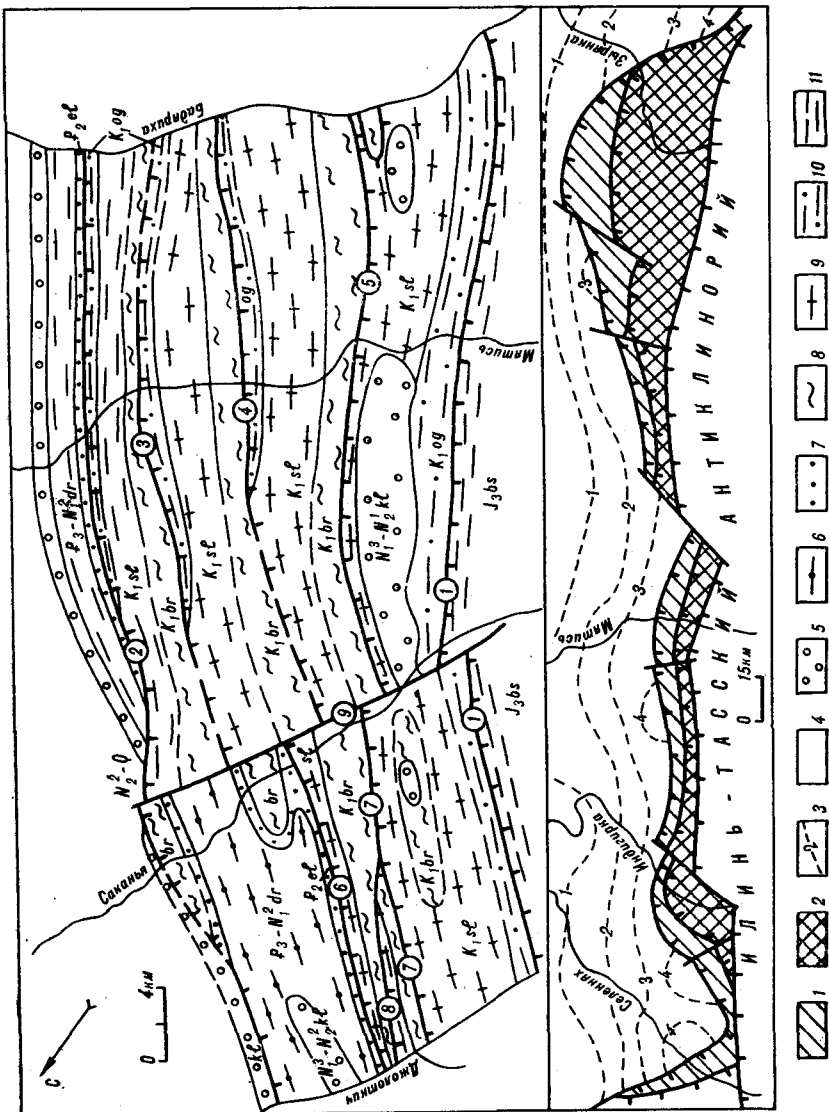
**Реконструкция чешуйчато-надвиговой структуры зоны Предгорий.** Для реконструкции чешуйчато-надвиговых систем (чешуйчатых вееров и дуплексов) американскими геологами разработана методика сбалансированных разрезов и связанных разломов [11—13, 15]. Точность и возможности этой методики могут быть повышены при привлечении данных по физическим свойствам пород (отражательной способности витринита, пористости, плотности и т. д.), которые используются как геотермометры и геобарометры, позволяющие определять максимальную глубину погружения изучаемых отложений. Зная эти палеоглубины, можно оценить глубину залегания автохтона, глубину кровельного и подошвенного срыва, мощность чешуй и ряд других параметров, необходимых для реконструкций [3]. Чтобы реализовать такой подход, необходимо выяснить, как отражательная способность витринита или пористость меняются с глубиной. Наиболее просто эта задача решается при наличии глубоких скважин. При отсутствии такой возможности (наш случай) градиенты приходится реконструировать по непрерывным фрагментам разрезов, расположенных в разных частях чешуйчато-надвиговой системы, с тем чтобы, с одной стороны, набрать статистику, а с другой — выяснить, не меняются ли градиенты на площади. В настоящей статье в качестве примера предлагается реконструкция градиентов и структуры по профилю вдоль р. Мятись (рис. 2).

В береговых обнажениях р. Мятись установлено шесть непрерывных разрезов мощностью от 500 м до 2 км. Градиент изменения отражательной способности витринита ( $\lg[(R + \Delta R)/R]/\Delta H$ ) во фронтальных пластинах изменяется от 7,5 до 10,9  $\text{км}^{-1}$  (что по шкале ИГИРГИ соответствует геотермическому градиенту  $28-32^\circ\text{C}/\text{км}$ ), в среднем 8,2  $\text{км}^{-1}$  (рис. 3). Поэтому для оценки палеоглубин погружения ( $H$ , км) можно принять  $H = 8,2 \cdot \lg(R/0,23)$ , где 0,23 — значение отражательной способности, принимаемое обычно для непреобразованного витринита на начало погружения. Это значение хорошо согласуется с данными по р. Мятись и смежным разрезам, поскольку в кровле даркылахской свиты  $R = 0,27$ , что соответствует палеоглубине погружения 550 м при градиенте  $7,5 \text{ км}^{-1}$ , характерном для даркылахской свиты (см. рис. 3). В настоящее время даркылахская свита перекрыта кыллахской свитой, с видимой мощностью 400 м [4, 7].

В тыловых пластинах градиент отражательной способности витринита в разных разрезах изменяется от 3,5 до 9  $\text{км}^{-1}$  (по шкале ИГИРГИ от 30 до  $50^\circ\text{C}/\text{км}$ ). Такой разброс отчасти, по-видимому, связан с неустойчивостью значений отражательной способности для высоких стадий катагенеза, а также с небольшой мощностью непрерывных разрезов

Рис. 1. Тектоническое положение зоны Предгорий (внизу) и геологическая схема зоны Предгорий в междуречье Джолоткич — Бадыраха (вверху) (составлено с использованием геологических данных Э. Н. Климова и др. (1980 г.)).

1 — фронтальный пояс тектонических чешуй зоны Предгорий, 2 — тыловой пояс; 3 — изолинии кровли верхнеюрских отложений Предлинитасского прогиба на основе [9]; 4 — неоген-четвертичные отложения; 5 — 10 — свиты: 5 — кыдлакская ( $N_1^3 - N_2^1 k_1$ ), 6 — даркыдлакская ( $P_2 - N_1^2 dr$ ), 7 — эльгандинская ( $P_2, el$ ), 8 — буркемоуская ( $K_1, br$ ), 9 — сийлпская ( $K_1, sl$ ), 10 — ожогинская ( $K_1, og$ ); 11 — баस्ताхская серия ( $I_3, bs$ ). Цифры в кружках: 1 — Илинтасский свитовозброс; 2—8 — надвиги: 2 — Эльгандинский, 3 — Мятисский, 4 — Горелинский, 5 — Антытский, 6 — Коричневый, 7 — Чукчинский, 8 — Джолоткинский; 9 — Сасааньинский взбрососдвиг.





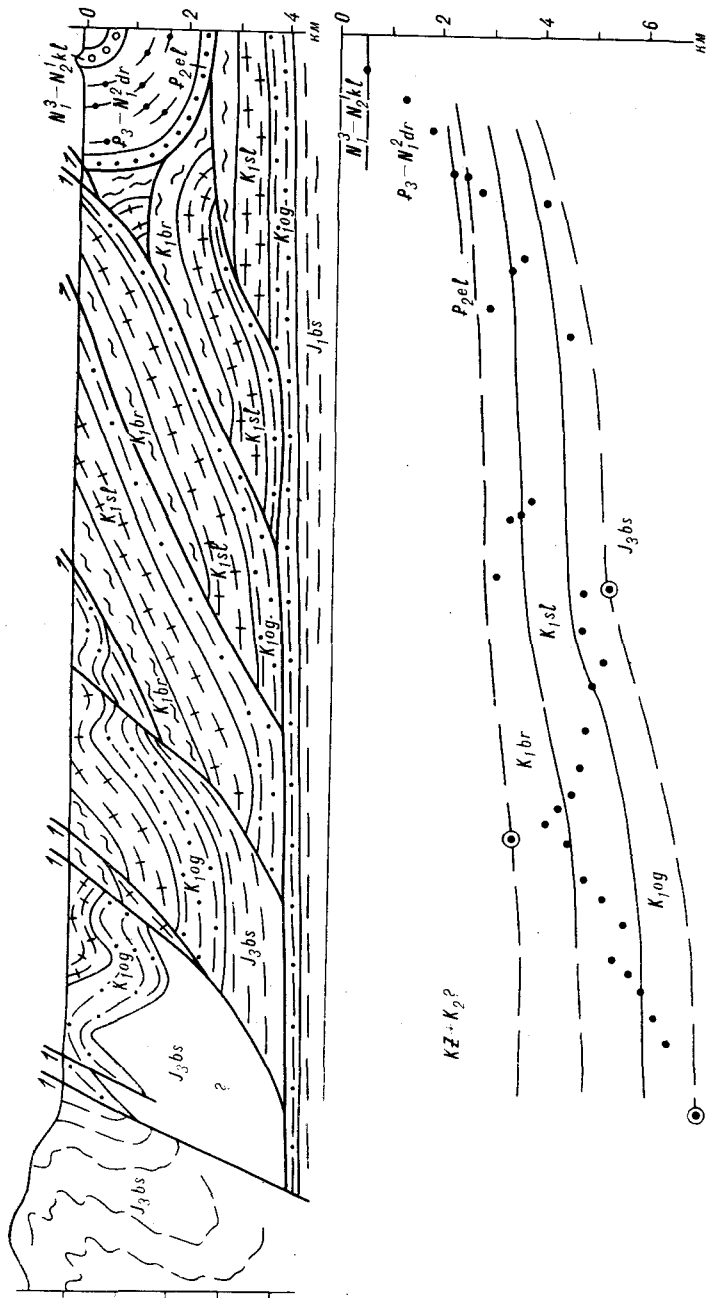


Рис. 2. Геологический разрез зоны Предгорий вдоль р. Мятись, построенный по методике сбалансированных разрезов с учетом оценки мощности тектонических чешуй и свит, глубины подошвенного и кровельного срывов по данным физических свойств пород.

Внизу — реконструированный разрез на момент максимального доскладчатого погружения (без учета горизонтального сокращения). Точки — глубины, рассчитанные по отражательной способности витринита, отобранного из обнажений р. Мятись; точки в кружках — по витриниту, отобранному в смежных разрезах. Усл. знаки см. на рис. 1.

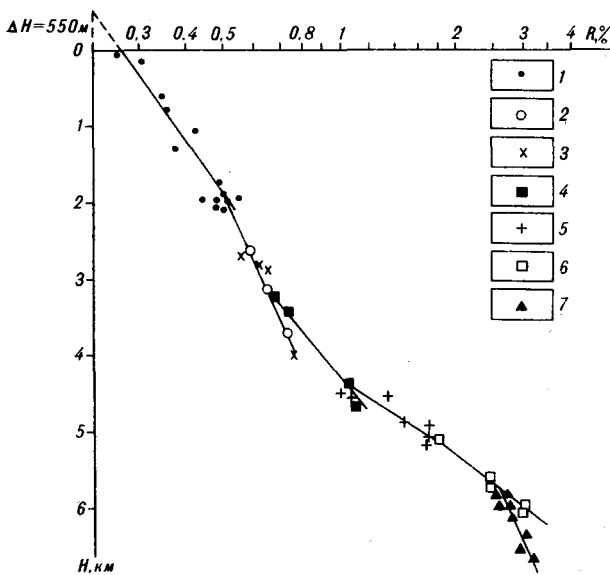


Рис. 3. Изменение отражательной способности ( $R$ ) витринита с глубиной ( $H$ ) (р. Мятись).

Кусочные градиенты построены по: 1 — палеоген-неогеновым отложениям фронтальной части; 2 и 3 — ожогиной, селяпской и буоркемюсской свитам первой (между Эльгандинским и Мятисским надвигами) и второй (между Мятисским и Горелинским надвигами) тектонических чешуй соответственно, 4 — по селяпской и буоркемюсской свитам в висячем крыле Чукчинского надвига (р. Чукча); 5, 6 — по селяпской свите; 7 — по ожогиной свите и низам селяпской к юго-западу от Антыйского надвига.

(0,5—1 км), т. е. с погрешностями. Хотя это может быть также связано с различной уплотненностью (теплопро-

водностью) разновозрастных толщ, так как высокие значения градиентов получены для разрезов буоркемюсской и селяпской свит, характеризующихся существенно монтмориллонитовым составом и наличием рыхлых песчаников. Нелинейность изменения градиентов отражательной способности можно объяснить и другими причинами, но поскольку учесть их не представляется возможным, то для определения палеоглубин погружения меловых отложений тылового пояса предлагается воспользоваться графиком на рис. 3, полученным наращиванием «кусочных» градиентов. Так как в тыловых пластинах слабо преобразованная часть разреза (до стадии Г) размыва, то приходится принять, что для нее градиенты были такими же, как и для фронтальных пластин.

Следует отметить, что увеличение преобразованности витринита при приближении к ИТА иногда связывается с процессами складчатости, а не с увеличением палеоглубины погружения. На наш взгляд, этому явно противоречит закономерное увеличение катагенеза вниз по разрезу во всех пластинах независимо от удаленности от ИТА (см. таблицу, рис. 3). Хотя в некоторых разрезах, расположенных непосредственно возле Илнтасского разлома, реконструируется нулевой и даже обратный градиент. Обратный градиент (увеличение отражательной способности вверх по разрезу) иногда отмечается вблизи надвигов (не далее 200 м) в слабопреобразованных (не сильнее стадии Д) отложениях в тех случаях, когда на них надвинуты сильнопреобразованные (стадии Ж и выше) толщи. Возможно, это связано с термическим воздействием более горячих пластин.

Градиент уменьшения пористости терригенных пород с глубиной, как известно, определяется условиями дренирования. Теоретически при

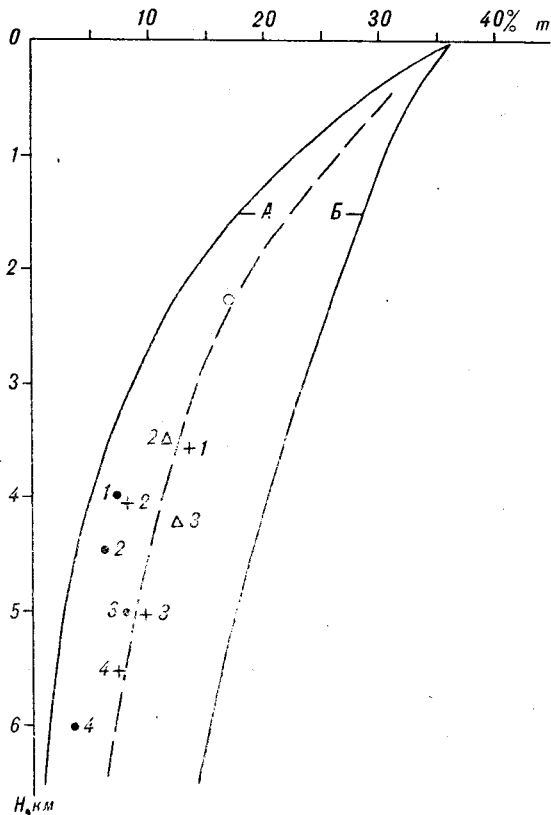
Средняя пористость (в %) песчаников и отражательная способность (в %) витринита (в скобках) из различных тектонических чешуй р. Мятись

Свита	1	2	3	4
Эльгандинская	18(0,49)	—	—	—
Буоркемюсская	—(0,55)	12(0,57)	10(0,85)	—
Селяпская	13(0,65)	9(0,68)	10(0,97)	8(1,75)
Ожогиная	8(0,71)	7(0,75)	9(1,10)	4(2,90)

Примечание. 1—4 — тектонические чешуи: 1 — к северо-востоку от Мятисского надвига, 2 — между Мятисским и Горелинским надвигами, 3 — между Горелинским и Антыйским надвигами, 4 — между Антыйским надвигом и Илнтасским разломом.

Рис. 4. Зависимость пористости ( $m$ ) песчаников от глубины ( $H$ ) (р. Мятись).

Точки — ожогинская свита, крестики — селяпская, треугольники — буркемюсская, кружок — альгандинская. Цифры — номера тектонических пластин (см. таблицу). А и Б — предельные графики уплотнения песчаников (А — по [1], Б — по [2]). Пунктирная линия — осредненный график уплотнения песчаников буркемюсской и селяпской свит.



гидростатических пластовых давлениях градиент уменьшения пористости песчаников составляет 8—9 %/км, а при литостатических — 2—3 %/км [6]. Эти градиенты определяют предельные графики уплотнения песчаников (рис. 4). Данные по пористости пород из различных осадочных бассейнов попадают в поле, ограниченное этими «предельными» кривыми (при средней начальной пористости 36 %). Поэтому, имея замеры по пористости, можно определить максимально и минимально возможные палеоглубины погружения.

Кривая А на рис. 4 в функциональном виде записывается [1]  $H(\text{км}) = -\ln(m/m_0)/0,45$ , где  $m$  — пористость изучаемых песчаников,  $m_0$  — пористость этих песчаников на начало уплотнения, которую можно оценить, к примеру, по эмпирической зависимости М. Шерера [14]:  $m_0 = 20,9 + 22,9/K$ , где  $K$  — коэффициент сортировки, который удобно определять в шлифах по атласу [10]. Меловые и палеоген-неогеновые песчаники в среднем характеризуются сортировкой 1,5, что соответствует начальной пористости 36 %. Именно по этой причине такая начальная пористость выбрана для предельных кривых рис. 4.

По р. Мятись оценить зависимость пористости от глубины возможно только для фронтальных пластин, в которых вскрывается практически полный разрез кайнозойских и меловых отложений. Полученные замеры свидетельствуют, что уплотнение песчаников ожогинской свиты близко к предельному при гидростатическом распределении пластовых давлений (см. рис. 4). Для песчаников селяпской и буркемюсской свит, залегающих среди мощных толщ существенно монтмориллонитовых глин и аргиллитов, отмечаются промежуточные градиенты. Такая же ситуация характерна и для тыловых пластин (палеоглубина погружения определялась по витринитовому графику, см. рис. 3), хотя в третьей пластине пористость ожогинской свиты аномально высокая, как и для остальных свит (см. таблицу).

В целом определение глубин по пористости менее достоверно, чем по отражательной способности, но замеры пористости более дешевы и доступны и поэтому для приближенных оценок вполне могут применяться.

1. Оценка глубины залегания автохтона и подошвенного срыва. Надвиги и взбросы чешуйчато-надвиговых систем с глубиной выносятся и переходят в субпластовые срывы [11—13, 15]. Поэтому если в обнажениях плоскость надвига субпараллельна слоистости висячем крыле, то можно полагать, что именно в основании этих отложе-

ний (в то время, когда они были еще не деформированы, погружены и составляли единый разрез с подстилающими толщами) заложился субпластовый срыв, смещение по которому привело к формированию наблюдаемого надвига. Отсюда следует, что для того, чтобы определить палеоглубину заложения надвига, нужно определить максимальную глубину погружения отложений, залегающих в основании тектонической чешуи субпараллельно плоскости надвига [3].

Во фронтальном поясе Мятисского сегмента отложения ожогиинской свиты являются наиболее древними из вскрывающихся в подошве тектонических пластин, они прослеживаются почти вдоль всей их длины (см. рис. 1), и там, где удается видеть (например реки Мятись, Эльгадья), их залегание субпараллельно плоскости надвигов. Это позволяет надеяться, что именно в отложениях ожогиинской свиты заложился субпластовый подошвенный срыв фронтальных пластин. Данные по физическим свойствам пород свидетельствуют, что отложения ожогиинской свиты, вскрывающиеся над Эльгандинским надвигом, погружались на 3,9 км, а над Мятисским — на 4,3 км (см. таблицу, рис. 2—4), соответственно плоскость подошвенного срыва фронтального пояса погружалась от 3,9 до 4,3 км.

В тыловом поясе подошвенный срыв, по-видимому, переходит из ожогиинской свиты в верхи бастакской серии, о чем свидетельствует присутствие этих отложений в основании пластин в некоторых разрезах (реки Сулаккан, Индигирка и др.), хотя в большинстве случаев в основании вскрывается ожогиинская свита либо низы силяпской, но плоскость надвига по отношению к ним является секущей.

Одно из основных положений модели формирования чешуйчато-надвиговых систем [12] гласит, что комплексы основания прослеживаются под чешуйчато-надвиговую систему в ненарушенном виде, т. е. чешуйчато-надвиговая система формируется вблизи горно-складчатого сооружения за счет счешуивания верхней части краевого прогиба, нижележащая часть сохраняется в том виде, в каком была до складчатости. Это положение основано на геофизических и буровых данных по многим чешуйчато-надвиговым системам, и из него следует, что абсолютные глубины залегания автохтона (ненарушенного комплекса основания) относительно уровня моря остаются примерно одинаковыми до и после счешуивания [3], естественно при условии, что чешуйчато-надвиговая система вместе со смежным прогибом не испытывала общего подъема и денудации. В Предилиптасском прогибе, судя по разрезам скважин, наблюдается непрерывный разрез палеоген-четвертичных осадков, верхняя часть которых еще не литифицирована, т. е. какая-либо заметная денудация здесь отсутствовала. Отсюда следует, что современная абсолютная глубина залегания автохтона (ниже уровня моря) примерно соответствует палеоглубине подошвенного срыва, т. е. максимальной палеоглубине погружения отложений, залегающих субпараллельно плоскости надвига в основании тектонических пластин. Так, если отложения ожогиинской свиты, вскрывающиеся, к примеру, в основании первой фронтальной пластины, погружались на глубину 3,9 км, то это значит, что примерно на такой же глубине находится кровля автохтона там, где эти отложения залегали перед счешуиванием (а не непосредственно ниже современного расположения). Положение этого места определяется по геометрическим правилам балансировки разрезов [11—13]. После такой балансировки получается, что в настоящее время автохтон погружен на глубину 3,9 км (абс. отм.) примерно в 10 км юго-западнее выхода на поверхность Мятисского надвига (см. рис. 2). Таким же образом можно оценить, что возле ИТА кровля автохтона находится на глубине 4,3 км, поскольку именно в этом районе некогда залегали отложения ожогиинской свиты, в настоящее время вскрывающиеся в основании второй пластины висячем крыле Мятисского надвига. Из балансировки разрезов также следует, что тектонические чешуи тылового пояса сформировались за счет счешуивания отложений, до складчатости

залегавших на территории современного ИТА. Формально балаксировка также свидетельствует, что отложения бастахской серии ИТА надвинуты на ожогинскую свиту на 12 км, т. е. комплекс основания зоны Предгорий на такое расстояние прослеживается под ИТА. Но резкий подъем почти на 1 км верхнечетвертичных террас ИТА по сравнению с зоной Предгорий свидетельствует об активном движении по Илентасскому разлому после становления чешуйчато-надвиговой системы. То есть не исключено, что аллохтонный разрез был размыт либо изменил свое положение по отношению к первоначальному.

2. *Оценка глубины кровельного срыва.* В зоне Предгорий отложения ожогинской и сиялпской свит, как правило, надвинуты на буоркемюсскую свиту, залегание слоев которой субпараллельно плоскости надвига. Такое взаимоотношение свидетельствует о дуплексной модели формирования чешуйчато-надвиговой системы [3] и о приуроченности кровельного срыва к буоркемюсской свите. Физические свойства пород буоркемюсской свиты (см. таблицу, рис. 3, 4) свидетельствуют об увеличении палеоглубины кровельного срыва от 2,5 км во фронтальной части до почти 4 км в тыловой. В настоящее время на большей части зоны Предгорий наддуплексные структуры, которые были сложены слабоуплотненными палеоген-неогеновыми и отчасти меловыми отложениями, размыты. Сохранились они только перед первым фронтальным надвигом. Здесь непосредственно наблюдается (например, по р. Эльгандя [5, рис. 2]) плоскость кровельного срыва, проходящего между буоркемюсской и эльгандинской свитами. Вдоль контакта этих свит отмечается множество послонных (субпластовых) срывов, выраженных многочисленными зеркалами скольжения, развальцованными глинами, мелкобудинированными прослоями углей и песчаников. О тектонической природе контакта свидетельствуют также отсутствие базальных конгломератов эльгандинской свиты (так, по р. Эльгандя срыв приурочен к подошве пласта углей) и скачок отражательной способности витринита от 0,46 до 0,51, что указывает на срезание почти 300 м мощности низов эльгандинской свиты и верхов буоркемюсской. В ненарушенных разрезах (например, по р. Саканья [5, рис. 2]) физические свойства изменяются постепенно и в основании эльгандинской свиты вскрываются базальные конгломераты.

Структурные взаимоотношения, наблюдаемые на дневной поверхности перед фронтом Эльгандинского надвига, аналогичны взаимоотношениям во фронтальных частях многих чешуйчато-надвиговых систем (см. рисунки в [13, 15]). В этих системах бурением и сейсморазведкой под фронтальными пластинами установлены дуплексы последних актов ссуживания. Балаксировка мятисского разреза также свидетельствует о наличии перекрытого дуплекса, поскольку без него возникает «лишний» объем. Со структурами перекрытого фронтального дуплекса (лобовой рамповой антиклинали) связан один из наиболее распространенных типов залежей углеводородов [13]. На р. Мятись этот дуплекс в его фронтальной части снизу ограничен плоскостью надвига, проходящего на глубине примерно 2,5 км. На это указывают данные по физическим свойствам пород из верхов буоркемюсской свиты и низов эльгандинской, вскрывающихся на поверхности и разделенных кровельным срывом, который на глубине, судя по модели [11, 13], соединяется с рассматриваемым надвигом. Таким образом, лобовая рамповая антиклиналь находится на доступной для бурения глубине. В этой связи следует отметить, что нижнемеловые отложения, которые слагают эту структуру, характеризуются оптимальной преобразованностью органического вещества и пород (МК1 — МК2), хорошими экранирующими и коллекторскими свойствами. Протяженность лобовой антиклинали в Мятисском сегменте около 50 км при ширине около 5 км.

3. *Реконструкция мощности свит и тектонических чешуй.* При реконструкции структуры чешуйчато-надвиговых систем по методике сбалансированных разрезов необходимо знать мощность всех литострати-

графических подразделений, а также тектонических чешуй на всей рас-  
сматриваемой площади. Но в условиях сложной тектоники и неполной  
обнаженности обычными методами такую информацию удается получить  
не всегда. Таким примером является и зона Предгорий. На наш взгляд,  
эта проблема может быть решена с привлечением данных по физиче-  
ским свойствам пород. Для этого необходимо иметь замеры отражатель-  
ной способности витринита и пористости песчаников по имеющимся об-  
нажениям, чтобы по графикам изменения этих свойств с глубиной  
можно было определить палеоглубину погружения отложений и мощность  
между обнажениями. Если эта мощность совпадает со структурной,  
значит, вскрывается непрерывный разрез, если нет, то необходимо вы-  
деление разлома. Так, к примеру, во фронтальном поясе р. Мятись ра-  
нее выделялся единый разрез от ожогинской до селянской свиты сум-  
марной мощностью (структурной) почти 4 км. Во время рекогносциро-  
вочных работ нами были опробованы обнажения в начале, середине  
и конце этого разреза, где были получены значения отражательной спо-  
собности витринита 0,71, 0,63 и 0,62 соответственно, что явно противоречило  
предыдущим представлениям о мощности. При повторном, более  
детальном опробовании (с небольшими расчистками на задернованных  
склонах) выяснилось, что фронтальный пояс представлен двумя пласти-  
нами, разрез каждой из которых начинается ожогинской свитой и за-  
вершается буоркемюсской, был вскрыт ранее неизвестный падвиг (Мя-  
тисский), по которому ожогинская свита надвинута (угол  $25^\circ$ ) на буор-  
кемюсскую (собрана соответствующая флора). Возле надвига в подошве  
ожогинской свиты  $R = 0,75$ , а в кровле буоркемюсской — 0,57. После  
реконструкций по физическим свойствам оказалось, что мощность пер-  
вой пластины 1,2 км, а второй — 2,1 км, мощность селянской свиты не  
2,5 км, а 700—750 м.

В этой связи следует также отметить, что мощность буоркемюс-  
ской свиты обычно оценивается в 2,9 км, селянской — 2,5 км и ожоги-  
нской — 2 км [8 и др.]. Наши данные, в том числе и по стратотипам,  
свидетельствуют, что даже в тыловом поясе, где мощность этих свит  
максимальна (см. рис. 2), она почти в полтора — два раза меньше приво-  
димой в литературе (во фронтальном поясе мощность селянской и буор-  
кемюсской свит не превышает 750 м каждая). Такой же результат по-  
лучен А. С. Таракановым и др. (1988 г.) по стратотипу буоркемюсской  
свиты р. Зырянка: выяснилось, что стратотипический разрез предст-  
авлен двумя различно преобразованными (по витриниту) тектоническими  
чешуями и мощность буоркемюсской свиты не 2,9 км, а 1,5 км.

Таким образом, данные по физическим свойствам пород (по геотер-  
мометрам и геобарометрам) в комплексе с методикой сбалансированных  
и связанных разломов позволяют оценивать глубину залегания автохто-  
на, палеоглубины кровельного и подошвенного срывов, мощности текто-  
нических чешуй и некоторые другие характеристики чешуйчато-надви-  
говой системы Индигиро-Зырянского прогиба.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Озерская М. Л. Закономерности уплотнения осадочных пород с глу-  
биной // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1966. — № 2. — С. 137—141.
2. Бураковский Л. А., Джафаров И. С., Джебавшир Р. Д. Моделирование систем  
нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1990.
3. Гайдук В. В. Оценка глубины залегания автохтона // Геология и геофизика. —  
1992. — № 8. — С. 35—37.
4. Гайдук В. В., Сюндюков И. Ш. Реконструкция мощности верхнеюрско-кайнозой-  
ских отложений Индигиро-Зырянского прогиба // Литология нефтегазоносных и  
угленосных отложений Якутии/ЯНЦ СО АН СССР. — Якутск, 1990. — С. 39—49.
5. Гайдук В. В., Гриненко О. В., Сюндюков И. Ш. Возраст складчатости Момо-Зы-  
рянской впадины // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 3. — С. 99—108.
6. Граусман А. А. Закономерности изменения поровых коллекторов при погружении  
и модель гравитационного уплотнения/ЯФ СО АН СССР. — Якутск, 1984.
7. Гриненко О. В., Гайдук В. В., Фрадкина А. Ф. и др. Индигиро-Зырянский про-

гиб // Палеоген и неоген Северо-Востока СССР/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1989.— С. 90—105.

8. *Зинченко В. Н.* Стратиграфия нижнемеловых отложений в Мома-Зырянском прогибе // Геология и геофизика.— 1981.— № 2.— С. 91—101.
9. *Ковалев В. К., Оксман С. С.* Тектоническое строение северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба по геофизическим данным в связи с вопросами его нефтегазоносности // Тектоника и нефтегазоносность Якутии/ЯНЦ СО АН СССР.— Якутск, 1989.— С. 87—92.
10. *Beard D. C., Weyl P. K.* Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand // AAPG bull.— 1973.— V. 57, N 2.— P. 349—369.
11. *Boyer S. E., Elliott D.* Thrust systems // Ibid.— 1982.— V. 66, N 9.— P. 1196—1230.
12. *Dahlstrom C. D. A.* Balanced cross sections // Canad. J. Earth. Sci.— 1969.— V. 6, N 4.— P. 743—757.
13. *Mitra S.* Duplex structure and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential // AAPG bull.— 1986.— V. 70.— P. 1087—1112.
14. *Scherer M.* Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction // Ibid.— 1987.— V. 71, N 5.— P. 485—491.
15. *Suppe J.* Geometry and kinematics of fault-bend folding // Amer. J. Sci.— 1983.— V. 283, September.— P. 684—721.

*Якутский институт геологических наук СО РАН*      Поступила в редакцию  
*Якутск*      21 июля 1992 г.

УДК 552.333(571.65)

*Е. Ф. Дылевский*

## ЭФФУЗИВЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ КОНГИНСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО РЯДА

Впервые рассмотрены субщелочные и щелочные эффузивы Конгинского вулканоплутонического ряда, представляющего собой одну из наложенных на Омолонский срединный массив структур внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Среди вулканитов повышенной щелочности различаются трахибазальты и щелочные базальты, трахиандезитобазальты и трахиты, трахиандезиты, щелочные трахиты и трахидациты. По минеральному составу, петро- и геохимическим особенностям совокупность таких пород ближе всего к шошонит-латитовым ассоциациям.

Конгинский вулканоплутонический ряд представляет собой одну из периферических структур внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1]. Он пересекает в меридиональном направлении Омолонский срединный массив (рис. 1) и образован вулканитами позднеальб-сеноманской конгинской свиты, а также интрузивными телами позднемелового викторинского комплекса [8]. Эффузивы повышенной щелочности среди вулканических пород Конгинского ряда автор настоящей работы впервые встретил в 1966 г. В 1987 г. ему была передана коллекция таких вулканитов, собранная при геологической съемке сотрудниками Сеймчанской геолого-разведочной экспедиции ПГО «Севостгеология» В. В. Бурзайкиным и В. А. Арцишевским. Результаты изучения этой коллекции и фактические материалы, полученные ранее, свидетельствуют о ряде особенностей минерального и химического состава, которые отличают эффузивы повышенной щелочности от обычных пород конгинской свиты и дают основание для суждения о их природе.

Вулканические образования Конгинского ряда относятся к андезитовой формации [8, 13]. Около 85 % их общего объема приходится на породы нормальной щелочности, из которых 55—57 % составляют лавы, разнообразнощелочные туфы и туфобрекчи андезитов и андезитобазальтов. Подчиненную роль играют салеческие вулканиты (23—30 %), а также базальты и их туфы (15—20 %). Эффузивы повышенной щелочности занимают в общем объеме пород конгинской свиты не более 15 %. Наибо-

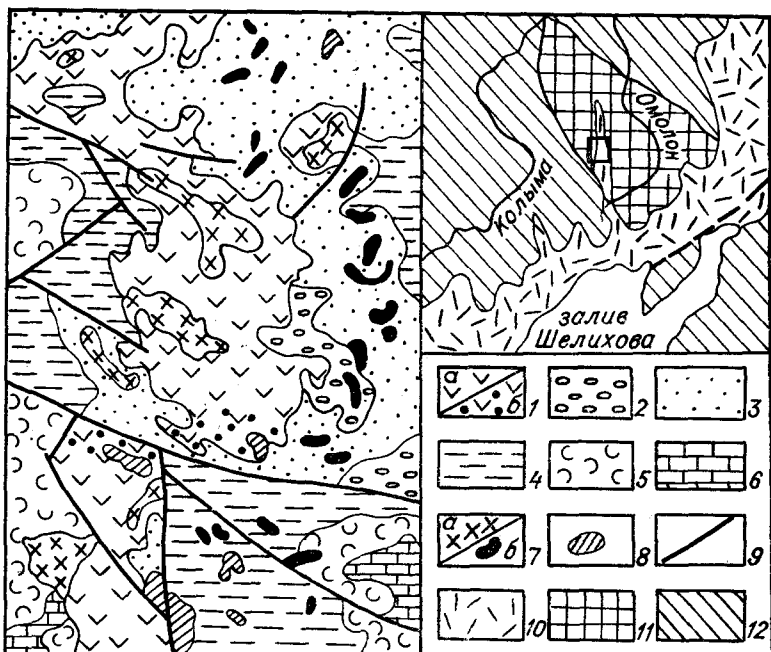


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Конгинского вулканоплутонического ряда. Составлена с использованием материалов [6].

1 — вулканы конгинской свиты нормальной щелочности (а), субщелочные и щелочные (б); 2, 3 — терригенные отложения (2 — нижнемеловые, 3 — верхнеюрские); 4 — верхнепермские карбонатные, триасовые, нижне- и среднеюрские терригенные отложения; 5 — средневерхнедевонские вулканы и вулканогенно-терригенные отложения; 6 — нижне- и среднеордовикские карбонатно-терригенные отложения; 7 — позднемеловые габбродиорит-гранитоидные (а), диорит-порфиритовые и гранодиорит-порфиритовые (б) интрузивы викторинского комплекса; 8 — меловые субвулканические тела риолитов; 9 — разломы. На врезке: 10 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 11 — Омлонский срединный массив, 12 — геосинклинальные системы.

лее обильны они в центральной части Конгинского ряда вблизи пересекающего эту структуру разлома северо-западного простирания (см. рис. 1) и концентрируются в небольших, видимо, изометричных вулканоструктурах, окруженных выходами пород нормальной щелочности.

Эффузивы повышенной щелочности разнообразны по своему вещественному составу. В соответствии с [9] они разделяются по содержанию кремнезема на группы основных, умеренно основных, средних и кислых пород, а по концентрации щелочей — на магматиты субщелочного и щелочного рядов (рис. 2).

Например, группа основных вулканитов или базальтоидов повышенной щелочности, содержащих до  $53 \pm 1\%$  кремнезема, включа-

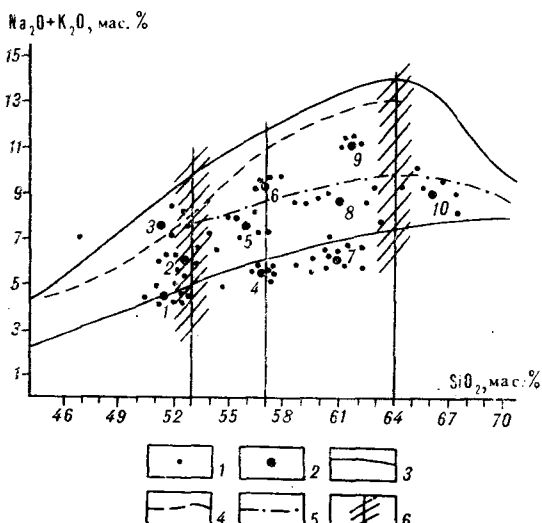


Рис. 2. Положение вулканитов конгинской свиты на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

1, 2 — фигуративные точки (1 — частных составов, 2 — средних составов (номера см. в табл. 1)); 3—6 — линии (по [9]): 3 — верхняя и нижняя границы области распространения субщелочных пород, 4, 5 — нижние границы распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды (4), и бесфельдшпатоидных (5), 6 — границы разделения горных пород на группы по содержанию кремнезема с «полями неопределенности».



ет субщелочные базальты или трахибазальты, а также щелочные базальты. Среди обычных вулканических пород конгинской свиты им по кремнекислотности соответствуют базальты. К числу субщелочных магматитов кроме трахибазальтов относятся трахиандезитобазальты, трахиандезиты и трахидациты, а к числу щелочных — щелочные базальты, трахиты и щелочные трахиты. Вследствие существенных вариаций концентраций кремнезема и щелочей в породах каждой группы или ряда границы между их разновидностями, как, например, базальты и трахибазальты, трахибазальты и трахиандезитобазальты, условны. Дополнительными критериями для их разделения служат особенности минерального состава.

Субщелочные и щелочные эффузивы подобно обычным вулканитам конгинской свиты характеризуются, как правило, порфировыми структурами. Количество фенокристаллов в них изменчиво (15—40%), но в породах любой щелочности среди них преобладают вкрапленники плагиоклаза. Столь же постоянны микровкрапленники титаномагнетита. Более разнообразны фенокристы цветных минералов. Но в преобладающей части базальтоидов и умеренно основных эффузивов они образованы только клинопироксеном. Лишь в щелочных базальтах совместно с ними присутствуют микровкрапленники преобразованного оливина (?). Заметно меньше вкрапленников амфибола и биотита. Сочетание фенокристаллов моноклинного пироксена и амфибола свойственно прежде всего трахиандезитам. Характерно оно и для части трахитов и щелочных трахитов, тогда как в других вулканитах близкого химического состава присутствуют вкрапленники клинопироксена и биотита. В трахидацитах обычны фенокристаллы плагиоклаза и биотита.

В сравнении с вулканитами нормальной щелочности субщелочные и щелочные эффузивы обеднены вкрапленниками темноцветных минералов. В их составе, за исключением щелочных базальтов, наиболее высока роль полевых шпатов, представленных преимущественно плагиоклазами. Меньше калиево-натриевого полевого шпата, количество которого служит одним из признаков, по которому отличаются субщелочные и щелочные породы друг от друга, а также от вулканитов нормальной щелочности. Так, в базальтах только изредка обнаруживаются каемки этого минерала вокруг микролитов плагиоклаза. В трахибазальтах его содержание не менее 8—10%. А в щелочных базальтах 15—20% калиево-натриевого полевого шпата сочетается с единичными чешуйками биотита (?), нацело замещенного хлоритом. Максимальное количество щелочного полевого шпата (около 30—35%) отличает щелочные трахиты. Одну из примечательных черт минерального состава вулканитов повышенной щелочности составляют довольно частые и относительно крупные кристаллы апатита. В щелочных породах они ясно окрашены, наиболее интенсивно в щелочных базальтах, а в субщелочных эффузивах такие же кристаллы бесцветны. Другая особенность, отличающая вулканиты субщелочного и щелочного рядов друг от друга, а также от пород нормальной щелочности, заключена в своеобразии состава их минералов-вкрапленников и микровкрапленников. Ее удобнее рассмотреть детально после характеристики петро- и геохимических свойств вулканических образований.

По химическому составу эффузивы повышенной щелочности отличаются от обычных известково-щелочных вулканитов Конгинского ряда главным образом более высокими содержаниями щелочей (см. рис. 2) и рубидия, но меньшими концентрациями извести, магнезии, окислов железа и микроэлементов (табл. 1). Значения величин стандартных отклонений, характеризующих вариации содержаний петрогенных оксидов, свидетельствуют о том, что, например, трахиандезитобазальты от андезитобазальтов отличаются существенно (с вероятностью 90—99%\*) концентрациями кальция и натрия, а трахиандезиты от андезитов — содержаниями магния, кальция и натрия. Характерно, что по количеству

\* Проверка значимости различий выполнена с помощью критерия Стьюдента.

Средние содержания породобразующих оксидов (мас.%, пересчитанные на сухой остаток) и редких элементов (г/т) в эффузивах Конгинского ряда и некоторых вулканах Курило-Камчатской островной дуги (в числителе — среднеарифметическое содержание, в знаменателе — стандартное отклонение)

Оксид элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	51,34 1,77	52,60 0,66	51,32 1,88	56,61 1,04	55,81 1,57	56,92 0,60	60,58 1,19	60,93 1,99	61,64 0,43	66,26 1,39	50,86	54,48	60,43	63,10
TiO <sub>2</sub>	4,16 0,26	4,06 0,45	4,32 0,17	0,91 0,13	0,91 0,20	1,04 0,10	0,66 0,12	0,72 0,11	0,71 0,17	0,50 0,06	0,90	1,19	1,11	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,58 1,0	19,38 1,0	19,22 0,99	18,64 0,93	18,91 1,04	18,67 0,47	18,13 0,73	18,49 1,17	18,62 0,51	17,06 0,81	18,16	17,33	18,02	17,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,93 0,75	9,28 0,60	9,40 0,59	8,12 0,84	8,10 0,79	6,91 0,72	6,72 0,90	6,26 0,90	4,51 0,54	4,37 0,58	9,89	9,26	5,87	4,88
MnO	0,17 0,07	0,21 0,06	0,24 0,11	0,21 0,07	0,30 0,27	0,14 0,02	0,13 0,05	0,15 0,06	0,11 0,05	0,09 0,02	0,20	0,20	0,10	0,10
MgO	4,24 1,44	3,45 0,70	2,56 0,66	2,99 0,63	3,06 0,81	2,35 0,25	2,21 0,46	1,53 0,31	1,06 0,46	0,91 0,38	5,30	3,57	1,62	1,22
CaO	8,55 0,96	7,62 1,42	7,72 1,99	6,58 0,68	4,96 1,49	4,00 0,34	5,12 0,88	2,72 0,42	1,73 0,71	1,64 0,85	9,40	7,37	3,54	2,44
Na <sub>2</sub> O	3,22 0,30	3,89 0,62	4,87 0,30	3,58 0,54	4,96 0,93	5,53 0,79	3,79 0,40	6,23 1,29	7,70 0,96	5,34 1,17	2,93	3,90	5,36	5,39
K <sub>2</sub> O	1,44 0,33	2,41 0,21	2,87 0,40	2,04 0,30	2,54 0,79	4,02 0,58	2,37 0,40	2,59 1,16	3,58 1,09	3,61 0,72	1,92	2,30	3,54	4,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37 0,12	0,40 0,13	0,52 0,14	0,32 0,09	0,45 0,13	0,44 0,04	0,29 0,14	0,38 0,08	0,34 0,12	0,22 0,04	0,30	0,40	0,41	0,21
r	10 13	7 25	5 85	7 21	10 52	4 92	11 33	7 44	4 78	6 78	8	14	8	14
Rb	911	1052	1157	1064	1038	1252	890	747	594	546	736	383	550	270
Sr	607	1055	1096	753	748	—	950	1140	1626	998	572	1082	887	1279
Ba	34	29	19	23	22	24	19	17	15	18	53	25	36	48
Cr	23	25	5	9	4	8	5	4	5	4	52	27	16	6
Ni	32	27	9	16	11	20	8	9	7	6	28	19	14	3
Co	3	6	2	3	2	4	3	5	4	4	8	14	8	14

Примечание. 1—10 — эффузивы Конгинского ряда: 1 — базальты, 2 — трахитобазальты, 3 — щелочные базальты, 4 — андезитобазальты, 5 — трахитаншеитобазальты, 6 — трахиты, 7 — андезиты, 8 — трахитандезиты, 9 — щелочные трахиты, 10 — трахиты, 11—14 — вулканы западной зоны вулканического пояса срединного хребта Камчатки по (33): 11 — субщелочные и щелочные базальты, 12 — трахитаншеитобазальты, 13 — трахитандезиты, 14 — трахиты. Средние содержания породобразующих оксидов рассчитаны по рентгенофлуоресцентным анализам, выполненным в СВКНИИ ДВО РАН на установке ARL-7200, а также по статическим анализам, произведенным в ЦД ЦГО Севостеологии. Содержания Rb, Sr, Ba в эффузивах Конгинского ряда определены рентгенофлуоресцентным методом в СВКНИИ ДВО РАН на установке ARL-7200. Содержания Cr, Ni, Co определены там же спектроскопически. Звездочкой отмечено суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. n — число проб.

кремнезема вероятность различий между ними не превышает 60 %. Базальты и трахибазальты существенно разнятся по содержаниям только калия. Субщелочные и, особенно, щелочные эффузивы выделяются в сравнении с вулканитами нормальной щелочности, кроме того, более высокими концентрациями фосфора и бария. В трахибазальтах и щелочных базальтах в отличие от близких им по кремнеземистости базальтов больше стронция. Но в трахиандезитах этого элемента меньше, чем в андезитах (см. табл. 1).

Не менее существенно различаются между собой по химическому составу субщелочные и щелочные эффузивы. Так, в трахиандезитобазальтах значимо (с вероятностью 90—99 %) больше, чем в близких по кремнекислотности трахитах, оксидов железа, магния, кальция, но меньше калия (см. табл. 1). Трахиандезиты и щелочные трахиты существенно разные по содержаниям железа, магния, кальция и натрия. Щелочные базальты с вероятностью 99,9 % отличаются от трахибазальтов более высокими концентрациями натрия.

Эффузивы повышенной щелочности сравнимы с известково-щелочными вулканитами высокими содержаниями глинозема, преимущественно низкой титанистостью и калиево-натриевым профилем щелочности. Однако глиноземистость субщелочных и, особенно, щелочных пород, благодаря меньшим количествам в них оксидов железа и магния, заметно выше. Кроме того, вулканиты повышенной щелочности характеризуются более высокой ролью калия среди щелочей. Так, для базальтов коэффициент калиевости равен 30 %, а для щелочных базальтов — 36 %.

Характер вариаций содержаний породообразующих окислов в эффузивах повышенной щелочности, связанных с увеличением их кремнекислотности, принципиально такой же, какой свойствен известково-щелочным вулканитам. Но в субщелочных и щелочных основных и средних породах более высокими темпами растут количества щелочей (см. рис. 2) и снижаются концентрации извести, магнезии и окислов железа (см. табл. 1). Напротив, содержания глинозема и титана сокращаются менее интенсивно, чем в известково-щелочных магматитах. Вулканиты повышенной щелочности выделяются, кроме того, более сложным характером вариаций калиевости и железистости. От трахибазальтов к трахиандезитобазальтам и трахиандезитам коэффициент калиевости уменьшается от 36 % до 20 %, а к трахидацитам резко возрастает до 40 %. Среди щелочных пород наибольшая его величина (42 %) свойственна трахитам, падает как в щелочных трахитах (34 %), так и в щелочных базальтах (37 %). Железистость субщелочных и щелочных эффузивов умеренная (70—75 %) и существенно увеличивается только к трахидацитам (82 %) и щелочным трахитам (81 %). В известково-щелочных вулканитах оба параметра последовательно растут, хотя и меньшими темпами, с возрастанием кремнекислотности.

Петрохимические свойства эффузивов повышенной щелочности проявляются в их нормативном составе, рассчитанном по методу CIPW следующим образом. Всем им, за исключением щелочных базальтов, свойствен нормативный кварц. Однако его количество заметно ниже, чем в вулканитах нормальной щелочности и, кроме того, убывает от субщелочных пород к щелочным. С возрастанием щелочности эффузивов существенно увеличиваются концентрации ортоклаза. Растет и доля альбита, но в щелочных базальтах его может быть меньше, чем в трахибазальтах, в связи с вероятностью вхождения натрия в нефелин или акмит и натр-силикат. Субщелочные и, особенно, щелочные вулканиты в сравнении с одинаковыми по кремнекислотности эффузивами нормальной щелочности заметно беднее апортитом. Для большей их части и, прежде всего, для трахитов и щелочных трахитов, характерен акмит. Однако концентрации этого минерала, так же, как количества нормативного нефелина в щелочных базальтах, по преобладающей части имеющих аналитических данных (см. табл. 1), в которых окисное железо не отделено от закисного, вычислить нельзя. Тем не менее вулканиты,

**Состав минералов-вкрапленников субщелочных**

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	51,35	52,46	52,47	52,06	41,75	52,83	40,95
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,66	0,62	0,63	4,13	0,34	3,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	2,37	2,29	2,67	11,01	1,82	14,23
FeO *	9,06	8,26	8,00	8,37	11,75	7,72	12,13
MnO	0,31	0,42	0,44	0,59	0,29	0,73	0,20
MgO	15,10	15,59	16,17	14,73	13,68	15,05	12,96
CaO	19,60	19,89	20,39	20,19	11,26	20,57	11,46
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,50	0,27	0,32	2,37	0,51	2,50
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,01	1,02	—	0,95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	—	0,04	0,03	0,02	—	—
NiO	0,01	—	—	0,01	—	0,08	—
ОН	—	—	—	—	2,03	—	2,04
Сумма	100,29	100,15	100,69	99,61	99,31	99,65	100,65
n	11	7	4	4	3	3	4

**Примечание.** Минералы-вкрапленники: 1 — трахибазальта, 2 — щелочного базальта, обр. 1502), 10—12 — трахиандезитов (10, 11 — обр. 1439, 12 — обр. 3379), 13—15 — щелочных нокилинные пироксены; 3, 7, 11, 12, 15 — амфиболы; 9, 14, 16 — биотиты. Звездочкой отмечено чувствительности метода определения. Анализы выполнены в СВНИИ ДВО РАН на микроанали-

содержащие в норме такие минералы, принадлежат к щелочной серии и по величине свойственного им модуля щелочности [12], который определяется отношением молекулярных количеств натрия и калия к глинозему. С меньшей уверенностью нормативный акмит устанавливается в трахиандезитобазальтах и трахиандезитах.

Для иллюстрации особенностей состава минералов-вкрапленников, характерных для вулканитов, разных по петрохимическим свойствам, интересны прежде всего широко распространенные фенокристаллы клинопироксена. Они присутствуют в различных по содержанию кремнезема и щелочей эффузивах, но почти повсеместно представлены авгитами с близкими, в целом невысокими концентрациями титана и умеренной (24—27 %) железистостью (табл. 2). Соотношения между образующими такие пироксены миналами хотя и меняются в небольших пределах, но обнаруживают зависимость от уровня кремнекислотности и щелочности вулканитов. Так, с увеличением кремнеземистости пород в характерном для них авгите растет роль ферросилитовой молекулы. Например, в трахиандезите пироксен содержит в среднем 14,6 % ферросилитового минала, а в трахиандезитобазальте — 12,7 % (см. табл. 2, колонки 10 и 3). Одновременно нарастает и доля волластонитовой составляющей, но ее величина зависит также и от уровня щелочности вулканитов. Пироксен в щелочном базальте и щелочном трахите в среднем богаче этим миналом, чем, соответственно, в трахибазальте и трахиандезите (рис. 3). Наибольшие содержания волластонитовой молекулы характерны для клинопироксена в щелочном трахите, который, вследствие этой особенности, уклоняется к диопсид-авгиту.

Не менее заметны различия между авгитами разных вулканитов по содержанию глинозема. Они увязываются как с глиноземистостью пород, коррелирующей в свою очередь с их кремнекислотностью, так и с щелочностью. Влияние уровня щелочности очевидно из сравнения клинопироксенов трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, с одной стороны, щелочных базальтов и трахитов — с другой. Первые из них заметно богаче глиноземом (см. рис. 3). Снижение содержаний оксида алюминия в пироксенах отмечается, кроме того, в связи с увеличением кремнеземистости и с уменьшением глиноземистости пород (см. рис. 3, табл. 2).

## И щелочных вулканитов конгинской свиты

8	9	10	11	12	13	14	15	16
52,31	37,48	53,15	44,26	41,80	53,99	36,55	38,51	38,01
0,63	6,83	0,19	2,62	2,78	0,12	6,35	3,34	4,64
2,41	15,04	1,31	10,84	11,18	1,29	15,08	15,31	14,38
7,88	11,20	9,01	12,77	12,15	8,23	13,51	10,76	14,34
0,42	0,15	0,69	0,40	0,42	0,95	0,01	0,11	0,38
15,68	16,01	14,61	13,51	14,25	14,26	15,83	13,50	15,15
20,20	—	20,60	11,0	10,99	21,27	—	11,68	—
0,34	0,94	0,44	2,39	2,21	0,64	0,74	2,41	0,66
—	7,63	—	0,97	0,77	—	7,73	1,00	8,12
—	—	0,01	—	0,01	—	—	—	—
0,06	0,01	0,03	—	—	—	—	0,04	—
—	4,11	—	2,05	2,01	—	4,08	2,00	4,06
99,93	99,40	100,04	100,81	98,57	100,75	99,88	98,66	99,74
8	2	6	9	3	10	2	5	5

3 — трахиандезитобазальта, 4—9 — трахитов (4, 5—обр. 5374-37, 6, 7 — обр. 5374-12, 8, 9 — трахитов (13, 14 — обр. 5373-20, 15 — обр. 5376-72), 16 — трахидацита. 1—4, 6, 8, 10, 13 — суммарное железо в форме FeO. Прочерки означают, что содержание компонентов ниже пределов заторе «Камебак», аналитик Е. М. Горячева. n — количество проб.

По количеству щелочей, среди которых резко доминирует оксид натрия, клинопироксены разных вулканитов различаются слабо. Вместе с тем очевидно, что максимальные содержания натрия выделяют авгиты таких, характеризующихся наибольшей щелочностью пород, как щелочные базальты и щелочные трахиты, а минимальные — пироксены трахиандезитобазальтов и некоторых трахитов (см. табл. 2).

Вариации состава биотита во вкрапленниках незначительные и коррелируются, главным образом, с изменениями кремнекислотности эффузивов. Последовательность таких вулканитов, как трахит, щелочной трахит и трахидацит, характеризуется увеличением железистости содержания в них биотита, уменьшением его титанистости и глиноземистости (см. табл. 2, колонки 9, 14, 16). Зато состав амфибола в виде фенокристаллов неодинаков в субщелочных и щелочных эффузивах. В трахиандезитах он соответствует базальтической роговой обманке (см. табл. 2, колонки 11, 12), а в трахитах и щелочных трахитах, благодаря большей титанистости и глиноземистости, ближе всего к керсутиту (см. табл. 2, колонки 5, 7, 15). Причем максимальные содержания глинозема выделяют амфибол тех трахитов, которым свойственны наибольшие значения модуля щелочности (см. табл. 2, колонка 7).

Микровкрапленники титаномагнетита из вулканитов разного химического состава неодинаковы по содержаниям, главным образом, оксидов титана и алюминия и, в меньшей мере, магния и марганца (табл. 3). Концентрации оксида хрома лишь изредка достигают 0,2%. Количества глинозема в титаномагнетитах подвержены заметным вариациям даже в пределах одной и той же породы, но вместе с тем обнаруживают зависимость от уровня как кремнекислотности и глиноземистости вулканитов, так и от их щелочности. Они, как правило, существенно сокращаются с увеличением кремнеземистости эффузивов. Например, титаномагнетиты из трахибазальтов и щелочных базальтов содержат заметно больше глинозема, чем те же минералы, соответственно, из трахиандезитобазальтов и трахитов (см. табл. 3). Прямая зависимость между количеством  $Al_2O_3$  в титаномагнетитах и глиноземистостью вулканитов отчетлива из сравнения двух трахиандезитобазальтов и содержащихся в них железотитановых окисных минералов (см. табл. 3, колонки 4 и 5).

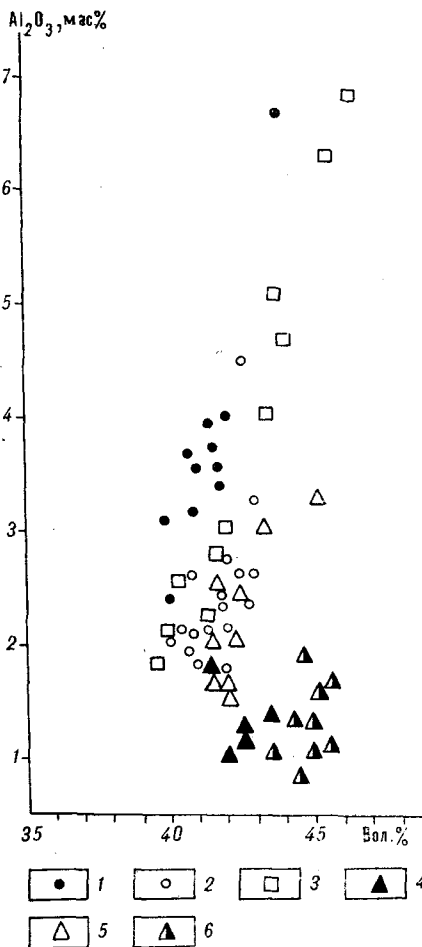


Рис. 3. Содержание глинозема и волластонитовой составляющей в клинопироксеновых вкрапленниках субщелочных и щелочных вулканитов конгинской свиты.

Клинопироксены: 1 — трахибазальта, 2 — щелочного базальта, 3 — трахиандезитобазальта, 4 — трахиандезита, 5 — трахита, 6 — щелочного трахита.

Напротив, с возрастанием уровня щелочности вулканитов концентрации оксида алюминия в микровкрапленниках титаномагнетита уменьшаются. Средние содержания  $Al_2O_3$  в микрокристаллах максимальны в известково-щелочных породах, промежуточны — в субщелочных и минимальны — в щелочных (см. табл. 3). Глиноземистость магнетитов зависит также от того, с каким из цветных минералов они ассоциируются. Ее уровень в пироксен-амфиболовых вулканитах, таких, как, например, трахиты и щелочные трахиты (см. табл. 3, колонки 6 и 11), заметно ниже, чем в близких по химическому составу биотитсодержащих эффузивах (см. табл. 3, колонки 7 и 12).

Количества оксида титана в титаномагнетитах обнаруживают зависимость, прежде всего, от уровня кремнекислотности и щелочности вулканитов. Кроме того, концентрации титана в немалой степени зависят от характера присутствующего в породе цветного минерала. С увеличением

щелочности эффузивов содержания  $TiO_2$  в их титаномагнетитовых микровкрапленниках, как правило, заметно возрастают (см. табл. 3). Эта особенность наглядно проявляется на примере железотитановых окисных минералов из базальтоидов разной щелочности

Таблица 3

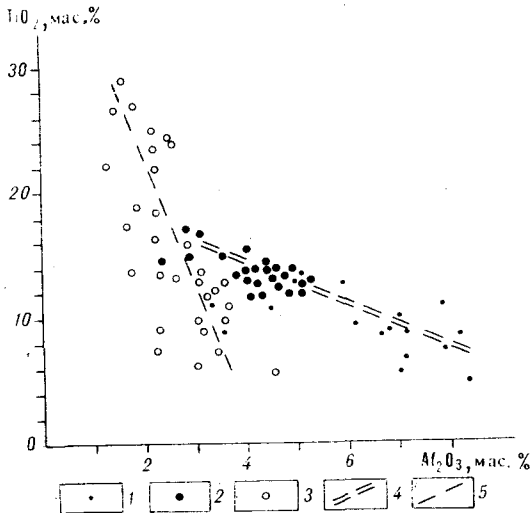
Концентрации некоторых оксидов в микровкрапленниках титаномагнетита и содержащих их вулканитах (отмечены звездочкой), %

№ Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$TiO_2$	9,32	14,25	12,94	11,81	8,87	12,88	7,57	5,38	8,03	11,37	13,85	6,22
$Al_2O_3$	6,14	4,65	2,49	2,69	6,67	0,62	1,64	2,39	2,15	0,15	0,78	1,48
MnO	0,51	0,43	1,82	1,42	0,05	0,59	1,07	0,20	0,64	1,02	0,66	1,07
MgO	0,83	0,06	0,16	0,14	—	—	—	—	0,10	0,26	0,15	0,40
n	16	25	23	9	17	6	4	17	25	3	7	13
$SiO_2^*$	51,02	52,41	46,89	55,20	58,86	56,31	56,56	61,55	60,63	61,75	61,11	62,08
$Al_2O_3^*$	19,45	20,26	17,77	18,91	21,0	18,66	18,11	18,10	17,29	18,42	19,26	18,14
φ	0,33	0,39	0,58	0,60	0,64	0,70	0,69	0,52	0,56	0,87	0,88	0,92

Примечание. 1 — базальт, 2 — трахибазальт, 3 — щелочной базальт, 4, 5 — трахиандезитобазальты, 6, 7 — трахиты пироксен-амфиболовые (6) и пироксен-биотитовые (7), 8 — андезит, 9 — трахиандезит, 10—12 — щелочные трахиты амфиболсодержащие (10, 11) и биотитсодержащие (12). n — число анализов титаномагнетита,  $\phi = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$  — щелочной модуль вулканита (по [12]). Прочерки означают, что содержание оксида ниже предела чувствительности метода определения. Анализы титаномагнетита выполнены в СВКНИИ ДВО РАН на микроанализаторе «Камебакс», аналитик Е. М. Горячева.

Рис. 4. Содержание  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в микровкрапленниках титаномагнетита из базальтоидов конгинской свиты.

Титаномагнетиты: 1 — базальта, 2 — трахибазальта, 3 — щелочного базальта, 4, 5 — тренды изменений содержаний  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в титаномагнетите базальта и трахибазальта (4) и щелочного базальта (5).



(рис. 4). И хотя в титаномагнетите щелочного базальта содержания титана в среднем ниже, чем в трахибазальте, но они подвержены очень широкому вариациям и достигают таких высоких значений (до 29 %), которые не свойственны микровкрапленникам других вулканитов основного состава (см. рис. 4). Характерно, что концентрации  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  связаны обратной зависимостью. Причем количественные соотношения между ними в титаномагнетите базальта и трахибазальта принципиально одинаковы, но существенно отличны от соотношений в том же минерале щелочного базальта. Диссонанс и характер зависимости между уровнем щелочности эффузивов и концентрациями титана в микровкрапленниках вносит влияние ассоциирующего с микрокристаллами цветного минерала. Титаномагнетиты биотитсодержащих пород существенно беднее  $TiO_2$  (см. табл. 3, колонки 7 и 12), чем те же минералы амфиболсодержащих пород близкого химического состава (см. табл. 3, колонки 6 и 10, 11). Влияние уровня кремнекислотности проявляется в том, что с ее увеличением титаномагнетитовые микровкрапленники субщелочных эффузивов так же, как и известково-щелочных, обедняются оксидом титана (см. табл. 3).

Менее закономерны различия между микровкрапленниками титаномагнетита из вулканитов разной щелочности по содержаниям марганца и магния. Вместе с тем можно отметить, что наибольшие концентрации оксида марганца характерны для микрокристаллов щелочных базальтов. Несколько меньшие его количества свойственны титаномагнетитам трахиандезитобазальтов, трахитов и щелочных трахитов. А минимальные содержания отличают микровкрапленники андезитов и некоторых трахиандезитобазальтов. Наибольшими концентрациями магнесии в титаномагнетите среди эффузивов повышенной щелочности выделяются биотитсодержащие щелочные трахиты (см. табл. 3).

Фенокристаллы плагиоклаза в большинстве субщелочных и щелочных эффузивов существенно деанортитизированы. Особенно интенсивно они преобразованы в трахитах и щелочных трахитах. Сведения о их первичном составе (43 микрозондовых определения) показывают, что чем выше щелочность вулканита, тем меньше в характерных для него вкрапленниках плагиоклаза анортитовой молекулы и больше ортоклазовой составляющей (рис. 5). В трахитах и щелочных трахитах фенокристаллы плагиоклаза окружены каймой аноклаза, в котором содержание ортоклазового минала достигает 40—45 %.

По совокупности свойств вещественного состава преобладающая часть субщелочных и щелочных эффузивов конгинской свиты сравнима с вулканитами шощонит-латитовых ассоциаций, образующихся, как известно, в тыловых зонах островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов, наиболее удаленных от границ последних со смежными геосинклинальными структурами [10, 11, 14]. К числу этих свойств относится обогащенность пород повышенной щелочности такими некогерентными элементами, как барий, стронций, фосфор, в меньшей мере рубидий, а также низкая титанистость вулканитов и в целом невысокий

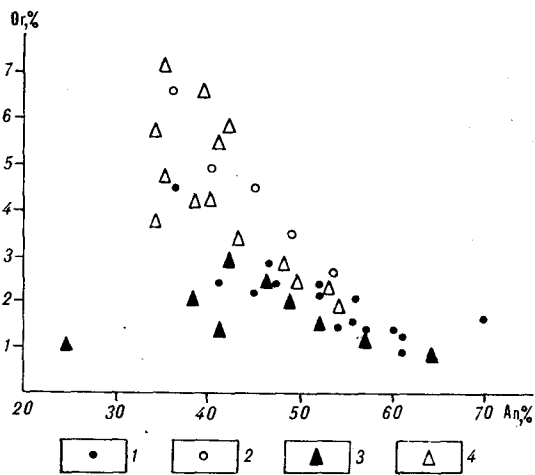


Рис. 5. Содержание ортоклазовой молекулы в плагиоклазах фенокристаллов из вулканитов конгинской свиты.

Фенокристаллы плагиоклаза: 1 — трахибазальта, 2 — щелочного базальта, 3 — андезита, 4 — трахита.

температуры увеличения их железистости при возрастании кремнекислотности. Не менее характерно присутствие фенокристаллов обогащенного ортоклазовой молекулой плагиоклаза и анортоклаза, низкотитанистого с умеренной железистостью авгита, довольно часто — относительно крупных кристаллов апатита.

Вместе с тем эффузивы конгинской свиты, сопоставимые с типичными шохонитами и латитами по уровню щелочности и кремнекислотности, отличаются от них меньшей калиевостью, большей глиноземистостью и более низкими концентрациями микроэлементов группы железа. Наряду с такими породами в конгинской свите присутствуют оливинсодержащие щелочные базальты, выделяющиеся повышенной титанистостью, а также не рассматриваемые в настоящей работе трахириодациты и трахириолиты. Они сопоставимы с вулканитами щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой ассоциации или серии [4].

Сочетание близких по возрасту или даже одновозрастных лав шохонит-латитовой и щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серий распространенных иногда на одном участке, известно среди плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки [3, 4]. Здесь описаны близкие к рассматриваемым в настоящей работе субщелочные и щелочные базальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты (см. табл. 1) и еще не известные в конгинской свите высококальциевые базальты, типичные латиты и комендиты. Образование большинства таких пород, исключая наиболее основные из них, связывается с процессами кристаллизационной дифференциации, математическое моделирование которых дает основание полагать, что для одной части вулканитов исходным был трахиандезитобазальтовый расплав, а для другой — латитовый [4]. Вследствие разных условий эволюции магм фракционирование осуществлялось по одному из трех направлений: трахитовому, комендитовому или латитовому. Считается, что обстановка формирования комендитовой серии отвечала минимальному давлению летучих компонентов, а трахитовой — максимальному.

По имеющимся сейчас сведениям о субщелочных и щелочных эффузивах конгинской свиты трудно вынести однозначное заключение о том, насколько к ним применимы генетические модели, разработанные для камчатских лав повышенной щелочности. Можно лишь предположить, что существенно различающиеся между собой по минеральному составу и петрогеохимическим свойствам трахиты и щелочные трахиты, с одной стороны, и трахиандезитобазальты, трахиандезиты и трахидациты, с другой, представляют собой производные разных направлений кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. В пользу такого предположения может рассматриваться, в частности, тот факт, что указанные совокупности пород разобщены в разные вулканоструктуры. Известно, что щелочные трахиты ассоциируются, главным образом, с трахитами и, реже, с щелочными базальтами. Лишь в одном случае совместно с ними встречены трахидациты. Трахиандезитобазальты.



Si, ат. кол.

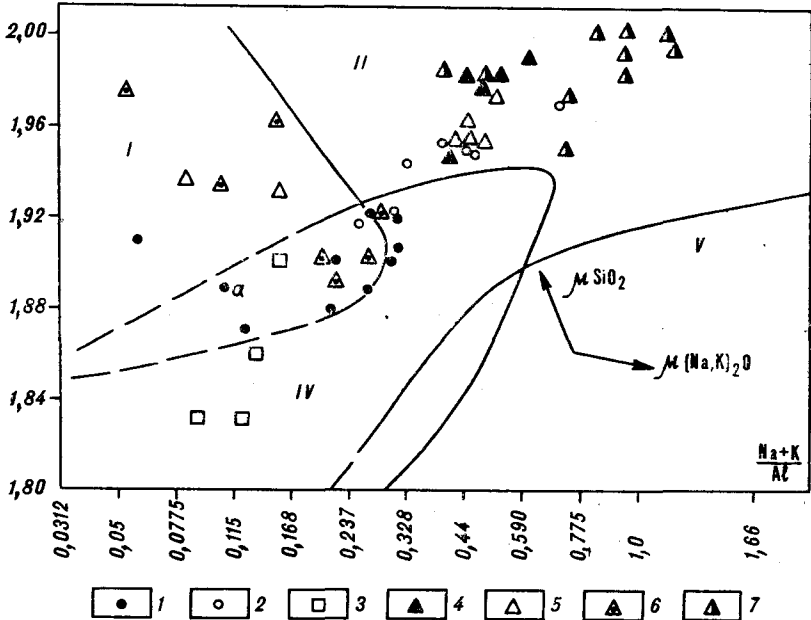


Рис. 6. Положение фенокристаллов клинопироксенов из субщелочных и щелочных вулканитов конгиской свиты на диаграмме  $(Na + K)/Al - Si$  (по [2]).

Клинопироксены: 1 — трахибазальта, 2 — щелочного базальта, 3 — трахиандезитобазальта, 4 — трахиандезита, 5, 6 — трахитов биотитсодержащих (5) и амфиболсодержащих (6), 7 — щелочного трахита. I—V — поля различной щелочности и кремнекислотности; а — поле парагенезисов с гиперстеном и оливином.

трахиандезиты и трахидациты сочетаются с разными по кремнекислотности известково-щелочными вулканитами и трахибазальтами. Уместно также отметить, что фигуративные точки умеренно основных, средних и кислых субщелочных эффузивов группируются на диаграмме  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  (см. рис. 2) в единую практически непрерывную кривую, подобную тем, которые считаются типичными для последовательно дифференцированных серий.

Существенные различия в минеральном и химическом составе между трахиандезитобазальтами, трахиандезитами и соответствующими им по содержаниям кремнезема трахитами и щелочными трахитами являются следствием неодинаковых физико-химических условий формирования пород, которые, судя по минералам-вкрапленникам и микровкрапленникам, проявлялись уже на самых ранних стадиях кристаллизации. Своеобразие таких минералов позволяет заключить, что обстановка образования трахитов и щелочных трахитов в сравнении с трахиандезитобазальтами и трахиандезитами отличалась прежде всего более высокой активностью щелочей. Об этом свидетельствует, например, тот факт, что амфибол щелочных трахитов содержит больше, чем роговая обманка трахиандезита, титана, а также глинозема и, прежде всего,  $Al^{IV}$  [16]. Характерна, кроме того, более высокая роль ортоклазового минала в плагиоклазовых фенокристаллах трахитов. Показательны в этом смысле и различия в составе вкрапленников клинопироксена из разных вулканитов. Судя по диаграмме  $(Na + K)/Al - Si$  (рис. 6), условия кристаллизации авгита в щелочном трахите отвечали заметно большей щелочности, чем клинопироксена в трахиандезите, на что кроме соответствующего уровня концентрации щелочей и глинозема в первом из минералов указывает повышенная роль в нем волластонитовой составляющей [7]. Не менее примечательно своеобразие состава титаномагнетита в породах разной щелочности. Более высокая титанистость этого минерала в амфиболсодержащих трахитах и щелочных трахитах в сравнении с титаномагнетитовыми микровкрапленниками соответственно в трахиан-

дезитобазальтах и трахиандезитах свидетельствует не только о большей активности щелочей, характерной для обстановки образования щелочных вулканитов [17]. Известно, что вхождению титана в шпинелевую фазу способствует снижение парциального давления кислорода [15]. Следовательно, можно полагать, что титаномagnetит щелочных вулканитов кристаллизовался в условиях меньшей активности кислорода, чем тот же минерал субщелочных эффузивов. Такому заключению на первый взгляд противоречит характер соотношений между содержаниями окисного и закисного железа в валовых составах пород разной щелочности. Судя по немногочисленным данным, доля окиси железа составляет в щелочных трахитах около 80—90 % от его общего количества и уменьшается в трахиандезитах до 70—75 %. Между тем известна точка зрения, рассматривающая эту особенность щелочных вулканитов как следствие их вторичного окисления [11].

В заключение коснемся проблемы природы разного уровня щелочности базитов конгинской свиты. Различия между щелочными базальтами, трахибазальтами и базальтами можно было бы попытаться объяснить разной глубиной выплавления базальтоидных расплавов. Основанием к тому на первый взгляд служат неодинаковые концентрации микроэлементов в базитах. Так, снижение средних значений  $K/Rb$ -отношений от 920 в базальтах до 700 в трахибазальтах и 280 — в щелочных базальтах должно расцениваться, по [11], как свидетельство углубления очага магмообразования. Аналогичным образом можно интерпретировать изменения величин  $Ba/Sr$ -отношений, возрастающих в той же последовательности от 0,67 до 1. Однако анализ изменений  $Rb/Sr$ -отношений приводит к противоположному заключению, так как они увеличиваются от базальтов (0,014) к трахибазальтам (0,02) и щелочным базальтам (0,07), что для континентальных базальтоидов должно указывать, по [5], на уменьшение глубин выплавления магм. Нет оснований и для вывода о том, что кристаллизация щелочно-базальтового расплава началась на самом низком уровне. Клинопироксен и титаномagnetит щелочного базальта выделяются самой низкой среди всех других базитов глиноземистостью, которая рассматривается в качестве одного из индикаторов давления, связанного прямой зависимостью с глубиной кристаллизации таких минералов [7, 15]. Учитывая всю совокупность изложенного, в том числе охарактеризованное выше сходство между трахибазальтами, щелочными базальтами и базальтами по некоторым петро- и геохимическим свойствам, причину их неодинаковой щелочности следует, по-видимому, искать прежде всего в особенностях флюидного режима выплавления и последующей эволюции базитовых расплавов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Милов А. П. О петрологической зональности габбро-гранитных серий Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1974.— № 10.— С. 49—57.
2. Виленский А. М., Шкодинский В. С., Зенгенизов А. Н. О влиянии кислотности — щелочности на состав магматических клинопироксенов // Геология и петрология интрузивных граппов Сибирской платформы.— М.: Наука, 1970.— С. 120—144.
3. Волюнец О. Н., Пополитов З. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Геохимия позднего-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 108—126.
4. Волюнец О. Н., Асавин А. М., Когарко Л. П. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия.— 1990.— № 4.— С. 506—525.
5. Гладких В. С. Величина  $Rb/Sr$  отношений в базальтах и щелочных базальтоидах континентов и океанов в связи с проблемой их генезиса // Докл. АН СССР.— 1991.— Т. 316, № 3.— С. 715—717.
6. Государственная геологическая карта СССР (Новая серия). Q—56,57/Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Кузнецов В. М./ВСЕГЕИ.— Л., 1986.
7. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены.— М.: Наука, 1971.
8. Дылевский Е. Ф. Позднемезозойские магматические формации Омолонского срединного массива: Автореф. канд. дис.— М.: 1984.

9. *Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие*/Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Бородаевская М. Б. и др.— М.: Недра, 1981.
10. *Кузьмин М. И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
11. *Лугц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального вулканизма.— М.: Недра, 1980.
12. *Лучицкий И. В.* О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол.— 1962.— Вып. 5.— С. 58—67.
13. *Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Шпикерман В. И., Ликман В. Б.* Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
14. *Магматические горные породы. Т. 4: Средние и кислые породы.*— М.: Наука, 1987.
15. *Муравьев Н. С., Шевалевский И. Д., Игнатенко К. И., Щербаковский Е. Я.* Окислительно-восстановительные условия кристаллизации и состав окисных минералов-вкрапленников в породах риолит-базальтовой ассоциации Исландии // Геохимия.— 1980.— № 6.— С. 836—852.
16. *Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Кепежинская К. Б. и др.* Парагенетические типы минералов как отражение состава и условий образования метаморфических пород // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972.— С. 146—166.
17. *Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* Генетическое и практическое значение изучения акцессорных окисных железотитановых минералов в изверженных горных породах // Акцессорные минералы изверженных пород.— М.: Наука, 1968.— С. 281—287.

СВКНИИ ДВО РАН  
Магадан

Поступила в редакцию  
5 августа 1992 г.

УДК 552.321.5

*В. Е. Стриха, А. Е. Морозов*

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОКА КОРЯКИИ

Охарактеризованы особенности геологии, петрографии и петрохимии пород олигоценовой габбро-долеритовой ассоциации, образовавшейся в рифтогенной обстановке. Показано, что породы ассоциации, подверженные постмагматической альбитизации, сформировались из относительно водонасыщенных толеитовых и субщелочных расплавов. Установлена различная степень дифференцированности интрузивных образований, обусловленная разной динамикой воды при кристаллизации пород, что связано, вероятно, с различной глубиной их становления.

Габбро-долеритовая ассоциация представлена мелкими телами лейкогаббро, в строении которых иногда участвуют кварцсодержащие и кварцевые лейкогаббро и кварцевые диориты, а также многочисленными дайками долеритов, широко распространенными в восточной части Корякского нагорья (рис. 1). Образования габбро-долеритовой ассоциации были ранее описаны в составе кэнкэрэнского комплекса [12—14]. Однако анализ особенностей состава интрузивных тел габброидов и даек долеритов, их взаимоотношений позволил выделить эти образования в качестве самостоятельных комплексов в составе габбро-долеритовой ассоциации. Установлено, что интрузивы лейкогаббро рассекаются дайками долеритов, причем вдоль контакта с вмещающими породами в них наблюдаются четко выраженные зоны закалки, что свидетельствует о значительном временном перерыве между становлением интрузивных тел и внедрением даек. При этом долериты характеризуются по сравнению с лейкогаббро более низкими содержаниями кремнезема (более 51,5 % — в лейкогаббро и в среднем менее 50 % — в долеритах [17]). Такая отчетливо выраженная нарушенность гомодромности внедрения, обязательной для пород, образующихся при эволюции единой родоначальной магмы, наряду с разрывом во времени становления образований габбро-долеритовой ассоциа-

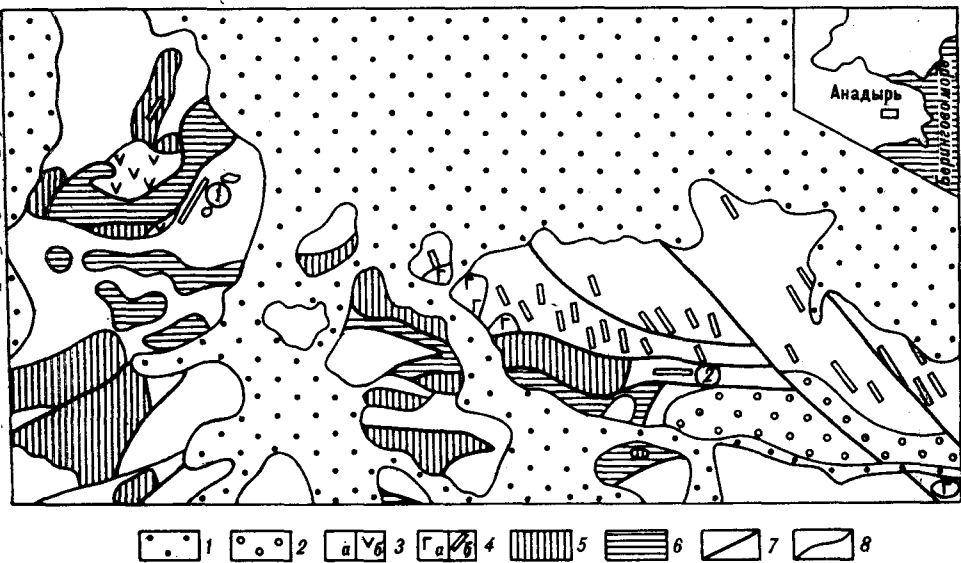


Рис. 1. Схема расположения плутонических образований северо-востока Корякского нагорья.

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские осадочные и вулканогенные образования; 3 — мезозойские осадочные (а) и вулканогенные (б) образования; 4 — габбро-долеритовая ассоциация (Pa) (а — габброидный комплекс, б — долеритовый комплекс); 5 — габбро-плаггиогранитовая ассоциация (K<sub>1</sub>); 6 — дунит-перидотитовый комплекс (J<sub>2</sub> — K<sub>1</sub>); 7 — разрывные нарушения и границы протрузий дунит-перидотитового комплекса; 8 — геологические границы. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Чирынайская дайка, 2 — Кэнкэрэнская дайка.

ции позволяет выделить в ее составе два самостоятельных комплекса: интрузивный — лейкогаббровый и дайковый — долеритовый.

Возраст габбро-долеритовой ассоциации принят как олигоценовый, что обосновывается фактами прорывания интрузивами лейкогаббро и дайками долеритов фаунистически охарактеризованных эоценовых осадочных отложений и данными калий-аргоновых абсолютных датировок. Так, для долеритов Чирынайских гор установлен возраст в 27 млн лет [15], а по данным геологической съемки для лейкогаббро и долеритов хр. Кэнкэрэн (Т. В. Звезда и др., 1982 г.) — 32—54 млн лет.

Практический интерес к образованиям габбро-долеритовой ассоциации обусловлен тем, что к ним приурочены многочисленные проявления оруденения золотокварцевой формации.

**Лейкогаббровый комплекс.** Лейкогаббро слагают небольшие, площадью 0,5—3 км<sup>2</sup>, изометричные в плане интрузивные тела в отрогах хр. Кэнкэрэн, где они прорывают нижнемеловые и палеогеновые осадочные породы. Контакты интрузивных тел неровные, нередко с апофизмами во вмещающие породы. Главная фация представлена преимущественно среднезернистыми лейкогаббро, среди которых иногда отмечаются кварцсодержащие разности. Эндоконтактная фация (боковая краевая группа) сложена мелкозернистыми лейкогаббро. В одном из массивов комплекса в апикальной части установлены микропегматитовые кварцевые диориты, представляющие, вероятно, верхнюю краевую группу. Взаимоотношения кварцевых диоритов и лейкогаббро неясны, но между ними отмечаются промежуточные разности, представленные кварцсодержащими и кварцевыми лейкогаббро, что позволяет предполагать наличие фациальных переходов.

Петрография пород. Лейкогаббро являются массивными, состоящими из таблитчатого, нередко полностью замещенного альбитом плаггиоклаза — 70—80 %, авгита Wo<sub>36-42</sub>En<sub>36-31</sub>Fs<sub>17-29</sub> — 18—27 %, титаномагнетита — до 5 %, аксессуарного апатита. В интерстициях нередко отмечается хлорит по биотиту — до 10 %. Структура пород офитовая.

Клинопироксены лейкогаббро представлены авгитами с несколько повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> (до 0,5 %) и относительно высокой

Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты клинопироксенов в породах габбро-долеритовой ассоциации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	46,91	52,01	51,38	52,37	51,27	50,08	50,30	48,89
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,31	1,11	1,16	1,16	1,61	1,80	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	1,69	2,18	2,22	2,25	3,67	4,16	4,62
FeO	16,49	10,38	12,02	11,22	12,19	8,49	8,59	8,07
MnO	0,57	0,37	0,30	0,32	0,29	0,16	0,21	0,19
MgO	12,11	14,61	13,00	13,69	16,02	14,89	14,52	14,90
CaO	16,63	20,94	18,02	19,22	16,98	20,41	20,42	20,73
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,28	0,32	0,43	0,31	0,41	0,52	0,42
Si	1,81	1,94	1,98	1,97	1,91	1,87	1,87	1,83
Ti	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05
Al <sup>IV</sup>	0,19	0,06	0,02	0,03	0,09	0,13	0,13	0,17
Al <sup>VI</sup>	0,05	0,01	0,08	0,07	0,01	0,04	0,06	0,03
Fe	0,53	0,32	0,39	0,35	0,38	0,27	0,27	0,25
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,70	0,81	0,75	0,77	0,89	0,83	0,81	0,83
Ca	0,69	0,84	0,75	0,77	0,68	0,82	0,81	0,83
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02
Wo	36	42	40	41	35	43	43	43
En	36	41	40	41	46	43	43	43
Fs	28	17	20	18	19	14	14	13
f	0,43	0,28	0,34	0,31	0,30	0,24	0,25	0,23

Примечание. 1, 2 — лейкогаббро, район оз. Гытгыкай; 3—5 — ферродолериты; дайки, верховья руч. Нутескыгингытгывеем; 6—8 — долериты, дайка руч. Первый. Анализы выполнены на микроанализаторе «Камебакс» Е. М. Горячевой в СВКНИИ ДВО РАН.

железистостью, что наряду с более низкой в целом кальциевостью и более высокими концентрациями Na<sub>2</sub>O позволяет отличать их от авгитов более ранних габброидов, развитых в данном регионе [15] (табл. 1).

Кварцосодержащие и кварцевые лейкогаббро отличаются от лейкогаббро наличием микропегматитовых сростаний кварца и альбита (до 5 % в кварцосодержащих разностях и 5—15 % в кварцевых), которые приурочены к интерстициям между главными породообразующими минералами. Равномерное распределение микропегматита по всей массе породы и наличие сферолитоподобных венчиковых образований микропегматита по периферии зерен плагиоклаза свидетельствуют о первичной магматической природе микропегматита [18]. Появление в составе микропегматита альбита связано, по мнению Г. Б. Ферштатера [18], с постмагматической альбитизацией пород и замещением первичного калиевого полевого шпата альбитом.

Кварцевые диориты сложены таблитчатым альбитом — до 40 %, микропегматитом (около 40 %), состоящим из сростаний кварца и альбита, а также темноцветными минералами: авгитом — 5—7 %, зеленовато-бурой роговой обманкой — 2—3 %, зеленым биотитом, нередко хлоритизированным, образующим мелкочешуйчатые скопления в интерстициях размером до 1 мм, — до 5 %, а также титаномагнетитом — 2—3 %. Структура пород микрографическая. Содержание кварца в микропегматите составляет около 40 %, что наряду с появлением радиальных образований микропегматита вокруг зерен плагиоклаза указывает на магматическую природу микропегматита и вторичность альбита в его составе. Как показали исследования Г. Б. Ферштатера [18], микрографические сростания кварца и калиевого полевого шпата с содержанием кварца около 40 % и отмеченными микроструктурными особенностями являются магматическими и характерны для гипабиссальных образований.

Характерные химические составы (мас.%) и содержание микроэлементов (г/т) пород габбро-долеритовой ассоциации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	51,71	52,50	55,53	63,25	48,87	53,27	49,86	49,49	49,50	51,94	63,45	70,54
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,50	2,13	0,87	1,95	2,42	3,80	3,98	1,19	2,43	0,82	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,27	17,17	15,17	14,54	15,02	14,16	13,36	12,81	18,37	13,99	15,69	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	11,49	10,42	8,62	11,30	12,01	14,89	15,38	10,45	11,44	7,11	3,69
MnO	0,22	0,21	0,18	0,13	0,19	0,19	0,25	0,25	0,16	0,18	0,11	0,04
MgO	3,57	2,84	3,11	1,53	6,36	3,28	3,98	3,89	4,55	5,00	1,25	0,36
CaO	5,50	6,07	4,52	2,69	10,88	6,86	7,20	7,94	6,78	9,07	3,29	0,72
Na <sub>2</sub> O	4,99	4,42	5,29	6,96	3,10	3,81	3,61	3,04	4,66	3,25	5,52	6,62
K <sub>2</sub> O	0,62	1,02	0,96	0,21	0,58	0,88	0,28	0,97	1,02	0,74	1,74	2,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,20	0,30	0,23	0,24	0,68	0,46	0,40	0,14	0,33	0,18	0,03
П. п. п.	3,24	2,21	2,24	1,07	1,40	1,88	1,83	1,34	2,82	1,75	0,99	0,98
Сумма	100,02	100,02	99,85	100,10	99,89	100,03	100,00	100,01	100,04	100,12	100,09	100,00
Sr	130	386	—	85	199	200	220	175	469	—	205	95
Ba	400	622	—	221	187	355	360	375	500	—	430	605
Cr	7	7	—	9	46	14	20	10	20	35	20	14
Ni	4	4	—	4	36	7	8	9	17	51	10	9
Co	35	31	—	17	38	25	40	55	31	56	49	33

Примечание. 1—4 — лейкогаббровый комплекс: 1, 2 — лейкогаббро, 3 — кварцевые габбро, 4 — кварцевый долерит; 5—12 — долеритовый комплекс: 5 — долериты, 6, 10 — кварцосодержащие долериты; 7, 8 — Ферродолериты, 9 — лейкодолериты, 11, 12 — жильная фаза (11 — гранодолерит, краевая часть жилы, 12 — гранит, центральная часть жилы). Места отбора проб: 1—9 — хр. Кэнкэрэн, 10—12 — горы Чирынай. Анализы породообразующих окислов, Sr и Ba выполнены В. И. Мануйловой на квантметре ARL-72000, Cr, Ni, Co — Л. А. Поповой методом ЭКСА в СВКНИИ ДВО РАН.

Кроме повсеместно проявленной альбитизации и хлоритизации пород нередко отмечаются также их карбонатизация и окварцевание.

Петрохимия. Лейкогаббро и их кварцосодержащие и кварцевые разновидности являются высокотитанистыми, высокожелезистыми, низко- и высокоглиноземистыми породами, характеризующимися также высокими содержаниями щелочей (табл. 2). Эти особенности, наряду с низкой известковистостью и низкими концентрациями Ni, Co, Cr, позволяют уверенно отличать породы комплекса от более ранних габброидов других ассоциаций Корьяки. По соотношению (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> породы относятся к субщелочной серии (рис. 2). Однако при рассмотрении серийной принадлежности лейкогаббро следует учитывать, что породы в значительной степени подвержены процессам постмагматической альбитизации, обусловившей привнос Na<sub>2</sub>O, за счет высоких содержаний которого породы попадают в разряд субщелочных. Расчеты исходных (до альбитизации) составов лейкогаббро указывают на их принадлежность к породам нормальной щелочности.

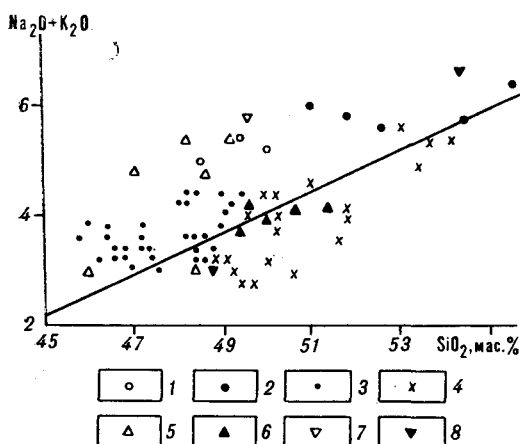
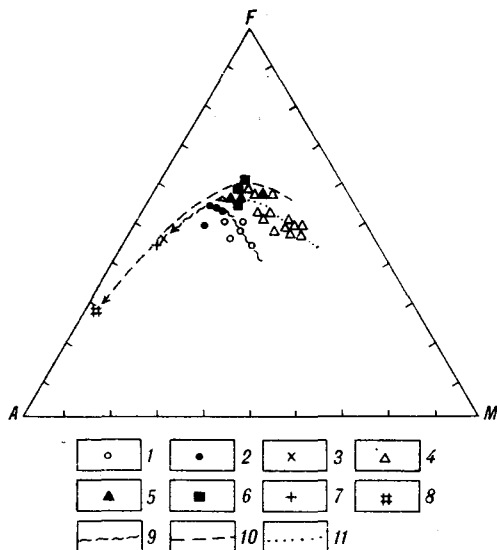


Рис. 2. Диаграмма Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O — SiO<sub>2</sub> для пород габбро-долеритовой ассоциации.

1, 2 — лейкогаббровый комплекс (1 — лейкогаббро, 2 — кварцосодержащие и кварцевые лейкогаббро); 3—8 — долеритовый комплекс (3 — долериты, 4 — кварцосодержащие долериты, 5 — Ферродолериты, 6 — кварцосодержащие Ферродолериты, 7 — лейкодолериты, 8 — кварцосодержащие лейкодолериты).

Рис. 3. Диаграмма АФМ для пород габбро-долеритовой ассоциации.

1—3 — лейкогаббровый комплекс (1 — лейкогаббро, 2 — кварцсодержащие и кварцевые лейкогаббро, 3 — кварцевые диориты); 4—8 — долеритовый комплекс (4 — долериты, 5 — ферродолериты, 6 — кварцсодержащие долериты, 7 — жильные гранодиориты, 8 — жильные микрограниты); 9—11 — тренды дифференциации (9 — лейкогаббрового комплекса, 10, 11 — долеритового комплекса в Чирынайских горах (10) и в хребте Кэнкэ-рэн (11)).



Микропегматитовые кварцевые диориты также отличаются от более ранних образований аналогичного состава повышенными содержаниями  $TiO_2$  (см. табл. 2), более высокой железистостью, низкой известковистостью и гораздо более высокой щелочностью, преимущественно за счет натрия ( $>6\% Na_2O$ ), что также связано с постмагматической альбитизацией.

По особенностям химического состава лейкогаббро близки базальтоидам рифтогенных структур Восточной Азии [7], а также континентальным базальтоидам рифтогенных зон [22], отличаясь от них, прежде всего, более низкими магниальностью и известковистостью, а также более высокими содержаниями  $Na_2O$  за счет альбитизации.

Петрология. Высокая железистость и низкие Ni/Co-отношения в лейкогаббро свидетельствуют о их принадлежности к производным магматическим расплавам, претерпевшим значительную эволюцию. На повышенную водонасыщенность исходных расплавов для пород лейкогаббрового комплекса указывает наличие в них биотита. Повышенная водонасыщенность расплавов является, вероятно, причиной лейкократовости пород, поскольку наличие летучих компонентов сдвигает составы основных магм в сторону лейкократовых [6, 49].

Появление кварцсодержащих и кварцевых габбро, а также кварцевых диоритов в апикальных частях интрузивных тел лейкогаббрового комплекса обусловлено, вероятно, внутрикамерной дифференциацией, что нередко отмечается для массивов габбро-долеритовой ассоциации других регионов страны, например, Кузнецкого Алатау [10]. На диаграмме АФМ (рис. 3) породы лейкогаббрового комплекса показывают толеитовый тренд дифференциации с увеличением железистости пород в ряду лейкогаббро-кварцсодержащие и кварцевые лейкогаббро-кварцевые диориты.

**Долеритовый комплекс.** Комплекс объединяет дайки долеритов, среди которых по особенностям вещественного состава выделяются собственно долериты, представленные мезократовыми разностями, а также ферродолериты и лейкодолериты. Иногда в строении тел принимают участие и кварцсодержащие разности этих пород. Долериты и ферродолериты иногда отмечаются в составе единых даек и между ними наблюдаются постепенные переходы. В дайках нередко отмечаются жильные образования, представленные плагиоклазитами и различными гранитоидами — от кварцевых диоритов до микрогранитов.

Дайки долеритового комплекса слагают несколько дискретных роев крутопадающих даек северо-западного простирания, протягивающихся от мыса Наварин на юге до Чирынайских гор на севере. Протяженность этого пояса около 200 км при ширине 10—30 км.

Мощность даек долеритов и ферродолеритов обычно варьирует от 0,5 до 30 м. Наиболее развиты дайки мощностью 5—10 км. Протяженность даек от сотен метров до первых километров. Форма даек в плане прямолинейная, реже извилистая. В местах сгущения количество даек на 1 км достигает 15—20. Наиболее крупное дайкообразное тело долеритового

комплекса (Чирынайская дайка) расположено на восточном склоне Чирынайских гор (см. рис. 1). Мощность Чирынайской дайки колеблется от 70 до 200 м, а протяженность составляет более 2 км. Эндоконтактовая часть дайки мощностью до 15 м сложена кварцсодержащими долеритами, постепенно переходящими к внутренним частям в ферродолериты и долериты. В Чирынайской дайке отмечаются жилы гранитоидов мощностью до 0,5 м и протяженностью до 30 м. Одна из жил характеризуется зональным строением: центральная зона сложена мелкозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, в зальбандах они сменяются крупнозернистыми гранодиоритами с игольчатой роговой обманкой размером до 2,5 см. Северо-восточное окончание жилы сложено только крупнозернистыми гранодиоритами, а юго-западное — мелкозернистыми гранитами, которые на выклинивании сменяются кварцевым прожилком. В мелкозернистых гранитах кое-где отмечаются миароловые пустоты размером до 8 мм, выполненные мелкими кристаллами кварца и рудного минерала.

В другой лейкократовой жиле, расположенной в центральной части Чирынайской дайки, на отдельных участках наблюдается асимметричное строение. Северо-восточная часть жилы сложена мелкозернистыми гранитами, постепенно переходящими в юго-западном боку в крупнозернистые гранодиориты с игольчатой роговой обманкой. Рядом с этой жилой во вмещающих ферродолеритах наблюдаются тонкие прожилковидные сегрегации лейкократовых пород с нерезкими границами, отчего ферродолериты приобретают полосчатый облик.

Детальное изучение строения интрузивных тел долеритового комплекса позволило установить их принадлежность к дифференцированным образованиям. Исследование субширотной дайки долеритов (Кэнкэрэнская дайка) мощностью 24 м и протяженностью 2 км, расположенной на южных склонах хр. Кэнкэрэн, позволило выявить ее асимметричное строение. Дайка сложена долеритами и ферродолеритами различной зернистости — от мелкозернистых в эндоконтакте до средне-крупнозернистых в центральной и северной части (рис. 4). Причем в южной части дайки развиты долериты, а в северной — преимущественно средне-крупнозернистые ферродолериты, чередующиеся с долеритами. С увеличением зернистости растет количество интерстициального стекла, замещенного обычно хлоритом. На рис. 4 приведены графики распределения некоторых породообразующих окислов вкрест простирания Кэнкэрэнской дайки. Следует отметить, что процессы дифференциации затушеваны постмагматической альбитизацией пород, интенсивность которой возрастает от южного к северному контакту и положительно коррелируется с увеличением зернистости пород, которая отображена на рис. 4 размерностью условного знака долеритов. Интенсивность альбитизации фиксируется распределением  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , между которыми установлена значимая (на 95%-м уровне значимости) положительная корреляция ( $r_{\text{Si}-\text{Na}} = 0,78$ ). Альбитизация в значительной мере влияет на распределение  $\text{CaO}$ , с ее усилением содержания  $\text{CaO}$  уменьшаются. Между  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  наблюдается значимая отрицательная связь ( $r_{\text{Ca}-\text{Na}} = -0,68$ ).

О процессах дифференциации можно судить по распределению  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , в меньшей мере  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , поскольку на содержание глинозема в породах также влияет альбитизация, хотя и в меньшей мере, чем на содержание  $\text{CaO}$ . Ферродолериты северной части дайки характеризуются максимально высокими содержаниями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  и минимальными глинозема, что связано с резким увеличением в них количества рудных минералов и уменьшением полевошпатовой составляющей.

Таким образом, можно предположить, что ориентировка Кэнкэрэнской дайки в момент ее формирования была субгоризонтальной и ферродолериты образовались в кровельной части пластового тела, а долериты в его донной части.

Петрография. Дайки сложены породами с разной зернистостью — от мелкозернистых до средне-крупнозернистых, иногда порфирировидных. Они состоят из таблитчатого плагиоклаза, содержания которого



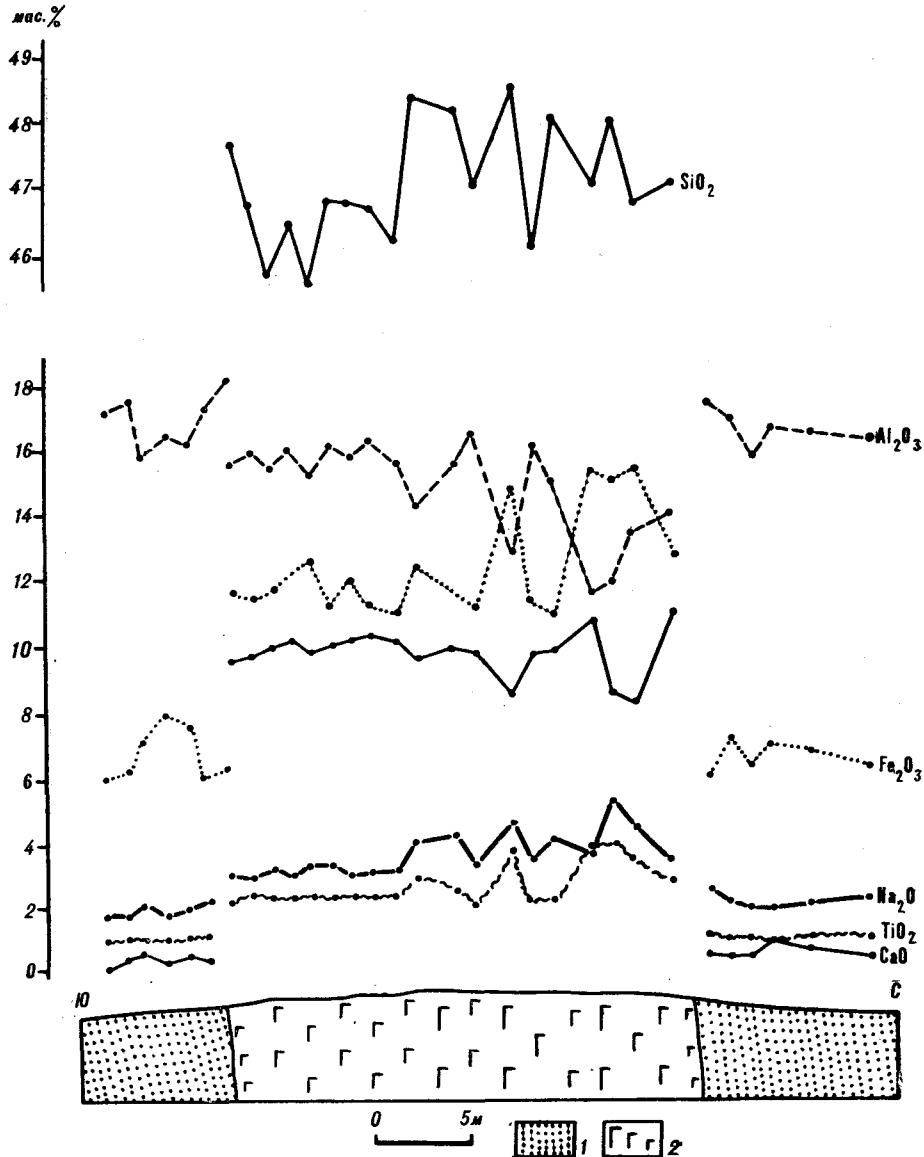


Рис. 4. Распределение петрогенных окислов по разрезу субвиротной дайки долеритового комплекса южного склона хр. Кэнкэрэн.  
1 — алевролиты; 2 — долериты. Остальные пояснения в тексте.

варьируют от 50 % в долеритах и ферродолеритах до 80 % в лейкодолеритах: ксеноморфного титан-авгита ( $Wo_{35-43}En_{40-46}Fs_{13-20}$ ), а также титаномagnetита — от 1—2 % в лейкодолеритах до 5—7 % в ферродолеритах. Иногда отмечается бурая (титанистая по [2]) роговая обманка — до 5 %. В интерстициях нередко наблюдается мелкочешуйчатый агрегат хлорита, замещающего, вероятно, стекло (до 10—15 %). Клинопироксен часто образует скопления нескольких мелких зерен в промежутке между таблицами плагиоклаза, что обуславливает долеритовую структуру пород, реже такие промежутки выполнены одним зерном клинопироксена с образованием офитовой структуры, иногда отмечаются крупные (до 5—6 мм) зерна пироксена с пойкилитовыми включениями плагиоклаза (пойкилофитовая структура). В случае максимальных содержаний хлоритизированного стекла породы обладают интерсертальной структурой.

Клинопироксены из пород долеритового комплекса характеризуются высокой титанистостью ( $TiO_2 = 1,1-1,85$ , см. табл. 1), железистостью

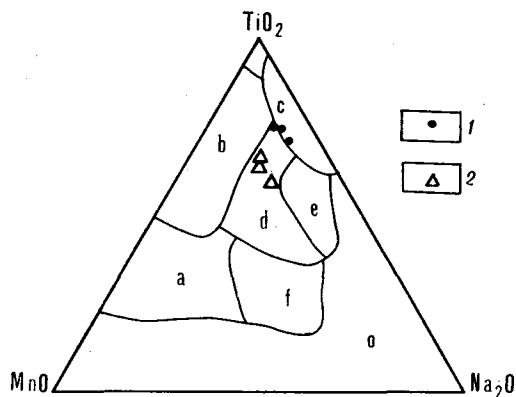


Рис. 5. Диаграмма  $MnO - TiO_2 - Na_2O$  для клинопироксенов из пород долеритового комплекса.

1 — долериты; 2 — ферродолериты. Поля базальтов по [21]: а — островодужных, б — дна океана, с — континентальных щелочных, d — всех, e — островодужных и континентальных толеитов, f — островодужных и континентальных щелочных.

( $f = 0,23 - 0,34$ ) и низкой известковистостью, что в целом свидетельствует о высоких температурах и низком давлении их кристаллизации [4]. На диаграмме  $TiO_2 - MnO - Na_2O$

клинопироксены долеритов попадают в поле континентальных щелочных базальтов, что может указывать на повышенную щелочность исходного для долеритов расплава, а клинопироксены ферродолеритов находятся в поле, общем для базальтов различных геодинамических обстановок (рис. 5).

Кварцсодержащие долериты и ферродолериты (конга-диабазы) отличаются от бескварцевых разновидностей наличием интерстиционного кварца (менее 5%), нередко находящегося в микрографических сростаниях с альбитом, заместившим калиевый полевой шпат. Микропегматит характеризуется, как правило, тонкой графикой с правильным рисунком и равномерным распределением по всей массе пород, что указывает на его первичную магматическую природу.

Породы в различной степени альбитизированы с образованием плавно-зонального плагиоклаза (лабрадор № 52—65 в ядре до альбита в кайме) в слабоизмененных породах до полного замещения альбитом основного плагиоклаза в интенсивно альбитизированных разновидностях. Клинопироксен в породах нередко замещается актинолитом, рудный минерал — лейкоксеном. Кроме этих изменений, в породах отмечаются прожилковое окварцевание, карбонатизация, сульфидизация, а также биотитизация, выражающаяся в развитии в породах тонкочешуйчатого ярко-красного биотита, замещающего темноцветные минералы и выполняющего тонкие (доли миллиметра) трещины в кристаллах плагиоклаза.

Петрогеохимия. Породы долеритового комплекса в целом являются высокожелезистыми породами и характеризуются как повышенной, так и нормальной щелочностью (см. рис. 2). Их повышенная щелочность в ряде случаев обусловлена постмагматической альбитизацией, что позволяет сделать вывод о нормальной щелочности исходного расплава. По критерию А. Мияширо породы нормальной щелочности относятся к толеитовой серии.

Статистическая обработка данных химического состава пород долеритового комплекса (66 анализов) показала, что по распределению большинства петрогенных окислов дайки представляют собой однородную совокупность и разделяются лишь по содержанию  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . При содержаниях  $TiO_2$  более 2,96 и  $Fe_2O_3$  более 13,60% выделяется группа ферродолеритов, статистически значимо отличающаяся от группы долеритов и лейкодолеритов, которые характеризуются меньшими содержаниями этих окислов. Вероятность истинности границ между этими группами пород составляет по критерию С. В. Гольдина [8] для  $TiO_2$  — 99,5% и для  $Fe_2O_3$  — 95%. По распределению  $Al_2O_3$  выделяется группа лейкодолеритов, обладающих по сравнению с долеритами и ферродолеритами более высокой глиноземистостью и более низкой титанистостью. Граница между этими группами составляет 17,3%  $Al_2O_3$ , истинность для нее равна 90%.

Таким образом, как по петрографическим, так и по петрохимическим особенностям дайки долеритового комплекса разделяются на три группы:

1) долеритов, 2) ферродолеритов, 3) лейкодолеритов. Породы этих групп близки по своим геохимическим особенностям, что свидетельствует об их генетическом родстве, и характеризуются низкими концентрациями Rb (менее 20 г/т), умеренными концентрациями Sr, Ba, низкими — Ni, Co, Cr (см. табл. 2). По своим петрохимическим особенностям породы долеритового комплекса близки как к базальтам рифтогенных зон, так и к океаническим толеитам [7, 9, 22].

Вопросы петрологии и геодинамическая обстановка. Низкая магнезиальность в породах долеритового комплекса и низкие Ni/Co-отношения так же, как и для пород лейкогаббрового комплекса, свидетельствуют о принадлежности исходных для них толеитовых и субщелочных расплавов к производным магмам, испытавшим дифференциацию.

В соответствии с представлениями В. В. Белоусова [1], возникновение первичных расплавов для пород долеритового комплекса возможно в основании верхнего слоя мантии, характеризующегося различной степенью своего истощения, при слабой проницаемости кровли и, следовательно, в условиях, благоприятных для дифференциации этих расплавов. Материнские для долеритового комплекса расплавы характеризуются повышенной водонасыщенностью, на что указывают присутствие в породах титанистой роговой обманки, отсутствие оливина, относительно низкие содержания анортитового компонента в олигоклазе [20]. Эта особенность сближает их с расплавами, исходными для пород лейкогаббрового комплекса. С повышенной водонасыщенностью исходных для пород долеритового комплекса расплавов и их докамерной внутриочаговой дифференциацией связано, вероятно, и появление лейкодолеритов в составе комплекса.

Анализ диаграммы АГМ (см. рис. 3) для пород описанных выше даек хр. Кэнкэрэн и Чирьнайских гор показывает, что они претерпели аналогичную породам лейкогаббрового комплекса внутрикамерную дифференциацию фаннеровского типа различной степени. Различия в положении пород долеритового комплекса по отношению к лейкогаббровому объясняются, прежде всего, разной интенсивностью их альбитизации. Разница в степени дифференциации Кэнкэрэнской и Чирьнайской даек обусловлена, вероятно, разной динамикой воды в процессе дифференциации. В первом случае в качестве поздних дифференциатов служат обогащенные стеклом и железом ферродолериты, во втором поздними дифференциатами являются жильные гранодиориты и микрограниты. Наличие максимального количества стекла в наиболее крупнозернистых ферродолеритах центральных частей Кэнкэрэнской дайки не может быть обусловлено явлениями термической закалки на контакте с более холодными вмещающими породами. Эта особенность обусловлена, очевидно, быстрым повышением температуры застывания за счет фракционирования воды при подъеме магмы в области, где давление растворенных летучих превышает внешнее давление, что приводит к отвердеванию жидкой фазы системы в виде вулканического стекла [3, 11]. Появление же в качестве более поздних дифференциатов кварцсодержащих долеритов с микропегматитом (кровля пластового тела?) и жильных гранитоидов в Чирьнайской дайке обусловлено, вероятно, удержанием воды в расплаве за счет более высокого внешнего давления, в связи с чем снижение температуры кристаллизации расплавов обеспечивает наиболее полное развитие процессов дифференциации вплоть до образования остаточных кислых расплавов [10]. Такие различия динамики воды при кристаллизации пород долеритового комплекса могут быть обусловлены различной глубиной становления интрузивных тел — менее глубинной обстановкой при формировании даек кэнкэрэнского типа и более глубинной — для даек чирьнайского типа.

Анализ геологического положения образований габбро-долеритовой ассоциации в целом показывает, что их формирование происходило в режиме растяжения в зоне межструктурного глубинного разлома [5], пред-

ставляющего собой структуру рифтогенного типа. Как показали исследования А. В. Колоскова с соавторами [7], магматические образования таких кайнозойских рифтогенных структур представляют собой внегеосинклинальный тип магматизма, связанный с процессами тектономагматической активизации в зоне перехода океан — континент и характеризующий этап деструктивных преобразований земной коры [19] Тихоокеанской окраины Азии. Аналогичная оценка геотектонической обстановки в позднепалеогеновый этап развития Корякского нагорья была сделана А. И. Поздеевым [16].

Авторы выражают благодарность А. В. Бражнику за помощь при проведении полевых исследований, Е. Ф. Дылевскому за критические замечания, сделанные при подготовке рукописи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенный режим и мантийный магматизм // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 3—12.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2.— М.: Мир, 1965.
3. Дмитриев Ю. И. О некоторых закономерностях кристаллизации гранов различной основности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1967.— № 8.— С. 16—34.
4. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П. и др. Породообразующие пироксены.— М.: Наука, 1974.
5. Звизда Т. В. Наваринско-Рарыткиский глубинный разлом (Корякское нагорье) // Сквозные рудоконцентрирующие структуры: Тез. Всесоюз. совещания.— М.: Наука, 1986.— С. 186—188.
6. Иодер Х. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
7. Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шараськин А. Я. Рифтогенный вулканизм в системе восточно-азиатских вулканических поясов // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика).— М.: Наука, 1989.— С. 139—144.
8. Лутков Р. И., Бондаренко В. Н. Математические модели зависимости геологических объектов.— М.: Наука, 1989.
9. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
10. Магматические горные породы. Основные породы. Т. 3.— М.: Наука, 1985.
11. Михайлов Н. П., Масайтис В. Л., Москалева В. Н. Никеленосные формации // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием.— М.: Наука, 1981.— С. 3—22.
12. Морозов А. Е. Долеритовые дайки хребта Кэнкэрэп (Корякское нагорье) // Петрология и рудоносность магматических, метаморфических и метасоматических комплексов Дальнего Востока и Сибири: Материалы III Регион. конф. молодых ученых Дальнего Востока.— Владивосток, 1987.— С. 13—17. Рукопись деп. в ВИНТИ 04.09.87. № 6051—В87.
13. Морозов А. Е. Петрология эоцен-олигоценых базитовых даек и штоков в восточной части Корякского хребта.— Магадан, 1987. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 4857—В87.
14. Морозов А. Е. Орогенные магматические комплексы восточной части Корякского хребта // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока и составление Гостгеокарты-50: Тез. докл. регион. конф.— Магадан, 1988.— С. 12—13.
15. Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
16. Поздеев А. И. Позднепалеогеновый этап развития Корякского нагорья и ряда других районов Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.— С. 49—57.
17. Стриха В. Е., Морозов А. Е. Распределение элементов группы железа в плутонических базитах Корякского хребта // Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов, зеленокаменных поясов, офиолитов/ИГ СО АН СССР.— Иркутск, 1990.— С. 184—188.
18. Ферштагер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций.— М.: Наука, 1987.
19. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин.— М.: Недра, 1989.
20. Шинкарев Н. Ф., Кузнецова А. А. О гетерогенности магматических расплавов в отношении летучих компонентов // Вестник ЛГУ.— 1970.— № 12.— С. 42—49.
21. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. Min. Petrol.— 1977.— V. 63, N 2.— P. 149—160.
22. Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrol.— 1976.— V. 17, N 1.— P. 15—43.

## НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЧИРЫНАЙСКОГО БЛОКА МАЙНИЦКОЙ ЗОНЫ

Геосинклинальное развитие блока началось до позднего триаса и продолжалось до конца раннего мела. Орогенная стадия развития проявилась в течение позднего мела и, возможно, палеогена. В это время чередовались последовательные периоды сжатия и растяжения, завершившиеся интрузивным магматизмом. Состав интрузий от габбро до гранитов. Магматизм контрастного состава — липариты, липаритоациты, гарцбургиты, дуниты — проявился в эоцене-миоцене в сублатформенных условиях. Характерные для этого периода кольцевые и овалынные структуры наложены на ранние линейные северо-восточного простирания.

Тектонические покровы, шарьяжи, серпентинитовый меланж не подтверждаются. Изученные комплексы находятся в автохтонном залегании.

Полученные представления использованы при оценке рудопроявлений металлов платиновой группы, золота, меди, хрома, ртути.

«Касательно обсуждаемых предметов следует отыскивать не то, что думают о них другие или что предполагаем мы сами, но то, что мы можем ясно и очевидно усмотреть или достоверным образом вывести, ибо знание не приобретается иначе».

*Рене Декарт. «Правила для руководства ума». Правило третье [4. С. 82]*

Майницкая зона расположена в северной части Корякского нагорья. Чирьнайский блок занимает бассейн верхнего течения р. Чирьнай. В геологическом отношении Майницкая зона — субширотная ветвь северного окончания Корякско-Камчатского офиолитового пояса протяженностью 250 км и шириной 50—60 км. Чирьнайский блок имеет тектонические границы с Малонаучирьнайским блоком с запада и с последним к востоку блоком зоны — Кэнкэрэнским.

Согласно ранним, в порядке выдвижения, представлениям В. Ф. Белого [2], Майницкая зона является эвгеосинклинальной складчатой зоной, обрамляющей Эскимосский срединный массив. Б. М. Чиков [12] определяет Эскимосский массив (в понимании В. Ф. Белого) в качестве Чукотского блока Чукотско-Сьюардского срединного массива. Б. М. Чиков выделяет догеосинклинальные отложения (в объеме от ордовика до нижнего карбона), сингеосинклинальные (карбон — нижний мел) и эпигеосинклинальные (кайнозой). Как зону геосинклинального вулканизма и связанных с ней ультрамафитов рассматривает Майницкую (Корякскую в интерпретации автора) зону С. С. Зимин. В этой трактовке подчеркивается генетическое единство офиолитовых вулканитов и сопутствующих им рудопроявлений полезных ископаемых [3. С. 77—80].

Принципиально иные взгляды на Корякское нагорье как на область развития покровно-чешуйчатых деформаций впервые опубликованы в 1965 г. П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахваростовой [8], но ревизия ранних представлений началась с публикации А. А. Александрова «Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирьнай» в 1973 г. [1]. Последующее полистное геологическое картирование территории Чирьнайского блока в масштабе 1:50 000, групповая геологическая съемка в том же масштабе и обобщение геологического строения в масштабе 1:500 000 закрепляют предложенную А. А. Александровым интерпретацию геологического строения, но, к сожалению, нередко ценой игнорирования известного фактического материала. В свете этих представлений Майниц-

кая зона рассматривается как островодужное поднятие и (цитируем по [11. С. 128]) «...характеризуется развитием серий сближенных, кулисно расположенных полос серпентинитового меланжа, включающих различной величины блоки (массивы) гипербазитов, габброидов, тоналитов, кремнисто-вулканогенных образований, метаморфических пород (в том числе глаукофановых сланцев), палеозойских известняков. Полосы меланжа обнажаются в антиклинальных структурах, часто наклоненных и опрокинутых к юго-востоку из-под перекрывающих меланж вулканогенно-кремнистых терригенных толщ чирынайской серии поздней юры — раннего мела». Три варианта геологических разрезов Чирынайского блока Майницкой зоны, представленные на региональное совещание «Офиолиты восточной окраины Азии», проходившее в г. Хабаровске в 1986 г. [9], иллюстрируют сложно построенные тектонические покровы с бескорневыми, тектонически ограниченными телами ультрамафитов (авторы — К. А. Крылов и др., А. Д. Чехов и др., В. А. Попеко и др.). Наблюдаемое сходство вариантов геологических разрезов объясняется тем обстоятельством, что при их построении авторы опирались на один и тот же фактический материал — наблюдения коренных выходов пород в бортах долины р. Чирынай.

Сложнее обстоит дело с изучением самого крупного в блоке Чирынайского ультрамафитового массива. Геологическая карта масштаба 1 : 10 000, составленная в 1973 г. В. Г. Силкиным и В. Е. Стерлиговой, представляет собой наиболее насыщенный фактическим материалом документ, послуживший основой опубликованных в дальнейшем вариантов. Эти варианты [6, 10] отличаются от первоисточника не только большей схематичностью, но и существенным отступлением от фактического материала. Например, согласно В. Г. Силкину и В. Е. Стерлиговой, ультрамафитовые породы массива характеризуются свежестью. Серпентиниты развиты на ограниченных участках, приуроченных к контактам массива, дайкам, зонам разломов. В интерпретации Г. Г. Дмитренко и др. [6] массив окружен каймой серпентинитового меланжа шириной от 200 до 700 м, хотя в целом сохраняя зональность распределения интрузивных фаций, выделенных В. Г. Силкиным и В. Е. Стерлиговой. Поневсе создается впечатление интерпретации «под идею» с пренебрежением к фактическому материалу, и возникают сомнения, разрешимые только при непосредственном общении с натурой.

Основной задачей выполненных нами исследований в Чирынайском блоке Майницкой зоны была переоценка известных рудопроявлений металлов платиновой группы, золота, меди, ртути и вольфрама с точки зрения их положения в геологической структуре. Обилие вариантов интерпретации геологического строения блока обусловило совершенно естественные в данном случае затруднения с оценкой перспектив даже в плане определения возможных типов оруденения. Поэтому методика полевых работ была ориентирована на выяснение геологического строения блока и определение возможного места оруденения на основе собственных наблюдений. В качестве основного методического приема было принято составление опорного геологического разреза в масштабе 1 : 10 000 — 1 : 50 000 (в зависимости от обнаженности) вкост простирания структур Чирынайского блока Майницкой зоны (52 км). Кроме того, выполнены дополнительные короткие, по 6—8 км каждое, маршрутные пересечения для прослеживания зон по простиранию, заново закартированы в масштабе 1 : 10 000 рудопроявления золота г. Банная, меди и золота г. Угрюмая и ртути и золота, минералов-платиноидов в южной части Чирынайской кольцевой структуры.

Заложению опорного разреза предшествовало ознакомление с топоосновой масштаба 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000 и 1 : 500 000. По мере укрупнения масштаба становилось все очевиднее несоответствие вариантов геологической интерпретации масштаба 1 : 50 000, в которых преобладают линейные структуры зон меланжа и сопряженные с ними разрывы низкого порядка, с прекрасно выраженным в рельефе сочетанием

разнопорядковых линейных, кольцевых и овальных структур. Кольцевые и овальные структуры выделяются глубоко врезанными дуговыми долинами со сходящимися истоками, параллельными грядами возвышенностей, окаймляющих центральные части кольцевых структур, и, значительно реже, системой тектонических долин, контролируемых радиальными разрывами низкого порядка. В числе особенно отчетливо выраженных кольцевых структур — горная система хребта Чирынай, гора 574,8 м, г. Угрюмая, г. Банная, овал г. Встречная. За исключением серповидной дуги Чирынайского массива, кольцевые структуры не нашли отражения на геологических картах.

Расположение основного водотока р. Чирынай подсказало существование раннезаложенной системы субмеридиональных разрывов, сменяющихся северо-восточными разрывами. Ознакомление с коренными выходами в бортах реки подтвердило это предположение и поставило под сомнение целесообразность составления разреза по береговому обнажению. Поэтому опорный маршрут пройден на одном (правом) борту р. Чирынай с пересечением кольцевой структуры г. Банная (отм. 1112 м) с обнаженной частью разреза по вертикали в пределах 750 м, овальной структуры г. Встречная, кольцевой структуры г. 574,8 м и пересечением Чирынайского массива в самой обнаженной части — в ущелье кл. Хромитовый. По условиям обнаженности и проходимости маршрут пройден по ломаной линии. Для наглядности разрез построен в виде меридиональной проекции. Информация, полученная в опорном и дополнительных маршрутах и при крупномасштабном картировании, использована и при составлении схематической геологической карты масштаба 1 : 100 000 (рис. 1), учитывающей также материалы геологических съемок и результаты дешифрирования разномасштабной топоосновы.

На составленной схематической геологической карте распространены отложения от позднего триаса до современных. Фаунистически охарактеризованные поздне триасовые отложения слагают небольшие по площади (до 4 км<sup>2</sup>) разрозненные выходы в северо-восточной части Чирынайской кольцевой структуры. Самыми распространенными являются отложения чирынайской серии. Авторами различных листов геологической карты масштаба 1 : 50 000 они рассматриваются в различных возрастных интервалах: верхняя юра — нижний мел, средняя — верхняя юра или средняя юра. По характеру отложений, наблюдаемых по разрезу, и с учетом фаунистических остатков их можно разделить на две составляющие — нижнюю (условно средне-верхнеюрскую) и верхнюю (нижнемеловую), разделенные несогласием.

Наиболее полно нижняя часть чирынайской серии вскрыта в кольцевой структуре г. Банная (рис. 2). При всей ожидаемой и имеющей место в действительности фациальной изменчивости отложений по простиранию на обнаженных по восстанию 750 м непрерывного разреза можно видеть закономерную смену грубообломочных вулканогенных образований среднего — основного состава в нижней части мелкообломочными туфами в средней части и кремнистыми алевролитами и кремнями с мелкими линзами известняков — в верхней. Соотношение грубообломочных, мелкообломочных и тонкообломочных компонентов в разрезе примерно равное, но нижняя, базальная часть вскрыта не полностью, а верхняя частично эродирована. В направлении с юга на север доля грубообломочных отложений постепенно снижается, мелко- и тонкообломочные отложения приобретают флишеподобное ритмичное строение. С учетом наблюдаемого фациального замещения мощность отложений нижней части чирынайской серии вряд ли превышает 1,5—2,0 км.

Отложения верхней части чирынайской серии, датируемые нижним мелом, слагают крылья антиклинория. На изученную территорию попадают только фрагменты базальных горизонтов, представленные в южной части (см. рис. 2) конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, общей мощностью 50—60 м. За пределами территории, охваченной схематической картой, базальные отложения сменяются по восста-

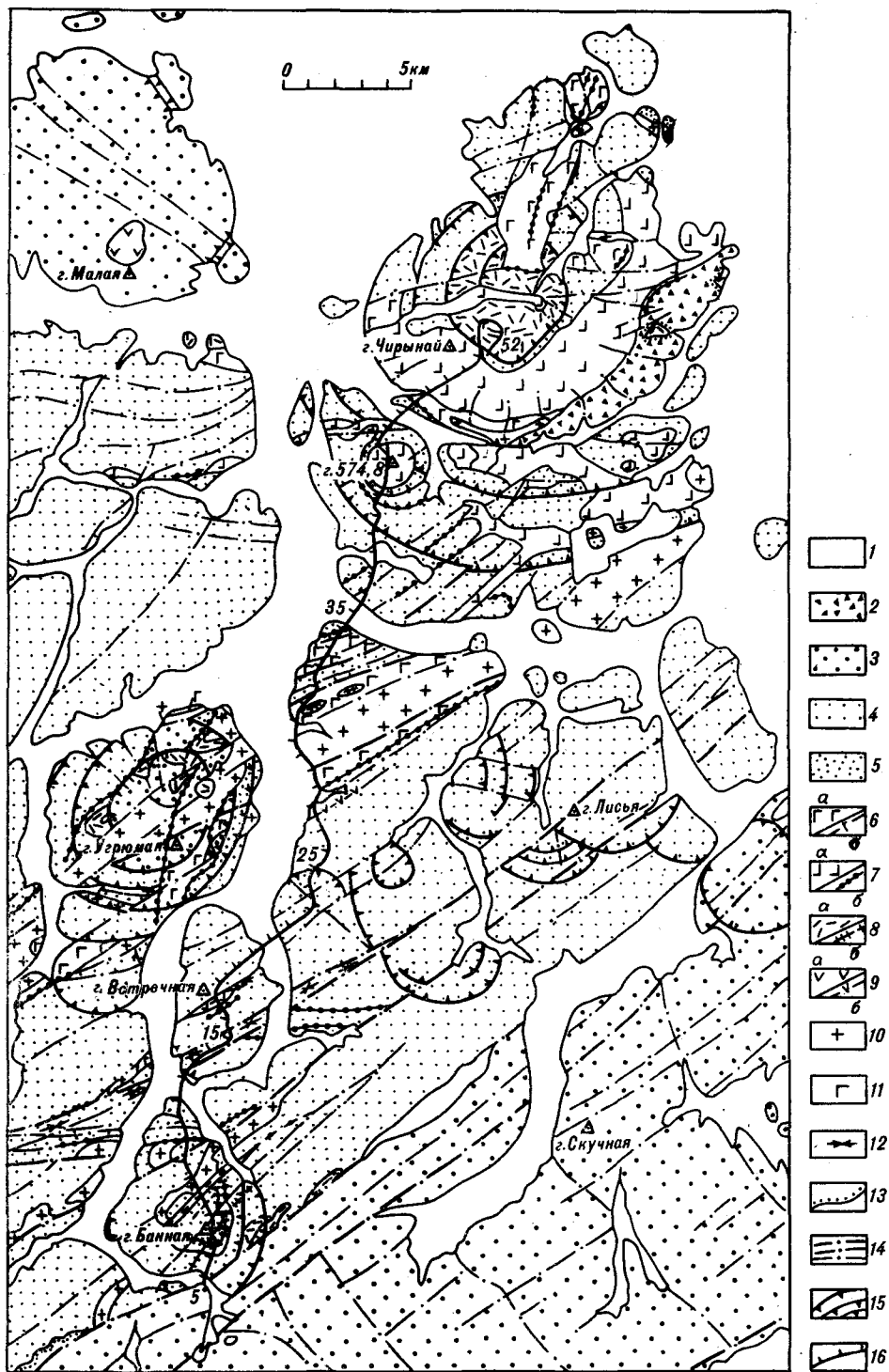


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чирыйнайского блока Майницкой зоны Корякско-Камчатского офиолитового пояса. Составлена на основе геологических маршрутов масштаба 1:10 000—1:50 000 с использованием материалов А. А. Александрова, А. С. Бочкарева, А. М. Василенко, Т. В. Звизды, В. П. Зипкевича, В. Г. Куприенко, А. И. Петрова, В. С. Писаренко, Л. А. Писаренко, В. Г. Решетова, И. С. Розенблюма, В. И. Семенова, В. Г. Силкина, Я. К. Усенко (ИГО Северовостокгеология), М. И. Опарина и В. С. Сушенцева (ДВИМС).

1 — четвертичные речные, озерные и ледниковые отложения; 2 — ценозовые образования континентальной молассы (краснореченская свита); 3 — раннемеловые геосинклинальные терригенные отложения верхней части чирыйнайской серии — конгломераты, гравелиты, полимик-



товые песчаники; 4 — средне-позднеюрские вулканогенно-терригенные отложения нижней части чирьнайской серии — туфобрекчи и лавобрекчи основного — среднего состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты и кремни, известняки; 5 — позднетриасовые вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения — базальты, андезитобазальты, их туфы, туфопесчаники, полимиктовые песчаники; 6—9 — кайнозойские магматические образования: 6 — микрогаббро и микродиориты (а — в масштабе, б — не в масштабе); 7 — дуниты, гардбуриты, икриты (а — в масштабе, б — не в масштабе); 8 — эвструзивные брекчи липаритодацитов и дацитов, флюидальные и массивные липариты, дациты (а — в масштабе, б — не в масштабе); 9 — лавобрекчи андезитов, андезиты (а — в масштабе, б — не в масштабе); 10, 11 — мезозойские магматические образования: 10 — граниты, 11 — габбро-, габбро-диориты, диориты; 12 — динамометаморфические кристаллические сланцы; 13 — границы несогласного залегания пород; 14 — разнопорядковые линейные разрывные нарушения; 15 — разнопорядковые кольцевые разломы; 16 — линия опорного маршрута. Привязка наблюдений и ссылки на них в тексте даны к расстояниям от начала маршрута в км.

нию полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В средней части разреза известны базальты, туфопесчаники, яшмы. Полная мощность нижне-меловых отложений оценивается в 950—4000 м. Ими завершается разрез геосинклинальных образований.

Последующие в стратиграфической схеме эоцен-олигоценые отложения краснореченской свиты имеют облик континентальных моласс с возможным прибрежно-морским происхождением только базальных грубообломочных пород. Состав свиты — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. В грубообломочных фракциях отмечаются обломки андезитов, андезитодацитов, липаритов. Отложения свиты распространены локально в виде серповидного клина в юго-восточном обрамлении Чирьнайского массива. В. П. Зинкевич [7] указывает на синхронность образования терригенных моласс и порфировой фации (эоцен — миоцен), в которой в Корякской тектонической зоне преобладают вулканы кислого и среднего состава. Мощность отложений краснореченской свиты оценивается в 1100—1200 м.

Четвертичные отложения представлены ледниковыми, водно-ледниковыми, пролювиальными и аллювиальными образованиями. Мощность их достигает 15—20 м.

О структуре геосинклинального бассейна периода накопления отложений нижней части чирьнайской серии по одному, даже детальному, разрезу судить трудно. Моноклинальное залегание слоев с падением на восток и северо-восток под углом 20—45° там, где залегание не осложнено кольцевыми структурами и приразломной складчатостью, позволяет предположить, что Чирьнайский блок является фрагментом более круп-

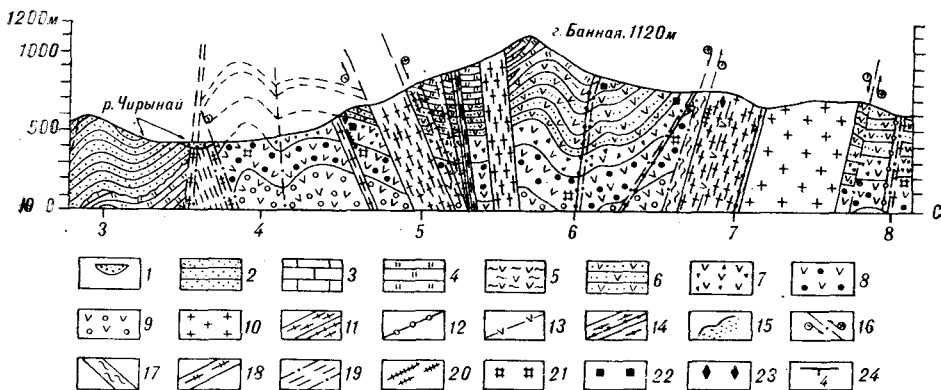


Рис. 2. Геологический разрез кольцевой структуры горы Банья.

1 — пойменные отложения; 2 — верхняя часть чирьнайской серии, полимиктовые песчаники; 3—9 — нижняя часть чирьнайской серии: 3 — известняки, 4 — кремнистые алевролиты, 5 — туфоалевролиты, 6 — туфопесчаники, 7 — туфобрекчи смешанного состава, 8 — туфобрекчи основного — среднего состава, 9 — лавобрекчи андезитов, андезитобазальтов, пикритобазальтов; 10 — граниты; 11 — липариты — флюидальные и массивные; 12 — липариты витрофиоровые; 13 — андезиты; 14 — икриты (меймечиты?); 15 — граница несогласного залегания отложений верхней части чирьнайской серии; 16—19 — тектонические нарушения; 16 — сколы с указанием направления смещения блоков, 17 — зоны смятия и расслаивания, 18 — ориентированное дробление пород, 19 — зоны ориентированной трещиноватости; 20, 21 — прожилково-жильная минерализация; 20 — кварцевые и кварц-карбонатные жилы с сульфидами, 21 — цеолитизация по прожилкам (более 7% по визуальной оценке); 22, 23 — развитие вкрапленности: 22 — пирита, 23 — арсенипирита; 24 — линия меридиональной проекции опорного маршрута на основании разреза с привязкой наблюдений к схематической геологической карте (см. рис. 1) по расстоянию от начала маршрута в км.

пой, возможно, овальной или кольцевой вулканоматической мегаструктуры в составе Корякско-Камчатской геосинклинальной области. Смена плана деформаций и образование антиклинория северо-восточного простираения с выведением отложений нижней части чирынайской серии в его осевой части имели место в течение нижнего мела, что отразилось на размещении и составе раннемеловых осадков. Послегеосинклинальный, субплатформенный этап развития характеризуют кайнозойские отложения краснореченской свиты, отвечающие новому периоду тектономагматической активизации.

Разрывные нарушения проявлены неоднократно и каждый раз в обстановке, характерной для определенного этапа развития. Ранние по времени заложения разрывы имеют линейный характер. Они связаны с завершением формирования антиклинория, ориентированы в северо-восточном направлении и представляют собой серию сбросов и взбросов различных порядков, образованных в условиях сжатия. Наиболее мощная зона в этой системе служит юго-восточной границей Майницкой зоны. Она полностью пересечена опорным маршрутом в интервале 1,0—4,5 км и представлена на разрезе (см. рис. 2). В этой части серия сближенных до 300—400 м срывов (левых сдвиго-сбросов) с амплитудой вертикального перемещения 20—30 м и сопряженных сколов низких порядков образует зону шириной 2 км, ограниченную разломами более высокого порядка. Поверхности смещения имеют северо-восточное простираение с падением на юго-восток под углом 80—85°. Разлом, ограничивающий зону с северо-запада, — тоже сброс с вертикальной амплитудой порядка 100 м. Зона прекрасно выражена в рельефе сквозной палеодолиной, соединяющей систему истоков р. Чирынай с бассейном р. Хатырка, врезанной на 600—700 м в Непроходимый хребет. Основание палеодолины выглажено ледником на отметках 500—600 м. Северная граница Майницкой зоны перекрыта четвертичными отложениями Анадырской депрессии. Судя по выходам триасовых отложений в тектонических блоках крайней к северу части Чирынайской кольцевой структуры, эта граница тоже тектоническая и тоже сбросового характера. То есть, Майницкая зона раннего периода развития разрывных нарушений — горст-антиклинорий.

Не случайно система однопорядковых разломов внутри Майницкой зоны представлена взбросами, повторяющимися через примерно равные промежутки в 7—9 км (интервалы 13,5—15, 25—27, 34—35, 43,5—46 км маршрута). Наиболее доступен наблюдению взброс на южном склоне г. Встречная (13,5—15 км маршрута). Здесь можно не только видеть зону интенсивного расслаивания с падением сближенных до 2—3 на 1 погонный метр поверхностей смещения на юго-восток под углом 70°, но и наблюдать на протяжении 200 м постепенный переход от туфо-песчаников, кремнистых песчаников, кремнистых алевролитов и кремней с линзами известняка до порфиробластовых актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев с гранатом в висячем боку поверхности смещения и порфиробластовых мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев с карбонатами в лежащем боку взброса. Эта зона прослежена на 20 км по простираению дополнительными маршрутами с особым вниманием, так как предстояло выяснить, насколько она может называться зоной серпентинитового меланжа шириной до 2 км, как это отражено на геологических картах масштаба 1:50 000. В действительности можно говорить о тектоническом меланже с развитием динамометаморфических гранатовых, пироксеновых, хлоритовых с лавсонитом сланцев, видимая мощность которых в зависимости от ориентировки поверхности смещения (соответствия северо-восточному направлению) может составлять от 50 до 400 м. В последующем, со значительным разрывом во времени, при смене знака деформаций, зоны тектонического меланжа оказались в условиях растяжения. Образовавшиеся при этом трещины отрыва последовательно служили проводниками интрузий габбро, диоритов, гранитов. Интрузии, внедрившиеся, по-видимому, в условиях орогенной стадии развития Чирынай-

**Химический состав слабораскристаллизованных ультрамафитов  
Чирьнайского блока Майницкой зоны, мас. %**

Компонент	Номера проб, место отбора			
	Ш-2800, дай-ка мощностью 20 м, г. Банная	Ш-2832, дай-ка, вислячий блок в раздуве мощностью 140 м, г. Встречная	Ш-2951, Чирьнайский массив, западный эндо-контакт	Ш-2962, Чирьнайский массив, восточный эндо-контакт
SiO <sub>2</sub>	42,69	39,48	39,20	40,11
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,05	0,10	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	0,53	1,05	1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,66	8,56	7,60	4,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,28	0,46	0,32
FeO	2,98	4,75	2,87	2,72
MnO	0,10	0,17	0,12	0,07
CaO	1,76	0,37	0,70	0,35
MgO	33,27	33,05	36,22	36,70
K <sub>2</sub> O	0,07	0,06	0,04	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,03	0,13	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,36	12,07	11,80	12,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	<0,02	<0,02	<0,02
SO <sub>3</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CO <sub>2</sub>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Σ	99,17	99,40	100,29	99,55

Примечание. Аналитик В. П. Звонарева, ДВМС.

ского блока Майницкой зоны, включают ксеполиты динамометаморфических пород, ориентированная текстура которых в обломках крупнее 2—3 м отвечает ориентировке зоны разлома. Тем не менее, их принимают за ксеполиты метаморфических пород фундамента [11. С. 28].

Заложение и развитие кольцевых структур, песомненно, связано с периодом кайнозойской активизации. Именно с ним связано образование кислых эффузивов порфировой формации по В. П. Зипкевичу и синхронных им моласс [7] и ультрамафитов. По нашим наблюдениям (см. рис. 1, 2), субвулканические липариты, дациты проявлены в одних структурах и сближены во времени с дунит-гарцбургитовыми массивами и их слабораскристаллизованными жильными субвулканическими аналогами — пикритами (меймечитами). Генетическая общность даек и массивов ультрамафитов обнаруживается в идентичности состава их слабораскристаллизованных стекловидных разновидностей (см. таблицу). При-сутствие же кристаллизационной воды в количестве от 9,36 до 12,84 % подтверждает близповерхностное, субвулканическое происхождение. Это дает повод считать кислые и ультрамафитовые субвулканические интрузии производными одной «расщепленной» магмы.

Центрами кольцевых вулканотектонических структур служат узлы пересечения северо-восточных, субширотных и субмеридиональных разрывов. Последнее из упомянутых направление фиксируется наличием даек ультрамафитов и, реже, липаритов. Возможно, разломы этого направления заложены в домезозойском фундаменте и до кайнозоя не обновлялись. В северной части территории отчетливо преобладают субширотные линеаменты. Они контролируют положение Чирьнайской кольцевой структуры и субширотной границы Чирьнайского блока. Можно также видеть, что в направлении с юга на север увеличиваются размеры кольцевых структур. Если их диаметры на юге не превышают 6 км (г. Банная) или 8,5 км (г. Угрюмая), то диаметр Чирьнайской структуры должен быть оценен в 25—27 км, при этом за внешнее кольцо нужно принять дуговой разлом, контролирующей положение долины р. Маечгытконваам. В сочетании линейных и дуговых разрывов хорошо дешифрируются на картах и прослеживаются на местности относительно

молодые или обновленные. В системе конусных срывов лучше фиксируются расположенные ближе к центру крутопадающие разломы и хуже — относительно полого ( $45-60^\circ$ ) залегающие разломы периферических частей, приуроченные к слабо обнаженным пологим участкам рельефа. Трещины низких порядков, оперяющие пологие дуговые разрывы, ориентированы еще положе ( $15-20^\circ$ ), но во внутренних частях конусов они фиксируются, так как прилегающие к зеркалу поверхности смещения породы разрушены в пределах  $0,2-0,5$  м мощности висячем боку и почти не разрушены в лежачем. По зеркалам скольжения и оперяющим их трещинам нередко удается определить взбросовый характер подвижек с амплитудой перемещения  $0,2-0,5$  м. Если не учитывать положение пологих срывов в структуре и их относительный порядок, то ими можно иллюстрировать «чешуи» и «надвиги».

Взаимно-компенсационный характер вулканических структур центрального типа проявляется в зависимости от их размера. Внедрение магматических масс в кольцевых структурах относительно малого диаметра (г. Угрюмая, г. Банная) компенсируется овальной (г. Встречная —  $13-20$  км опорного маршрута) и кольцевой (г. Буйная —  $21-24$  км маршрута) структурами проседания, расположенными в непосредственной близости. В более крупной Чирынайской структуре внедрение магматических масс в центральной части компенсируется прогибанием краевых частей с накоплением молассы. И в том, и в другом случае структуры центрального типа формируются системами дуговых (кольцевых) и радиальных разрывов, наложенными на существенно утратившие первичную пластичность, испытавшие региональный динамометаморфизм периода сжатия мезозойские породы. Пликативные деформации имеют локальный характер приразломной складчатости.

Субвулканическая природа ультрамафитов подтверждается зональным строением магматических тел, повсеместно проявленным при мощности их более  $15-20$  м. При меньшей мощности дайки ультрамафитов сложены черными стекловидными породами с мелкой вкрапленностью пироксена или без нее. При большей мощности зональное строение крутопадающих тел довольно однообразно: эндоконтактные оторочки стекловидных гарцбургитов — полосчатые (такситовые) слои скоплений кристаллов пироксена размером до  $6-8$  см в количестве до  $60-80\%$  объема породы, нередко переходящие по простиранию в линзы крупнокристаллических массивных пироксенитов, — порфиридные гарцбургиты центральной части с вкрапленниками пироксена размером  $1-4$  мм в количестве  $3-5\%$ . Вертикально падающие тела имеют симметрично-зональное строение, крутопадающие — асимметричное, с увеличением мощностью стекловидной и такситовой зон в висячем боку. Штокообразное тело ультрамафитов г. 574,8 м имеет в плане форму почти не искаженного круга диаметром  $1,4$  км и, соответственно, концентрическую зональность состава и строения. В условиях Чукотки на выходах ультрамафитов не развивается растительность. Хорошо обнажен весь массив и даже контакты. В данном случае контактируют черные стекловидные гарцбургиты со свилеватой текстурой и тонкослоистые кремнистые туфоалевролиты и алевролиты с карбонатными прослоями. Сливной контакт местами сорван, амплитуда перемещения блоков достигает нескольких метров. Экзоконтактный ореол осветленных, первично темно-зеленых пород достигает  $20-30$  м. Эндоконтактная периферическая оторочка стекловидных пород имеет мощность всего  $3-4$  м и сменяется черными, темно-зелеными гарцбургитами с вкрапленностью пироксена и хромита. Мощность зоны  $20-60$  м. Затем следует такситовый комплекс, сложенный полосами крупнокристаллических пироксенитов. Кристаллы пироксена размером  $2-5$  см занимают  $60-70\%$  объема породы и как бы погружены в слабо раскристаллизованную, местами стекловидную темно-зеленую или зеленовато-желтую оливиновую массу. Контакт такситового комплекса с гарцбургитами резкий, в виде ломаной линии, но без заметных визуальных эндо- и экзоконтактных изменений. Контакт с дунитами ядра — по-

степенный в пределах 10—20 м. Диаметр дунитового ядра 600 м. Часть ядра обособлена внутренним кольцевым разломом диаметром 400 м, содержащим линзочки черных мелкообломочных брекчий стекловидных ультрамафитов. И в дунитах, и в такситовом комплексе присутствуют ксенолиты раскристаллизованных дунитов размером от 0,1 до 0,6 м. Распределение сегрегаций густовкрапленного хромита, достигающих  $0,4 \times 0,7$  м в плане, подчинено линейной ориентировке радиальных направлений. Кроме того, вкрапленность крупных, 5—7 мм, кристаллов хромита в количестве 3—4 % наблюдается в гарцбургитах в экзоконтакте такситового комплекса.

В Чирынайской структуре липаритодациты и ультрамафиты представлены примерно в равных количествах. Крупнообломочные экструзивные брекчий липаритодацитов слагают штокообразное тело в центральной части, ультрамафиты — серповидное тело в юго-восточном обрамлении штока (см. рис. 1). Зональность ультрамафитов в принципе та же, что и массива г. 574,8 м, но несколько асимметрична в соответствии с крутым падением интрузивного тела. Мелкие линзовидные скопления густовкрапленного хромита ориентированы согласно с простиранием массива. Скопления более сложной формы частично наследуют направления радиальной ориентации. В этом случае отмечаются брекчиевые текстуры хромитовых руд, содержащих мелкие (0,005—0,01 мм) включения изоферроплатины и осмистого иридия в цементирующей массе. Изоферроплатина встречена и во вкрапленных хромитовых рудах на контакте такситового комплекса с гарцбургитами. Всего же в хромитовых рудах выявлено 38 минералов платиновой группы [5]. В Чирынайской структуре наиболее полно представлена последовательность кайнозойского магматизма: липаритодациты и липариты — ультрамафиты — жильные микродиориты.

Вулканическая постройка г. Банная (см. рис. 2) формируется сочетанием дуговых и линейных даек липаритов и, в ограниченном объеме, даек гарцбургитов. Субвулканические дайки занимают примерно 5—7 % объема пород в конусе, ограниченном периферическими дуговыми разломами. Вертикальная зональность даек типична для субвулканических образований. Массивные мелкокристаллические липариты нижних гипсометрических уровней сменяются на отметках 700—800 м порфиroidными с план-параллельной ориентировкой вкрапленников и затем флюидальными на отметках 900—1100 м. На 1100 м контакты осложнены локальным развитием шлакоподобных пористых брекчий, характерных для близповерхностных условий. Аналогично, порфиroidные гарцбургиты со свилеватой текстурой последовательно сменяются по восстанию стекловатыми пикритами (меймечитами?) с тонкополосчатой флюидальной текстурой, хорошо наблюдаемой на красновато-бурой поверхности выветривания. Золотосодержащая сульфидная минерализация приурочена к метасоматитам эндо- и экзоконтактов даек липаритов, но заметно тяготеет к верхним частям разреза.

Полученный фактический материал подтверждает представления В. Ф. Белого и Б. М. Чикова о геосинклинальном развитии Чирынайского блока Майницкой зоны, возможно, до конца нижнего мела. Положение зоны в обрамлении срединного массива согласуется с замещением в направлении с юга на север грубообломочных фаций мелко- и тонкообломочными в нижней части чирынайской серии и сменой в том же направлении кайнозойских субвулканических даек экструзивными телами с концентрически-зональным строением. И то, и другое означает увеличение мощности и жесткости земной коры в блоке в направлении с юга на север. Орогенная стадия развития, включающая последовательные периоды сжатия и растяжения и завершающаяся интрузивным магматизмом, охватывает верхний мел и, вероятно, границу верхнего мела и палеогена. Кайнозойский вулканизм контрастного состава проявился в эоцене — миоцене в субплатформенных условиях.

Фактический материал не отрицает возможности блоковых перемещений по взбросам и пологим нарушениям: в иерархической системе соподчиненных разрывов они имеют место и проявлены на разных стадиях тектонического развития Чирынайского блока в качестве разрывов низких порядков. Наличие шарьяжей с большой, в десятки и первые сотни километров, амплитудой перемещения и тектонических покровов не подтверждается. Изученные комплексы находятся в автохтонном залегании, а именно: мезозойский эвгеосинклинальный комплекс и кайнозойские субвулканические постройки. Та поразительная легкость, с которой шарьяжи и тектонические аллохтонные покровы в последние годы выделяются для мезозойских и кайнозойских офиолитовых поясов Дальнего Востока, включая Чирынайский блок Майницкой зоны Корякско-Камчатского офиолитового пояса, настораживает, а пример изучения типичной структуры позволяет воздержаться от использования крайних мобилистских представлений в прогнозных построениях.

Комплекс полезных ископаемых, проявленных в Чирынайском блоке Майницкой зоны, в целом типичен для офиолитовых поясов: золото, серебро, медь, никель, хром, ртуть, вольфрам, металлы платиновой группы, цеолиты, демантоиды. Сравнительно недавно обращено внимание на возможность находок алмаза [13]. Полученные представления о геологическом строении района позволяют с новых позиций подойти к оценке известных рудопоявлений. Так, золотосульфидные проявления в минерализованных дайках гор Банная и Угрюмая могут получить совершенно иную интерпретацию в связи с их приуроченностью к вулканическим структурам. Находит объяснение и установленная В. В. Крячко [5] вертикальная и латеральная зональность распределения металлов платиновой группы в массивах ультрамафитов Майницкой зоны. Ореолы киновари приурочены к зоне тектонического меланжа и Чирынайской вулканической структуре и могут быть обусловлены локальными концентрациями под экранирующими поверхностями смещений взбросов и пологих дуговых разрывов, в пористых жерловых брекчиях. Возможно выявление новых рудопоявлений, в частности, золота — в молассе краснореченской свиты, ртути — в периферической части Чирынайской кольцевой структуры и др.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье) // Геотектоника.— 1973.— № 4.— С. 83—94.
2. Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16.— Магадан, 1963.— С. 106—126.
3. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения.— М.: Наука, 1984.
4. Декарт Р. Сочинения. Т. 1.— М.: Мысль, 1989.
5. Дистлер В. В., Крячко В. В., Лапутина И. П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудн. месторождений.— 1986.— № 5.— С. 16—33.
6. Дмитриенко Г. Г., Мочалов А. Г., Паланджян С. Г., Горячева Е. М. Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 1, 2/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1985.
7. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья.— М.: Наука, 1980.
8. Кропоткин П. Н., Шахваростова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1965.
9. Офиолиты восточной окраины Азии/ИТиГ ДВНЦ АН СССР.— Хабаровск, 1986.
10. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
11. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.— М.: Наука, 1980.
12. Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
13. Шило Н. А., Каминский Ф. В., Паланджян С. А. и др. Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 241, № 4.— С. 933—936.

Институт горного дела ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
21 октября 1992 г.

## ГЕОХИМИЯ ОЛОВА В ПОЧВАХ НА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Изучены формы нахождения олова в почвах на оловорудных месторождениях и породах с оловянной минерализацией. Установлено распределение содержания олова в гранулометрическом спектре мелкозема почв, показавшее, что независимо от генетического типа оруденения с зернистым касситеритом в каждом генетическом горизонте почв отмечается постепенное уменьшение содержания металла от крупных (1,0—0,25 и 0,25—0,05 мм) к мелким (0,01—0,005 и 0,005—0,001 мм) фракциям мелкозема. Наибольшее количество олова во всех фракциях мелкозема характерно для нижнего почвенного горизонта *BC*.

С целью установления особенностей миграции и накопления олова в почвах, сформированных на породах с оловянной минерализацией, были проведены почвенно-геохимические исследования на оловорудных месторождениях разного генетического типа, находящихся в различных ландшафтно-климатических и горно-геологических условиях Дальнего Востока. Большинство оловорудных месторождений и рудопроявлений, на которых проведено изучение геохимии почв, находятся в горных районах Дальнего Востока. Поэтому по современной номенклатуре основными почвами, развитыми на участках с оловянной минерализацией, являются буроземы и их разновидности, формирующиеся в зонах хвойно-широколиственных, темно- и светлехвойных лесов. В частности, эти почвы широко распространены на территории восточного и западного склонов Сихотэ-Алиня, в пределах хребтов Малый Хинган, Мяо-Чан, Баджал, Джагды, Тукурингра, на останцовых сопках Ханкайской, Средне-амурской, Зейско-Буреинской равнин и окружающих их горных сооружений. В южной части своего ареала буроземы распространяются на территорию Кореи и Китая, формируясь в горах Большого Хингана, Маньчжурии и сопредельных горных районов [4].

Естественно, что ареал распространения буроземов захватывает и площади оловорудных месторождений в пределах горной части юга Дальнего Востока. Следовательно, при почвенно-геохимических исследованиях в пределах названного региона опробованию подвергались эти почвы. При геохимических поисках оловорудных месторождений по вторичным ореолам рассеивания на перспективных участках почвы буроземного ряда (бурые горно-лесные, бурые лесные и другие) также будут объектом опробования. Поэтому установление закономерностей содержания и распределения в них олова имеет большое научное и прикладное значение.

Сведений об особенностях накопления олова в почвах пока очень мало. Поэтому полученные нами первые оригинальные сведения по обширному дальневосточному региону нашей страны в какой-то степени восполняют этот пробел в геохимии олова в зоне гипергенеза.

Кларк олова в почвах, по А. П. Виноградову [1], равен 0,001 %. По видимому, это верхний предел концентрации олова в минеральных почвах, сформированных на плотных коренных породах с фоновыми содержаниями олова. По данным Р. Л. Митчелла [11], пределы содержания олова как элемента-примеси в нормальных минеральных почвах колеблются от 0,0001 до 0,001 %. Большие содержания этого металла характерны для почв, сформированных на породах с оловянной минерализацией. Концентрация олова в почве свыше 0,0001 % сопровождается разнообразной геохимической ассоциацией в виде примеси акцессорных металлов (рис. 1).

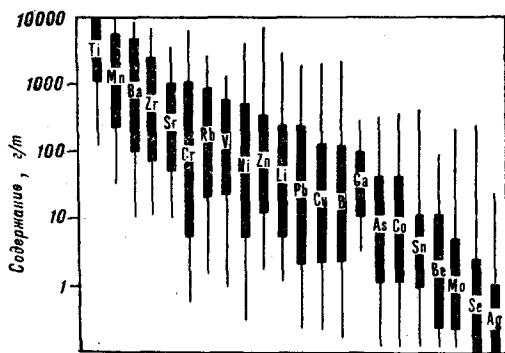


Рис. 1. Пределы содержания олова и других микроэлементов в минеральных почвах по [11]. Тонкими линиями показаны нетипичные содержания микроэлементов.

Опыт изучения буроземов показывает, что они, в первом приближении, состоят из трех генетических горизонтов: верхнего горизонта *A*, нижележащего иллювиального горизонта *B* и переходного горизонта *BC*.

Верхний гумусированный генетический горизонт *A* — наиболее рыхлый, в зависимости от генетических особенностей почвенных разрезов индексируется различно: *A*<sub>1</sub> — собственно гумусовый горизонт; *A*<sub>0</sub>*A*<sub>1</sub> — гумусовый горизонт совместно с лесной подстилкой. Иногда под гумусовым горизонтом встречается относительно осветленный (наиболее выщелоченный) горизонт, обозначающийся *A*<sub>2</sub>.

Иллювиальный горизонт *B* наиболее уплотнен и содержит повышенное количество глинистых и илстых частиц. В зависимости от характера уплотнения и морфологических особенностей он подразделяется на *B*<sub>1</sub>, *B*<sub>2</sub>, *B*<sub>3</sub> и т. д.

Переходный горизонт *BC*, находящийся в нижней части почвенного профиля, на границе почвообразующих пород, несет в себе те же признаки вымывания минеральных частиц, что и горизонт *B*, но в силу его непосредственной близости к почвообразующим породам он более щебнист. Мелкозем в нем имеет подчиненное значение, заполняя пространство между глыбами выветрелых пород.

Изучение геохимии олова в буроземах показало, что количественное содержание металлов различается в каждом из генетических горизонтов. Наибольшие концентрации олова (до 0,4 %) приурочены к нижней части почвенного профиля, к горизонту *BC*, и обусловлены наличием в нем повышенных количеств микрообломков первичного касситерита (рис. 2). Спутниками олова в этом горизонте являются слабоподвижные металлы — цирконий, бериллий, ванадий, хром, находящиеся в составе микрообломков собственных устойчивых минералов — циркона, берилла, хромита и др. Весьма характерны для горизонта *BC* и полиметаллы — медь, цинк, свинец — также спутники олова, но их максимальные количества в почвах в этом горизонте обусловлены безминеральной формой вследствие сорбции гидроксидами железа и марганца и частично глинистыми частицами.

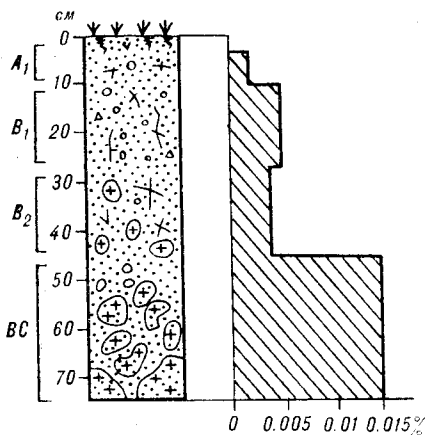
Содержание олова в иллювиальном горизонте *B* несколько меньше, чем в *BC*, но иногда достигает 0,2 %. Спутниками олова в этом горизонте почв являются никель, кобальт, ванадий, галлий, барий, содержащиеся здесь в повышенном количестве за счет сорбции глинистыми и илстыми частицами, которых, по данным механического анализа, как правило, в горизонте *B* больше, чем в других генетических горизонтах.

Заметные количества олова имеются в верхнем гумусовом горизонте *A* — до 0,005 %, а в отдельных пробах — до 0,02 %, хотя они значительно меньше, чем в нижележащих генетических горизонтах, но все же свидетельствуют о биогенном накоплении олова. Хорошим спутником олова в этом горизонте является марганец, который вследствие его высокой биогенности склонен накапливаться в гумусовом горизонте, что отметили еще А. П. Виноградов [1] и Д. П. Малюга [7].

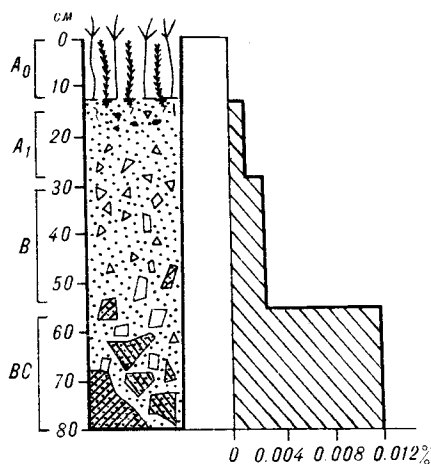
Таким образом, независимо от генетического типа оруденения и рудовмещающих пород олово в буроземах обнаруживает четко выраженную тенденцию максимально накапливаться в горизонте *BC* с минимальным количеством в горизонте *A*, т. е. имеет место постепенное увеличение концентрации металла от верхнего горизонта к нижним. Содер-



а



б



в

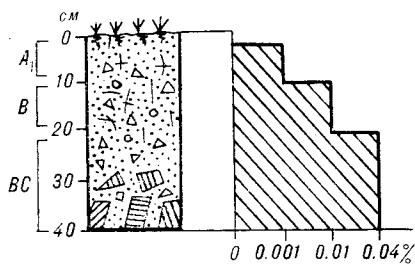
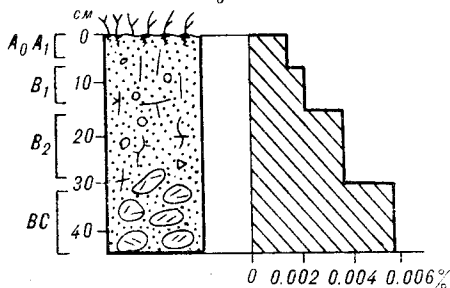


Рис. 2. Распределение содержания олова в мелкоземе (фракция меньше 1,0 мм) по генетическим горизонтам разрезов бурых горно-лесных почв, сформированных на плотных кристаллических породах с оловянной минерализацией.

Разрезы: а — В I № 5 на гранодиоритах (касситерит-полиметаллическое рудопроявление), б — Т I № 1 на песчаниках (сульфидно-касситеритовое месторождение), в — К I № 6 на кварцевых порфирах (кварц-касситеритовое месторождение), г — А I № 8 на алевролитах (сульфидно-станиннокасситеритовое месторождение).

жание олова в верхней части почвенных разрезов, в гумусовом горизонте  $A_1$  в 12—14 раз меньше, чем в наиболее богатом переходном к коре выветривания генетическом горизонте  $BC$ .

Весьма характерно, что эта закономерность сохраняется в различных ландшафтных (лесорастительных) зонах региона и рельефа местности, т. е. в почвах, сформированных как в элювиальных, так и в делювиальных условиях (табл. 1). Особенность максимального накопления олова в горизонте  $BC$  бурых лесных почв прослеживается во всех современных корах выветривания, сформированных на различных олово-содержащих породах — на эффузивных, интрузивных, осадочных и т. д.

Глубина залегания генетического горизонта  $BC$  во всех ландшафтных зонах оловорудных районов Дальнего Востока различная и зависит, в первую очередь, от крутизны склона сопки и характера почвообразующих (корообразующих) пород. Так, в почвах и в современной коре выветривания, сформированных на кислых эффузивных породах в низкогорном рельефе с крутизной склонов сопки до  $30^\circ$ , глубина залегания горизонта  $BC$  колеблется от 25 до 55 см (кварц-касситеритовое месторождение), а в таких же ландшафтных условиях, но в почвах и в современной коре выветривания, сформированных на гранодиоритах (касситерит-полиметаллическое рудопроявление), глубина залегания этого горизонта колеблется от 40 до 80 см и более. При прочих равных условиях, в водораздельной части сопки глубина залегания горизонта  $BC$  в почвах, сформированных на гранодиоритах, значительно меньше, чем в нижней, выположенной части склонов.

Содержание олова в генетических горизонтах почв в зависимости от почвообразующих пород и типа оловянного оруденения в различных ландшафтных зонах Дальнего Востока

Разрез	Горизонт	Глубина отбора, см	Sn, %	Тип оловянного оруденения	Место заложения почвенного разреза
В I № 5	A <sub>1</sub>	5—10	Следы	Касситеритово-полиметаллическое рудопроявление в градиоритах	Верхняя часть склона. (Участок широколиственных лесов)
	B <sub>1</sub>	22—27	0,005		
	B <sub>2</sub>	38—45	0,004		
	BC	66—75	0,015		
В I № 10	A <sub>1</sub>	3—10	0,0009	То же	Нижняя часть склона сопки. (Участок широколиственных лесов)
	B <sub>1</sub>	20—26	0,0048		
	B <sub>2</sub>	48—56	0,0048		
	BC	87—92	0,0130		
К I № 10	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—3	0,027	Кварц-касситеритовое оруденение в кислых эффузивных	Нижняя часть склона сопки. (Участок кедрово-широколиственных лесов)
	B <sub>1</sub>	8—12	0,280		
	B <sub>2</sub>	25—30	0,030		
	BC	40—45	0,360		
К I № 27	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—10	Следы	То же	Верхняя часть склона сопки. (Участок кедрово-широколиственных лесов)
	B <sub>1</sub>	10—22	»		
	B <sub>2</sub>	22—35	»		
	BC	35—55	0,36		
Г I № 1	A <sub>1</sub>	17—25	0,0009	Сульфидно-касситеритовое оруденение в алевритах и песчаниках	Средняя часть склона сопки. (Участок темнохвойных лесов)

Эти данные имеют большее значение для разработки научных основ не только биогеохимического, но и литогеохимического метода поисков оловянных руд. Особенно они важны для оценки горизонта BC как питающего слоя корневых систем растений и, в конечном счете, формирования биогенных ореолов рассеяния олова.

Для подтверждения степени накопления олова в почвах в зависимости от почвообразующих пород был применен метод изоволюметрии или метод абсолютных масс. [6]. С этой целью массовые процентные содержания металла пересчитывались на абсолютное содержание с учетом объемного веса образцов почв каждого генетического горизонта (табл. 2). Оказалось, что общая тенденция накопления олова в нижних горизонтах почвенных разрезов, установленная на основании массовых процентов, сохраняется и в пересчете на объемный вес (плотность). Однако с учетом объемного веса содержание олова в генетических горизонтах, вероятно, более реальное. Это можно проследить на примере разреза В I № 21, где в горизонтах A<sub>2</sub> и BC содержание олова в весовых процентах одинаково и равно 0,03%. С учетом плотности указанных горизонтов содержание олова в горизонте A<sub>2</sub> равно 0,345 мг/см<sup>3</sup>, а в горизонте BC — 0,420 мг/см<sup>3</sup>, т. е. несколько больше. Действительно, сравнивая морфологию горизонтов A<sub>2</sub> и BC, можно заметить, что они имеют различные генетические особенности: горизонт A<sub>2</sub> — рыхлый, наиболее выщелочен, осветлен, содержит относительно мало глинистых частиц; горизонт BC имеет преимущественно иллювиальное происхождение, в нем накапливаются глинистые частицы и подвижные гидроксиды железа, алюминия и кремнезема, вследствие чего он более уплотнен. Следовательно, по генетической сущности горизонт BC более предрасположен к накоплению в нем олова, чем горизонт A<sub>2</sub>, особенно еще с учетом гравитационного фактора, т. е. вертикального перемещения по почвенному разрезу микрообломков касситерита — устойчивого минерала со значительным удельным весом.

Оценка степени накопления олова в бурых лесных почвах, образованных на различных оловосодержащих породах, с учетом плотности (объемного веса) генетических горизонтов

Разрез породы	Горизонт	Глубина, см	Sn, %	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Sn, мг/см <sup>3</sup>
К I № 20, кварцевые порфиры	A <sub>1</sub>	0—10	0,002	1,05	0,0210
	B <sub>1</sub>	10—25	0,008	1,15	0,0920
	B <sub>2</sub>	25—35	0,010	1,24	0,1240
	BC	35—55	0,030	1,50	0,4500
B I № 21, гранодиориты	A <sub>1</sub>	0—10	0,002	1,10	0,0220
	A <sub>2</sub>	10—20	0,030	1,15	0,3450
	B	20—40	0,002	1,24	0,0248
	BC	50—60	0,030	1,40	0,4200
	C	60—70	0,001	1,65	0,0165
A I № 13, алевролиты	A <sub>1</sub>	0—5	0,001	1,05	0,0105
	B	5—12	0,008	1,24	0,0992
	BC	12—35	0,010	1,50	0,1500
Т II № 3, песчаники	A <sub>1</sub>	5—20	0,010	1,05	0,1050
	B <sub>1</sub>	20—35	0,020	1,10	0,2200
	B <sub>2</sub>	35—60	0,030	1,15	0,3450
	BC	60—90	0,040	1,50	0,6000

Таким образом, тенденция накопления олова в нижней части почвенных разрезов на разных в петрографическом отношении оловосодержащих породах хорошо выявляется как по массовым, так и по объемным содержаниям металла в генетических горизонтах и контролируется буроземным процессом почвообразования.

Такое распределение олова в минеральных почвах, в первом приближении, соответствует модели А. Левинсона [5]. Как следует из этой модели (рис. 3), распределение металла в верхнем горизонте почв по площади значительно шире, чем самого месторождения (рудного тела), а количество его меньше, чем в нижележащих генетических горизонтах *B*, *BC*, *C*. Поэтому в большинстве случаев, исходя из поисковых целей и экономии средств и времени, целесообразнее опробовать почвы по горизонтам *B* или *BC*. Хотя, как было показано выше, в условиях оловорудных полей Дальнего Востока опробование верхнего гумусового горизонта *A* также дает положительные результаты в фиксировании аномалий олова.

Однако модель А. Левинсона [5] описывает распределение тяжелых металлов и в частности олова по генетическим горизонтам в почвах на равнинных участках местности. На склонах значительной крутизны в связи с перемещением делювиального материала и, следовательно, минерального вещества генетических горизонтов почв процесс перераспределения олова более реально отражается моделью Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба [9]. Как видно из диаграммы (рис. 4), содержание металла вниз по склону от рудного тела изменяется от горизонта *BC* через горизонт *B* к горизонту *A*, в то время как выше по склону за границами рудного тела содержание металла в почвенных горизонтах отмечается в пределах фона. Такое распределение металла облегчает интерпретацию установленной почвенной аномалии и, в конечном счете, выявление местоположения рудного тела.

Изучение содержания олова в зависимости от гранулометрического спектра мелкозема почв показало, что практически независимо от генетического типа оруденения с зернистым касситеритом в каждом генетическом горизонте наблюдается постепенное уменьшение содержания металла от крупных фракций к мелким (табл. 3). В частности, на суль-

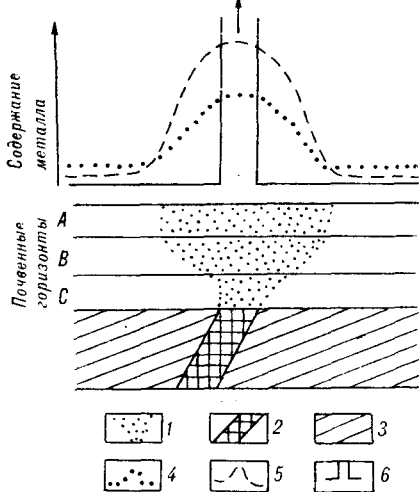


Рис. 3. Модель вторичного ореола рассеивания металла в почвенных генетических горизонтах на равнинном участке местности по [5].

1 — конфигурация вторичного ореола рассеивания в почвенных горизонтах по вертикали, 2 — рудная жила, 3 — рудовмещающие породы; кривые распределения содержания металла в почвенных генетических горизонтах: 4 — в А, 5 — в В, 6 — в С.

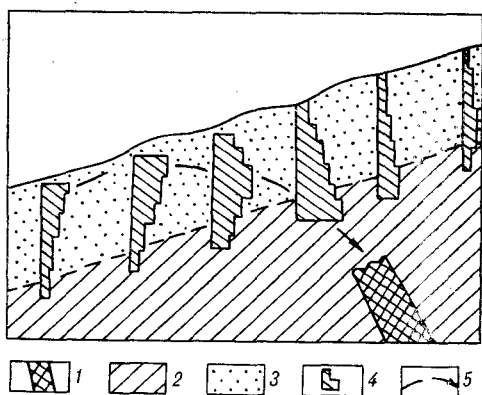


Рис. 4. Модель вторичного ореола рассеивания металла в почвогрунтах на склоне по [9].

1 — рудное тело, 2 — рудовмещающие породы, 3 — почвенные образования, 4 — распределение содержания металла в разрезах почв, 5 — направление изменения максимального содержания металла в почвенных горизонтах вверх по склону по мере приближения к рудному телу.

фидно-касситеритовом месторождении максимальная концентрация олова (до 0,6 %) отмечается в крупных фракциях мелкозема (1,0—0,25 и 0,25—0,05 мм), а минимальная — в илистых и глинистых частицах, т. е. во фракциях 0,01—0,005 и 0,005—0,001 мм и меньше (рис. 5). При этом наибольшее количество олова во всех фракциях характерно для горизонта ВС и частично В по сравнению с горизонтом А<sub>1</sub>.

Таблица 3

Распределение валового содержания олова по фракциям мелкозема генетических горизонтов почв на оловорудных объектах, %

Номер разрезов и генетический тип оруденения	Горизонт	Глубина, см	Фракции, мм					
			1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	меньше 0,001
Т I № 1, сульфидно-касситеритовый	A <sub>1</sub>	13—30	0,5	0,5	0,2	0,005	0,005	0,005
	B	30—35	0,5	0,5	0,1	0,01	0,01	0,005
	BC	55—80	0,5	0,6	0,1	0,003	0,005	0,01
К I № 6, кварцкасситеритовый	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—5	Н. о.	0,005	0,001	0,001	0,0003	0,0003
	B <sub>1</sub>	5—15	Н. о.	0,1	0,003	0,001	0,001	0,001
	B <sub>2</sub>	15—30	Н. о.	0,08	0,005	0,001	0,0005	0,0005
	BC	30—46	Н. о.	0,07	0,005	0,001	0,001	0,0003
А I № 8, сульфидно-станинокасситеритовый	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—10	0,0003	0,002	0,0003	0,0003	0,0005	0,0003
	B	10—20	0,03	0,02	0,001	0,001	0,0003	0,0005
	BC	20—40	0,03	0,01	0,001	0,001	0,0008	0,0005
В I № 24, касситерит-полиметаллический	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—10	Н. о.	0,001	0,001	0,0005	0,001	—
	A <sub>2</sub> B	10—40	Н. о.	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
	BC	40—60	Н. о.	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
	C	60—70	Н. о.	—	—	0,002	0,001	0,001

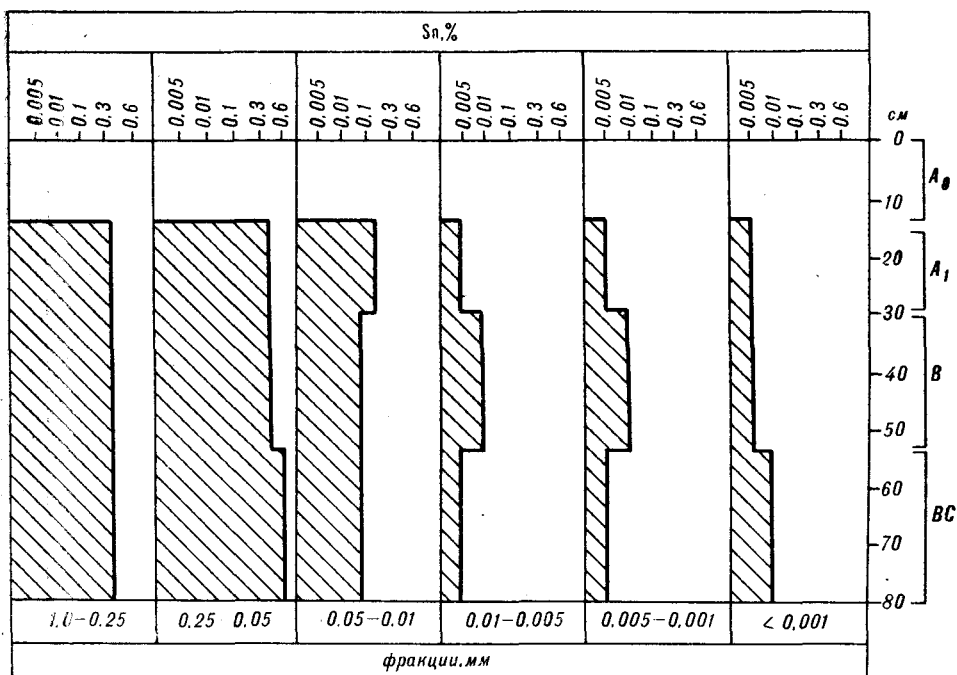


Рис. 5. Распределение содержания олова по фракциям мелкозема генетических горизонтов буро-таежных иллювиально-гумусовых почв (разрез Т I № 1, сульфидно-касситеритовый тип минерализации).

Аналогичная картина распределения олова по фракциям мелкозема почв имеет место на сульфидно-станниокасситеритовом (рис. 6) и кварц-касситеритовом (рис. 7) месторождениях.

Исключение составляют лишь рудопроявления с тонкодисперсным касситеритом, на которых максимальные содержания олова в ореолах рассеяния отмечаются в мелких фракциях мелкозема — 0,01—0,005 мм и меньше, например, на рудопроявлении касситерит-полиметаллического типа. При этом весьма характерно то, что за пределами рудных зон распределение олова во фракциях мелкозема генетических горизонтов почвы практически равномерное с содержанием не более 0,002 % (рис. 8).

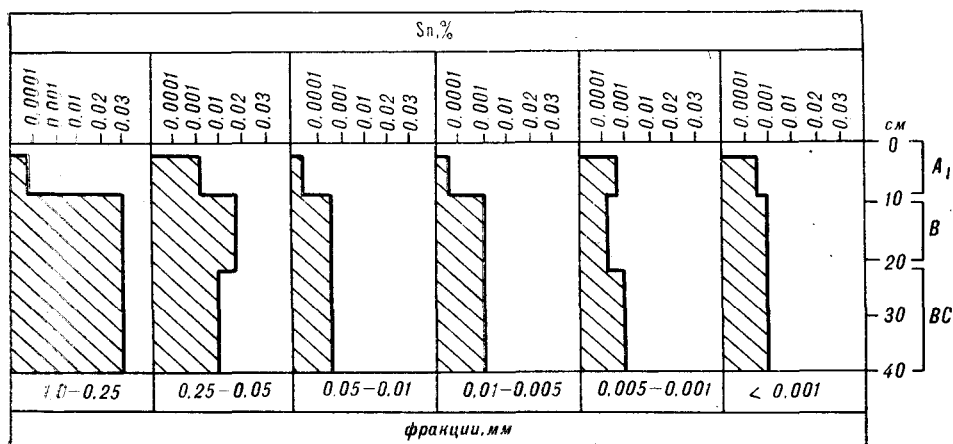


Рис. 6. Распределение содержания олова по фракциям мелкозема генетических горизонтов бурых горно-лесных почв (разрез А I № 8, сульфидно-станниокасситеритовый тип минерализации).

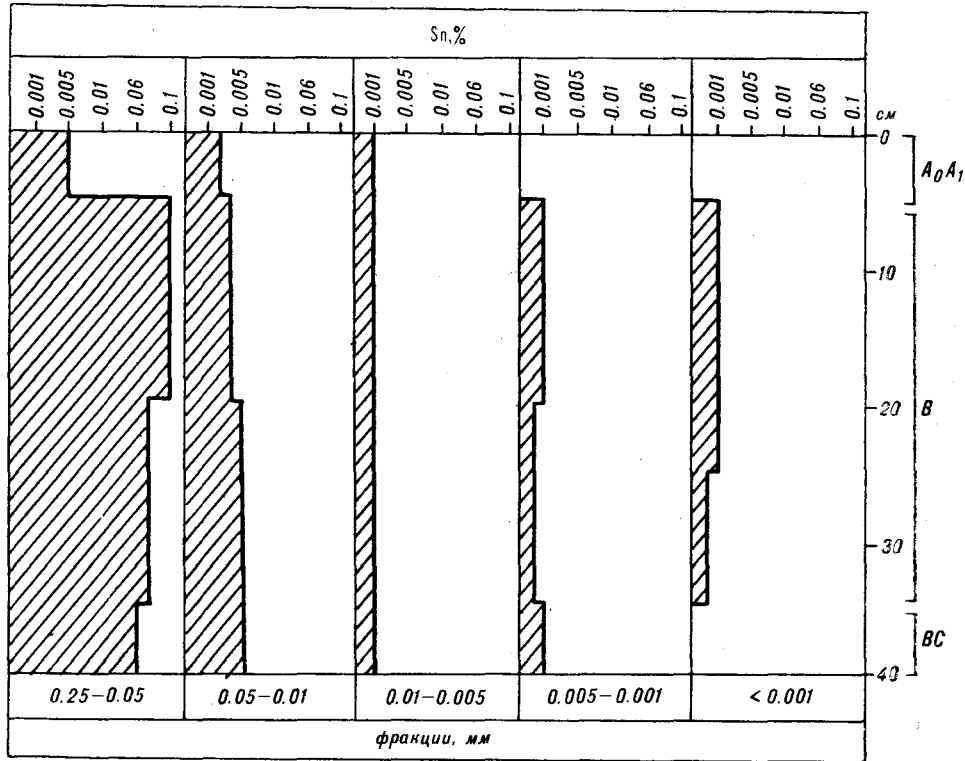


Рис. 7. Распределение содержания олова по фракциям мелкозема генетических горизонтов бурых горно-лесных почв (разрез К I № 6, кварц-касситеритовый тип минерализации).

Надо отметить, что в любом случае, независимо от генетического типа оруденения, содержание олова в почвах, в том числе и в биогенном гумусовом горизонте, зависит от интенсивности оловянной минера-

Т а б л и ц а 4

Генетическая классификация форм нахождения олова в почвах на оловорудных месторождениях и рудопроявлениях

Формы	Разновидности форм	Объекты аккумуляции олова	Процессы
Минеральная	Микрообломки первичного касситерита Агрегаты вторичных минералов олова Выветрелые агрегаты станнина	Крупные фракции мелкозема Мелкие фракции мелкозема Глинистые частицы	Механическая дезинтеграция Синтез гипергенных минералов Окисление
Безминеральная	Биогенная Сорбционная Коллоидная Ионная Изоморфная	Лесная подстилка и гумусовый горизонт Глинистые частицы, гидроокислы железа, марганца, алюминия, кремнезема Органоминеральные коллоиды Простые и комплексные ионы в почвенно-грунтовых водах Обломки гипогенных рудных и породообразующих минералов в мелкоземе	Биогеохимический круговорот Абсорбция, адсорбция  Коллоидобразование, гидролиз, гидратация Растворение  Механическое и химическое выветривание
Самородная	Самородное олово	Ионы в почвенно-поглощающем комплексе	Гипергенез базальтов

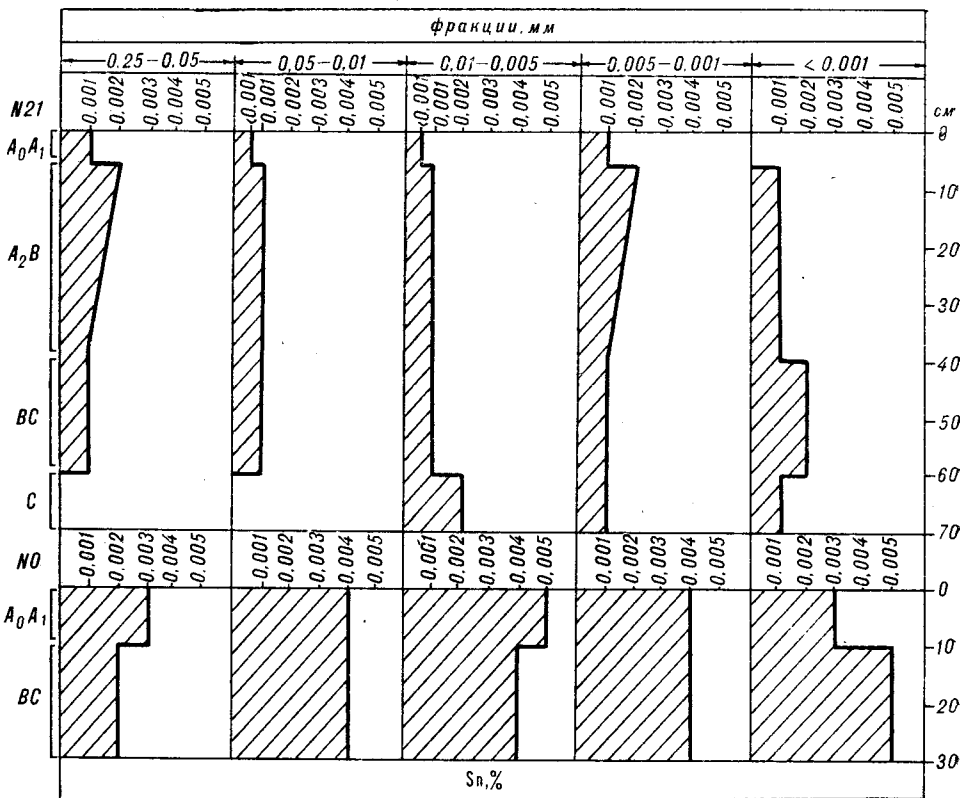


Рис. 8. Распределение содержания олова по фракциям мелкозема генетических горизонтов бурых лесных почв на участке касситерит-полиметаллического типа минерализации (разрез N0 — над рудной зоной, разрез N21 — за пределами рудной зоны).

лизации. Поэтому неслучайно количество олова в мелкоземе почв варьирует в широких пределах: от 0,0001 % (чувствительность анализа) до 0,6 %.

Обобщая материалы по геохимии олова в почвах, полученные при биогеохимических исследованиях на разнообразных в генетическом отношении оловорудных месторождениях и рудопроявлениях, можно отметить, что наличие этого металла в почвах обусловлено, в конечном счете, различными геохимическими процессами, протекающими в зоне гипергенеза, а именно: биогенными, гидрогенными, сорбционными и т. д. В результате этих процессов образуются соответствующие минеральные гипергенные продукты, аккумулирующие олово как в виде его простых и комплексных ионов, так и в составе наиболее распространенных минералов — касситерита, продуктов окисления станнина, в том числе и новообразованных гипергенных — варламовита, гидрокасситерита, кестерита и др. Поэтому неслучайно на объектах биогеохимических исследований олово присутствует в растениях, в гумусовом горизонте почв, в грунтовых водах, в гидроокислах железа и марганца, в глинистых частицах, в органо-минеральных коллоидах микрообломков касситерита, в качестве изоморфной примеси в рудных и породообразующих минералах и т. д. Эти факты указывают на то, что в зоне гипергенеза и в частности в почвах олово находится в самых разнообразных формах (табл. 4).

Наличие, например, сорбционной формы нахождения олова, связанной с оксидами железа, подтверждается положительной корреляционной связью этих компонентов с коэффициентом корреляции до 0,70, установленной, как было показано выше, в почвах на сульфидно-касситеритовом месторождении. Существенна роль сорбции олова органическим

Размер микрообломков касситерита в почвах по данным шлихового анализа на участках оловянной минерализации разного генетического типа

Генетический тип минерализации	Интервалы размера зерен касситерита, мм
Кварц-касситеритовый	0,01—0,5
Сульфидно-касситеритовый	0,01—0,8
Сульфидно-станниокасситеритовый	0,15—0,60
Касситерит-полиметаллический	0,2—0,4
Касситерит-скарновый	0,1—0,8
Касситерит-пегматитовый	0,10—0,55
Касситерит-редкометалльный	0,1—0,5
Касситерит-хлоритовый *	0,1—0,5 (I)
	0,01—1,0 (II)
	0,007—0,01 (III)
Касситерит-турмалиновый	0,01—0,10
Касситерит-вольфрамит-турмалиновый	До 0,5—1,0
Касситерит-грейзеновый	До 1,0
Касситерит-вольфрамитовая россыпь	0,1—0,8

\* Различная зернистость касситерита в зависимости от стадий минерализации по определению размера зерен в первичных рудах.

веществом почв и современных пресноводных осадков в целом, что показано на ряде примеров [3, 8]. Кроме того, в литературе описана геохимическая миграция олова непосредственно в процессе сорбции его в обстановке образования углей, с органическим веществом которых этот элемент образует металлоорганические комплексы (хелатные соединения) [10].

По существу, все указанные формы нахождения олова распространены в почвах на оловорудных месторождениях Дальнего Востока. Могут отсутствовать лишь те формы, которые связаны с гипергенным изменением станнина, если его нет в первичных рудах. Каждая форма вносит свой пай в общее валовое содержание олова в целом в мелкозем почв и в его отдельных фракциях. Несомненно, преобладает минеральная форма, в частности, разновидность, связанная с микрообломками касситерита, что обусловлено зернами этого минерала в первичных коренных рудах (табл. 5).

Существенное значение в балансовой модели валового содержания олова в почвах, особенно на месторождениях со станнином, имеет и безминеральная форма, в частности сорбционная, связанная с фиксацией этого металла оксидными соединениями железа, марганца и других элементов, а также глинистыми частицами, например, монтмориллонитом [10].

Составленная генетическая классификация форм нахождения олова в почвах имеет важное значение для понимания геохимических процессов миграции и накопления этого элемента в зоне гипергенеза.

В заключение следует отметить, что выявленные особенности накопления олова в генетических горизонтах почв в той или иной фракции мелкозема имеют практическое значение при почвенно-геохимических поисках оловорудных месторождений на Дальнем Востоке.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
2. Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
3. Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований.— М.: Мир, 1957.
4. Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.



5. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию.— М.: Мир, 1976.
6. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— М.: Наука, 1973.
7. Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений: (Принцип и практика поисков).— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
8. Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества.— М.: Наука, 1964.
9. Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений.— М.: Мир, 1964.
10. Ivashov P. V. Geochemistry of tin in the brown forest soils of the Far East // Abstr. Rep. Pacif. Sci. Congress USSR: XIV P. S. C.— Moscow, Khabarovsk, 1979.— P. 156—157.
11. Mitchell R. L. Trace elements in soils and factors that affect their availability // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1972.— V. 83.— P. 1069—1076.

ИВЭП ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
10 ноября 1992 г.

УДК 681.518 : 550.361 : 517.27

Г. Д. Еремин

## АВТОМАТИЗАЦИЯ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (теоретическое обоснование)

Согласно зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения получено выражение для выходного сигнала кварцевого термоградиентометра. На основании анализа зависимости выходного сигнала от времени описаны свойства исследуемой функции и определены ее опорные точки, знание которых позволяет автоматизировать температурные измерения при геотермических работах.

### § 1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [3] на основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения получены выражения, которые служат для определений температуры поверхности дна, разности температур (геотермического градиента) и теплофизических свойств морских донных отложений. Вычисление этих величин с использованием температурных данных производится методом прямого перебора искомых параметров. Однако, в этой работе не даются практические рекомендации по технике температурных измерений, так как не рассматриваются следующие вопросы: в какой момент времени необходимо начать измерения, в какой момент времени эти измерения окончить; через равные ли промежутки времени производить регистрацию или же шаг измерения может принимать произвольные значения, сгущаясь к некоторым опорным точкам?

Ответом на поставленные вопросы может служить решение задачи о наиболее рациональном выборе временных точек наблюдения. Иными словами, основной целью температурных наблюдений при геотермических исследованиях является такая регистрация зависимости от времени измеряемых величин, которая позволила бы как можно точнее характеризовать сам ход изменения регистрируемой функции.

Использование зависимости температуры зонда во времени при малых значениях времени позволяет определить  $\sqrt{\kappa/\lambda}$ , а при больших —  $\lambda$ ;  $\kappa$ ,  $\lambda$  — коэффициенты температуропроводности и теплопроводности морских осадков [4].

Поэтому для решения поставленной задачи о рациональном выборе точек наблюдения необходимо исследовать функцию с помощью производных, изучить ход изменения температурной кривой и установить некоторое число опорных точек, характерных именно для данного вида временной зависимости.

## § 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ВЫХОДНОГО СИГНАЛА КВАРЦЕВОГО ТЕРМОГРАДИЕНТОМЕТРА ОТ ВРЕМЕНИ

Рассмотрим сначала получение зависимости температуры измерительного зонда от времени. Для этого предположим, что температура поверхности дна равна  $T_k$ , температура морских осадков на глубине  $l$  —  $T_k + \Delta T$ . Условимся также, что в начальный момент времени (в момент внедрения прибора в грунт) температуры первого термочувствительного датчика, расположенного на уровне поверхности дна, и второго датчика, находящегося на расстоянии  $l$  от первого, равны  $T_n$ . Для простоты вычислений и удобства изложения предположим далее, что теплофизические характеристики измерительного зонда и окружающей среды одинаковы.

Тогда, при таких условиях, зависимость температуры по оси цилиндра от времени  $t$  имеет вид [2]

$$T(t) = T_n + (T_k - T_n) \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa t}\right), \quad (1)$$

где  $r$  — радиус зонда,  $\kappa$  — коэффициент температуропроводности. На рис. 1 представлены температурные кривые, вычисленные при следующих численных значениях:  $r = 1$  см;  $\kappa_1 = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $\kappa_2 = 10 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с;  $T_n^{(1)} = T_n^{(2)} = T_n = 4$ ,  $T_k^{(1)} = 2$ ,  $T_k^{(2)} = 2.05$  °С; индекс 1 относится к верхнему термочувствительному датчику, индекс 2 — к нижнему.

Зная зависимость температуры зонда от времени, можно получить теоретические значения выходного сигнала для различных термометрических приборов, в качестве датчиков температур в которых используются термочувствительные кварцевые резонаторы, терморезисторы или иные термочувствительные элементы.

В частности, применяя для температурных измерений в качестве датчика температуры кварцевый резонатор, который характеризуется линейной зависимостью частоты от температуры ( $F = kT + b$ , где  $k$  — температурный коэффициент частоты;  $b$  — частота кварца при  $T = 0$ ),

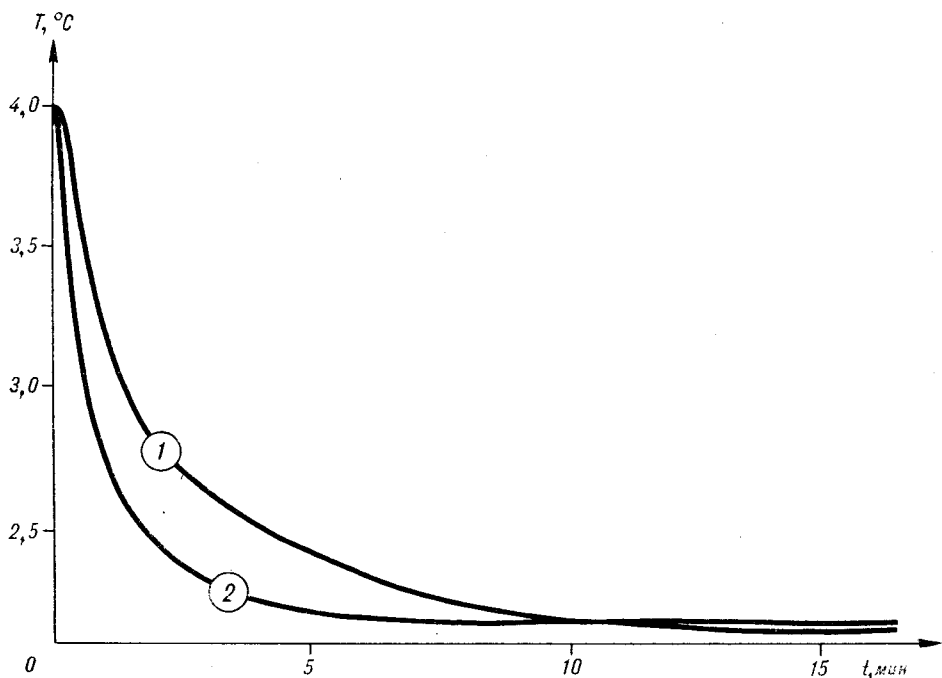


Рис. 1. Зависимость температуры от времени: верхнего (1) и нижнего (2) термочувствительных датчиков.

в уравнении (1) можно значения температур выразить через соответствующие значения частот:

$$F(t) = F_n + (F_k - F_n) \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa t}\right),$$

где  $F_n$  — начальная частота кварцевого резонатора, соответствующая начальной температуре;  $F_k$  — конечная частота кварца, соответствующая измеряемой температуре осадков.

Согласно линейной зависимости частоты кварца от температуры и температурных условий при геотермических работах, с учетом принятых предположений, для регистрируемой разности частот кварцевого термоградиентометра имеет место равенство

$$F_{1,2}(t) = x_1 + x_2 \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_1 t}\right) - x_3 \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_2 t}\right), \quad (2)$$

где  $x_1 = F_n^{(1)} - F_n^{(2)} = T_n(k_1 - k_2) + b_1 - b_2$ ;  $x_2 = F_k^{(1)} - F_n^{(1)} = k_1(T_k^{(1)} - T_n)$ ;  $x_3 = F_k^{(2)} - F_n^{(2)} = k_2(T_k^{(1)} + \Delta T - T_n)$ ,  $\Delta T$  — разность температур между температурой среды на глубине  $l$  и температурой поверхности дна.

### § 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ВЫХОДНОГО СИГНАЛА КВАРЦЕВОГО ТЕРМОМЕТРА ОТ ВРЕМЕНИ С ПОМОЩЬЮ ПРОИЗВОДНЫХ

Вычислим теперь производную от разности частот по времени, значение которой позволяет судить о поведении самой функции  $F_{1,2}(t)$ :

$$F'_{1,2}(t) = \frac{r^2}{4t^2} \left[ x_2 \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_1 t}\right) \Big| \kappa_1 - x_3 \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_2 t}\right) \Big| \kappa_2 \right]. \quad (3)$$

С целью изучения поведения исследуемой функции при больших значениях времени найдем асимптотическое выражение для разности частот  $F_{1,2}(t)$  (использование асимптотического разложения температуры зонда позволяет вычислить коэффициент теплопроводности донных отложений).

Воспользовавшись разложением в степенной ряд показательной функции в формуле (2) и ограничиваясь его первыми двумя членами, для асимптотического выражения запишем:

$$F_{1,2}^{(a)}(t) = x_1^{(a)} - x_2 \frac{r^2}{4\kappa_1 t} + x_3 \frac{r^2}{4\kappa_2 t}, \quad \tau_5 \leq t < \infty, \quad (4)$$

где  $x_1^{(a)} = x_1 + x_2 - x_3$ ;  $\tau_5$  — время, начиная с которого найденное соотношение удовлетворяет требуемой точности  $\epsilon_1$ :

$$|F_{1,2}(\tau_5) - F_{1,2}^{(a)}(\tau_5)| = \epsilon_1. \quad (5)$$

В формуле (4) отсутствуют коэффициенты теплопроводности зонда и морских осадков, так как рассматривается частный случай, когда их численные значения равны между собой.

Таким образом, получены выражения (2) — (4), на основании которых можно судить о поведении исследуемой функции и определить ее опорные точки. На рис. 2 изображены графики этих функций (графики носят качественный немасштабный характер, показывающий ход изменения функций).

Обратимся к описанию свойств функции  $F_{1,2}(t)$  и нахождению ее опорных точек. Функция  $F_{1,2}(t)$  определена, дифференцируема и непрерывна при  $0 \leq t < \infty$ . На отрезке  $[\tau_1^*, \tau_3^*]$ , согласно знаку производной ( $F'_{1,2}(t) \geq 0$ ), функция монотонно возрастает от своего начального значения  $x_1$  при  $\tau_1^* = 0$ , достигая максимума при  $t = \tau_3^*$ . В промежутке

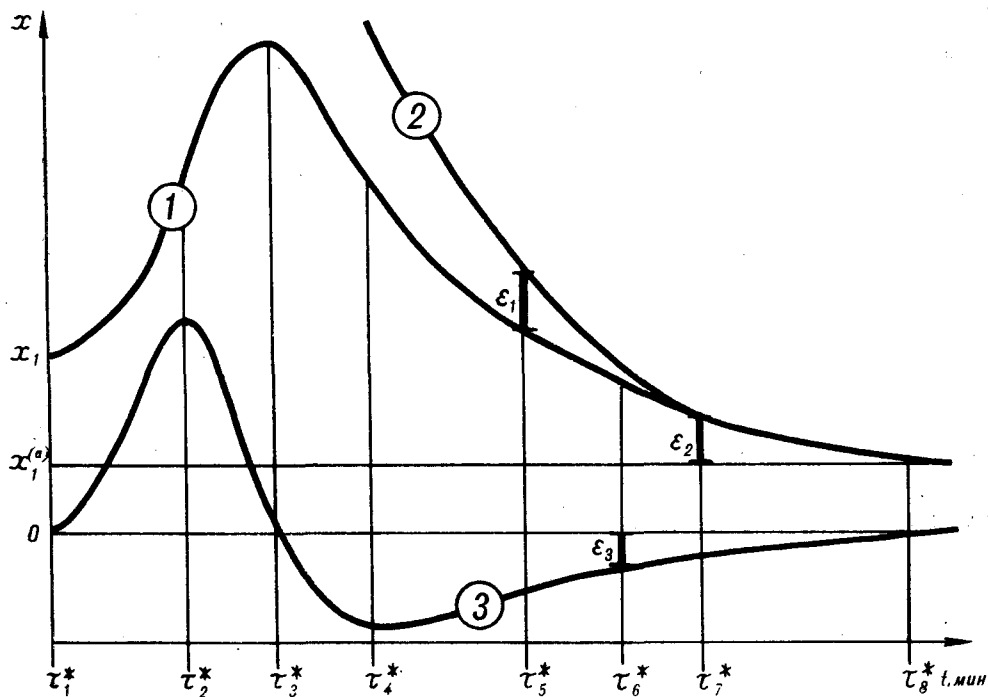


Рис. 2. Расположение опорных точек, зависимости от времени функций:

$$1 - F_{1,2}(t); \quad 2 - F'_{1,2}(t); \quad 3 - F''_{1,2}(t).$$

$[\tau_3^*, \infty)$  производная  $F'_{1,2}(t) \leq 0$ , поэтому функция монотонно убывает. При  $t \rightarrow \infty$ , очевидно,  $\lim F_{1,2}(t) = x_1^{(a)}$ : горизонтальная асимптота.

Точки  $\tau_2^*$  и  $\tau_4^*$  являются корнями уравнения  $F'_{1,2}(t) = 0$  и точками перегиба кривой  $F_{1,2}(t)$ .

Значение времени  $\tau_5^*$  определим из условия (5). И, наконец, установим время  $\tau_6^*$  окончания температурных измерений как  $\tau_6^* = m_1 \tau_5^*$ , где  $m_1$  — коэффициент пропорциональности, численное значение которого может быть найдено на основании теоретических и экспериментальных исследований.

Пусть  $m_1 = 2$ , тогда это означает, что в точке  $\tau_5^*$  находится середина интервала  $[\tau_1^*, \tau_6^*]$  и температурные измерения, произведенные в интервале  $[\tau_5^*, \tau_6^*]$ , позволяют вычислить коэффициент теплопроводности морских осадков.

Таким образом, на основании анализа зависимости выходного сигнала от времени, описаны свойства исследуемой функции  $F_{1,2}(t)$  и определены шесть опорных точек, знание которых позволяет автоматизировать температурные измерения при геотермических работах.

#### § 4. АВТОМАТИЗАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Точки  $\tau_1^*, \tau_2^*, \dots, \tau_6^*$  разбивают промежуток  $[\tau_1^*, \tau_6^*]$  на пять отрезков:

$$[\tau_1^*, \tau_2^*], [\tau_2^*, \tau_3^*], \dots, [\tau_5^*, \tau_6^*].$$

Так как температурные измерения на этих отрезках совершенно аналогичны, ограничимся разбором температурных измерений на первом отрезке.

Пусть на интересующем отрезке  $[\tau_1^*, \tau_2^*]$  задано  $n$  точек температурных измерений. Тогда для шага измерения можно принять  $h_1 = 140$

Значения функций в опорных точках ( $k_1 = 200$ ,  $k_2 = 190$  Гц/°С;  $b_1 = 4\,999\,976$ ,  $b_2 = 4\,999\,736$  Гц;  $\Delta T = 0,05$  °С)

Параметры функций	$\tau_1^*$	$\tau_2^*$	$\tau_3^*$	$\tau_4^*$	$\tau_5^*$	$\tau_6^*$	$\tau_7^*$	$\tau_8^*$
$t$ , мин	0,00	0,17	0,53	0,92	23,0	46,0	180,0	$\infty$
$F_{1,2}(t)$ , Гц	280,0	307,7	365,8	354,0	258,1	254,3	251,5	250,5
$F'_{1,2}(t)$ , Гц/с	0,0000	6,2500	0,0000	-0,7200	-0,0050	-0,0015	-0,0001	-0,0000
$T_1(t)$ , °С	4,000	3,987	3,581	3,194	2,071	2,036	2,009	2,000
$T_2(t)$ , °С	4,000	3,840	3,107	2,762	2,085	2,068	2,055	2,050

$= (\tau_2^* - \tau_1^*)/n$ . С этим шагом производятся измерения времени  $t_i$ , разности частот  $F_{1,2}(t_i)$  и вычисляется производная как

$$F'_{1,2}(t_i) = \frac{F_{1,2}(t_{i+1}) - F_{1,2}(t_i)}{t_{i+1} - t_i}, \quad (i = 1, 2, \dots, n-1).$$

Все три величины  $t_i$ ,  $F_{1,2}(t_i)$  и  $F'_{1,2}(t_i)$  поступают на регистратор.

Рассмотрим работу кварцевого термоградиентометра в процессе температурных измерений.

На первом отрезке, с момента внедрения прибора в донные отложения, с заданным шагом  $h_1$  регистрируются время, разность частот и ее производная. Измерения с этим шагом производятся до тех пор, пока производная не достигнет своего максимума при  $t_i = \tau_2$ . На втором отрезке  $[\tau_2, \tau_3]$  с шагом  $h_2$  продолжается регистрация. В момент времени, когда разность частот  $F_{1,2}(t_i)$  достигает максимума при  $t_i = \tau_3$ , шаг измерения меняется и в третьем отрезке измерения производятся с шагом  $h_3$ . При  $t_i = \tau_4$ , когда производная  $F'_{1,2}(t_i)$  принимает минимальное значение, задается новый шаг измерения  $h_4$  и вычисляется время  $\tau_5$ :  $\tau_5 = m_2 \tau_4$ , где  $m_2$  — коэффициент пропорциональности, определяемый на основании теоретических и экспериментальных температурных кривых.

В промежутке  $[\tau_4, \tau_5]$  температурные наблюдения производятся с шагом  $h_4$  вплоть до выполнения условия  $t_i \geq \tau_5$ . При выполнении этого условия вычисляется время  $\tau_6 = m_1 \tau_5$ . Дальнейшие измерения с шагом  $h_5$  в последнем промежутке производят до тех пор, пока не будут выполнены два условия:  $1 - t_i \geq \tau_6$ ;  $2 - |F'_{1,2}(t_i)| \leq \varepsilon_3$ , где  $\varepsilon_3$  также определяется из теоретических и экспериментальных исследований. В частности,  $|F'_{1,2}(\tau_6^*)| = 0,0015$  Гц/с (см. таблицу). При выполнении этих условий работа прибора автоматически прекращается.

Следовательно, произведенная подобным образом регистрация с переменным шагом, сгущаясь к началу измерения, довольно полно отображает ход изменения выходного сигнала, точно отмечая промежутки его возрастания и убывания.

Найдем теперь численное значение величины  $m_2$ .

Пусть коэффициент  $m_2$  показывает во сколько раз время наступления асимптотики больше времени наступления второго перегиба кривой  $F_{1,2}(t_i)$ , т. е.

$$m_2 = \tau_5^* / \tau_4^*. \quad (6)$$

Полагая  $\varepsilon_1 = 0,2$  Гц и решая уравнение (5), устанавливаем, что  $\tau_5^* = 23$  мин. Значение времени, при котором функция  $F_{1,2}(\tau_4^*)$  имеет второй перегиб, равно 0,92 мин (см. таблицу). Подставив в отношение (6) численные значения  $\tau_5^*$  и  $\tau_4^*$ , получим  $m_2 = 25$ .

Для сравнения длительности температурных измерений  $\tau_6^*$  с временем выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами [1] определим время его выдержки  $\tau_7^*$ . По прошествии этого времени считается,

что с заданной степенью точности прибор приобрел температуру вмещающих морских осадков. Равенство

$$|F_{1,2}(\tau_7^*) - F_{1,2}(\infty)| = \varepsilon_2 \quad (7)$$

показывает, насколько близко регистрируемая функция приближается к своей горизонтальной асимптоте.

Придав  $\varepsilon_2$  частное значение, равное одному герцу, в силу соотношения (7) для времени выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами находим  $\tau_7^* = 180$  мин, что в несколько раз больше времени температурных измерений  $\tau_6^*$  (см. таблицу).

## § 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Решена задача о наиболее рациональном выборе точек наблюдения, описаны свойства выходного сигнала кварцевого термоградиентометра, определены его опорные точки, даны рекомендации по технике температурных измерений.

Выводы и утверждения, полученные на основании анализа зависимости выходного сигнала кварцевого термоградиентометра от времени при равенстве теплофизических свойств измерительного зонда и морских осадков, верны и в общем случае.

Определение шага измерения в настоящей работе не рассматривается, так как численное его значение является решением нижеследующей задачи: какое минимальное количество температурных измерений с известной точностью необходимо произвести в каждом отрезке, чтобы определяемые параметры (геотермический градиент, теплофизические характеристики морских грунтов, тепловой поток) были бы вычислены с точностью не хуже наперед заданной?

Решение этой задачи и определение величин  $m_1$ ,  $m_2$ ,  $\varepsilon_3$  являются предметами дальнейших исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В. Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.
2. Еремин Г. Д. О методике расчета температурного градиента при геотермических исследованиях в океане // Океанология.— 1986.— Т. 26, № 6.— С. 1018—1021.
3. Еремин Г. Д. Новый способ определения теплового потока в океане // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 2.— С. 109—115.
4. Еремин Г. Д. Определение теплофизических характеристик морских осадков // Там же.— 1992.— № 6.— С. 125—129.

ИМГиГ ДВО РАН  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
11 ноября 1992 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4(265.4)

*А. А. Кругляков, А. А. Андреев, В. Р. Кулинич,  
Ю. А. Турманов*

**НЕПРЕРЫВНЫЙ ГИДРОМАГНИТНЫЙ ПРОФИЛЬ  
НАД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРОЙ  
ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ**

Приводятся результаты обработки геомагнитного профиля на западном борту Восточно-Тихоокеанского поднятия общей протяженностью около 5000 км. Представлены результаты статистического районирования профильных геомагнитных наблюдений с целью выделения геологических границ.

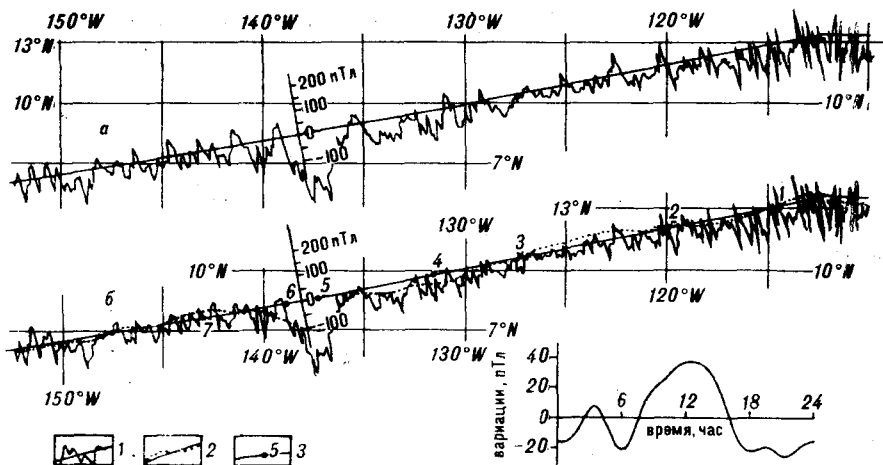
Продолжающееся геолого-геофизическое изучение Восточно-Тихоокеанского хребта выявляет новые подробности структуры, свидетельствующие об определенном разнообразии тектонических процессов как в пространстве (вдоль хребта), так и во времени. Известно, что трансформные разломы за пределами активной зоны Восточно-Тихоокеанского хребта имеют наиболее протяженные следы, вдоль которых наблюдается смещение разновозрастных стратифицированных линейных магнитных аномалий.

С тех пор, как наметился общий рисунок трансформных разломов, особую ценность приобретают гидромагнитные профили, ориентированные перпендикулярно к простираюмо линейных магнитных аномалий, так как измерения вдоль них позволяют проследить всю последовательность аномалий и тем самым оценить с максимально возможной полнотой надежность возрастной идентификации последних и наиболее корректным образом провести количественную интерпретацию, оставаясь в рамках плоской задачи.

В 1990 г. НИС «Академик Сельский» в комплексе [9] с другими геофизическими методами выполнил гидромагнитные измерения стандартной аппаратурой между разломами Клариян и Клиппертон по профилю, параллельному разломам (см. рисунок). Длина профиля 5000 км.

С точки зрения земного магнетизма, основной вклад в погрешность гидромагнитных съемок вносят неучтенные вариации геомагнитного поля. Вопросу минимизации влияния вариаций на результаты гидромагнитных съемок в настоящее время посвящено достаточно много работ [2, 3, 5]. Однако большинство разработанных алгоритмов выделения вариаций из данных гидромагнитных съемок основано на использовании значений невязок в точках пересечения отдельных галсов, т. е. применимы только к случаю полигонных съемок и, таким образом, не применимы к исследованию единичного протяженного профиля.

Основной вклад в величину погрешности за счет переменного поля в экваториальной области составляют спокойные солнечно-суточные вариации ( $S_q$ ) [3]. Исследуемый профиль расположен в пределах 5 градусов по геомагнитной широте, и вариации  $S_q$  в долготном направлении с большой степенью точности можно считать постоянными. Погрешности за счет пространственной изменчивости суточной вариации в данном случае не превосходят единиц нТл, в то время как ее неучет в приэква-



Аномальное магнитное поле вдоль профиля.

а — до введения вариации; б — после введения вариации; 1 — суммарное аномальное геомагнитное поле (АМПЗ); 2 — региональное аномальное поле; 3 — положение границ стационарности локального АМПЗ. На врезке изображена синтезированная среднесуточная вариация.

ториальных широтах приводит к появлению ложных длиннопериодных аномалий с амплитудой до 100 нТл.

Для выделения суточной вариации на рассматриваемом профиле использован метод усреднения на фиксированном периоде [8]:

$$T_{Sj} = 1/N \sum_{n=1}^N T_{n,j},$$

где  $j$  — время от 0 до 24 ч,  $n$  — номер текущих суток,  $N$  — количество суток, равное в рассматриваемом примере 31,  $T$  — значения измеренного поля за вычетом IGRF.

При таком преобразовании гармоники с периодами кратными 24 часам остаются без изменения, остальные уменьшаются в  $\cos^N(\omega t)$  раз. Можно показать, что при достаточно большом  $N$  суточная вариация будет выделена достаточно надежно [8]. При этом для устранения градиента главного ГМП из измеренных значений вычитались значения международного аналитического поля (IGRF'85) с поправками за вековой ход. Такая процедура позволила избавиться от большей части градиента главного поля. На врезке рисунка изображена среднесуточная вариация за период съемки, полученная по описанной методике.

Исследования на НИС «Академик Сельский» выполнены в 1990 г. на максимальном временном отдалении от исходной модели IGRF'85. Представление о точности выделения нормального поля с поправкой за вековой ход (SY) на столь большом временном интервале можно получить ретроспективным построением: по величине разности между прогнозной (IGRF'80 + 5 \* SY) и окончательной (IGRF'85) моделями на 1985 год для изучаемого профиля. Разность между моделями достигает 250 нТл и не аппроксимируется линейной зависимостью. Применение IGRF'85 к изучаемому материалу показало, что математическое ожидание остаточного поля составляет величину около  $-50$  нТл.

Эти соображения приводят нас к необходимости создания собственного поля относимости, основываясь на модели геомагнитного поля как суммы: 1) гладкого детерминированного тренда (главное геомагнитное поле); 2) случайной кусочно-стационарной функции с нулевым математическим ожиданием, обладающим эргодическим свойством, — аномальное магнитное поле (АМПЗ). Для этого использован метод скользящего среднего с выбором оптимального окна сглаживания по зависимости дисперсии случайного поля от длины интервала осреднения [4].

Применив этот алгоритм к полю, освобожденному по описанной выше методике от суточных вариаций, мы получили: 1) нормальное поле;



- 2) отклонение от него — крупные региональные и зональные аномалии;  
 3) собственно аномальное поле, связанное с наличием аномалиеобразующих объектов в земной коре.

Возрастная идентификация магнитных аномалий на бортах активных океанических хребтов — дивергентных границ литосферных плит — является наиболее распространенным способом геологической интерпретации. Рассматриваемый профиль расположен в одном из малоизученных участков Тихого океана, где определение возраста земной коры представляет непосредственный интерес. Однако мы вынуждены признать, что возрастная идентификация даже непрерывного профиля длиной 5000 км не может быть выполнена надежно.

В самом деле, как можно видеть на картах осей магнитных аномалий [10, 11], соответствие с магнитостратиграфической шкалой и наблюдаемым полем достигается искусственным приемом: изменением скорости спрединга там, где это необходимо для приведения в соответствие наблюдаемой последовательности аномалий и синтетических аномалий, рассчитанных по шкале инверсий [7].

Не отрицая линейность самих аномалий, следует признать, что названный искусственный прием «приведения в соответствие» безусловно способствует идентификации аномалий, но достоверность результата такой операции не очень высока, во всяком случае, до выполнения площадных геомагнитных исследований такие результаты носят весьма условный характер.

Наиболее достоверный результат из сопоставления наблюдаемых и синтетических аномалий: начало профиля проходит над земной корой возрастом не древнее 80 млн лет (аномалия 33). Это следует из того, что вслед за аномалией 33 должно следовать малоамплитудное магнитное поле с резко отличными визуальными характеристиками. В то же время мы видим, что западный конец профиля еще не достигает такого района спокойного поля.

В такой ситуации заслуживают внимания методы выделения латеральных границ в земной коре, не основывающиеся заранее на каких-либо определенных геологических концепциях. Исходя из того, что информация о латеральных границах в земной коре содержится в характеристиках магнитного поля, естественной операцией его формального районирования и последующая геолого-геофизическая интерпретация выделенных участков, статистически значимо отличающихся друг от друга. С этой целью, предполагая, что АМПЗ является случайным кусочно-стационарным полем, можно применить следующий алгоритм для выделения таких участков [4].

В пределах каждого стационарного участка должно выполняться

$$\text{условие } R(\tau) = R(-\tau), \text{ т. е. функция } \delta(x) = \int_0^{\tau_{\max}} |R(\tau) - R(-\tau)| f(\tau) d\tau$$

должна равняться нулю внутри стационарных участков и быть отличной от нуля на их границах. Более точно: в окрестности интересующих нас границ  $\delta(x)$  является равнобедренным треугольником с вершиной строго на границе участков стационарности. Вычисление  $\delta(x)$  для рассматриваемого профиля выявляет довольно сложный рельеф функции  $\delta(x)$ , и непосредственное ее использование затруднительно. Имея в виду, что искомой целью является определение границ стационарности с различными дисперсией и частотным составом, для выделения таких границ можно предложить некоторый прием, основанный на корреляции функции  $\delta(x)$  с треугольным импульсом с основанием  $2L$  (в нашем случае 276 км), скользящим вдоль профиля. В результате такой операции на уровне значимости 0,6 получается 7 границ. Эти границы показаны на рисунке. По-видимому, будет естественным связать эти границы с некоторыми фронтами в изменчивости намагниченности пород земной коры, вызванной прогрессирующим окислением по мере удаления от хребта, а также появлением в основании земной коры серпентинового слоя.

с вариациями мощности и намагниченности последнего. Выделяющиеся в результате операции разделения полей региональные аномалии в первом приближении можно также отнести за счет изменения в намагниченности пород на различных участках исследуемого фланга Восточно-Тихоокеанского хребта и ундуляций слоя Кюри вдоль изучаемого профиля [1].

На увеличение мощности магнитоактивного слоя по мере удаления от оси хребта указывает увеличение нижних кромок намагниченных тел в западном направлении от 6 до 10 км.

Представляется интересным выполнить в дальнейшем вышеописанный корреляционный анализ для надежно стратифицированных магнитных аномалий в различных океанических блоках, разделенных трансформными разломами, и сопоставить результаты такого анализа с интерпретацией, основанной исключительно на сопоставлении с синтетической шкалой магнитных аномалий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов А. А., Круглякова Г. И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР // Сов. геология.— 1967.— № 4.— С. 74—96.
2. Бульчев А. А., Лейбов М. Б., Гайнанов А. Г. Построение двухпараметрического полосового фильтра для фильтрации циклических вариаций геомагнитного поля // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол.— 1985.— № 5.— С. 91—95.
3. Горди В. М., Розе Е. Н., Углов В. Д. Морская магнитометрия.— М.: Недра, 1986.
4. Кругляков А. А., Розе Е. Н., Чесноков Л. В. Статистическая модель аномального геомагнитного поля акватории Индийского океана // Океанология.— 1976.— Т. XVI, вып. 3.— С. 473—478.
5. Лейбов М. Б., Бульчев А. А., Гайнанов А. Г. Выделение Sq вариаций из данных площадной гидромагнитной съемки при наличии магнитных аномалий близкого периода // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол.— 1988.— № 2.— С. 83—88.
6. Розе Е. Н., Пылаева Т. А. Метод оценки естественных электромагнитных полей внешних источников по данным площадных гидромагнитных съемок // Геомагнетизм и аэрономия.— 1981.— Т. 24, № 6.— С. 1075—1080.
7. Шкала геологического времени: Пер. с англ. // Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др.— М.: Мир, 1985.
8. Серебrenников М. Г., Первоозванский А. А. Выявление скрытых периодичностей.— М.: Наука, 1965.
9. An MCS Look at Pacific crust from zero to 100 My in age/Eittrheim H., Mann D., Sliter R. et al. // Amer. Geophys. Union 1991 Fall Meeting Program and Abstract/AGU, 1991.— P. 437.
10. Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region, Northeast quadrant/Ed. K. J. Drummond/Amer. Assoc. of Petrol. Geol.— Tulsa, Oklahoma, USA, 1986.
11. Tectonic map of the Northeast Pacific Ocean. Plate 38. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii/Geol. Soc. of America.— Colorado, USA, 1989.

ИМГиГ ДВО РАН  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
20 июля 1992 г.

УДК 551.87 : 553.98(571.62 + 571.642)

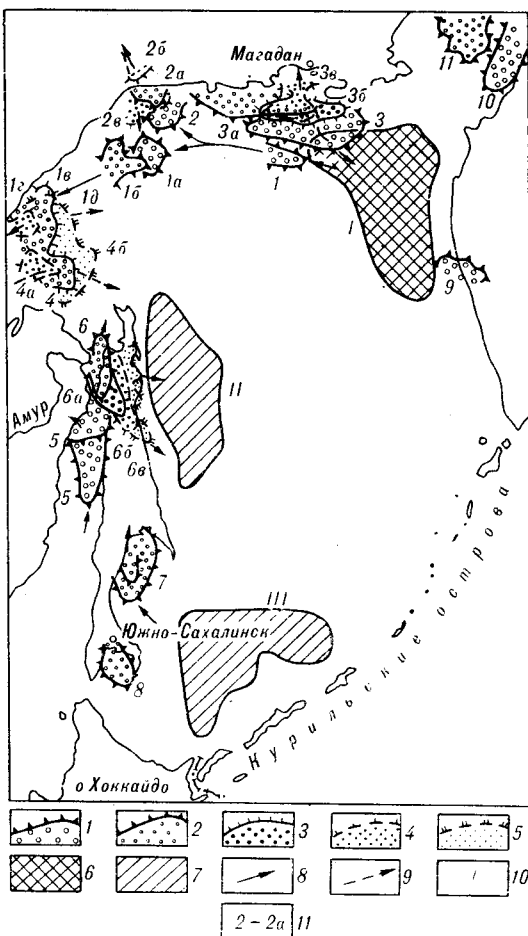
В. Г. Варнавский

## СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДЕЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В Охотоморской нефтегазоносной провинции выделяются дельты краткосрочного и долгосрочного функционирования, трансгрессивного, регрессивного и смешанного типов развития. Структурно-литологическая региональная модель отражает латеральные изменения состава и строения формирующихся осадочных толщ в зоне влияния дельты от континентальных однородных существенно песчаных через прослоевые, неравномерно- и равномерно-слоистые песчано-глинистые к морским однородным глинистым и глинисто-кремнистым. Дается сравнительная оценка возможности формирования различных по размерам нефтегазовых месторождений в различных типах дельт в зависимости от состава и строения слагающих их осадочных толщ.

**Рис. 1.** Схема пространственного соотношения областей устойчивого прогиба ложа осадочных бассейнов и возможного развития дельтовых литологических ассоциаций.

1—5 — области возможного развития дельтовых осадочных комплексов палеоцен-эоценового (1), олигоценового (2), раннемиоценового (3), среднемиоценового (4), среднемиоцен-плиоценового (5) времени образования; 6, 7 — области стабильного погружения в течение кайнозоя (6) и олигоцена — квартера (7); 8 — возможное направление отступления дельты; 9 — возможное направление наступания дельты; 10 — условное обозначение зон стабильного погружения; I — ТИПРО; II — Дерюгинская; III — Южно-Охотская; 11 — последовательный ряд условных номеров, указывающих пути возможной миграции дельтовых комплексов (арабские цифры на схеме); Приудской (1, 1а...), Приохотской (2, 2а...), Примагаданской (3, 3а...), Ульбан-Тургурской (4, 4а...), Удиль-Кизинской (5, 5а...), Палео-Амура (6, 6а...), залива Терпения (7), Анивской (8), Крутогорской (9), Шелиховской (10), Гижигинской (11) дельт.



Сравнительный структурно-литологический анализ состава и строения кайнозойского чехла осадочных бассейнов Дальнего Востока России показывает широко развитие в зоне стыка суша — море дельтовых комплексов пород. Последние отмечались нами [1] в приматериковых зонах Охотско-Западно-Камчатского, Исикари-Западно-Сахалинского, Сахалино-Охотского и в западной присахалинской части Южно-Охотского бассейнов (рис. 1). Нефтегазосности дельтовых комплексов уделяется большое внимание [2—4]. Принадлежность осадочного породного комплекса к дельтовому является столь же важным показателем в оценке его нефтегазосности, как и его мощность, состав, строение. Но дельты по своей природе и строению различны, поэтому различен их вклад в формирование нефтегазосности.

Выделяются дельты краткосрочного и долгосрочного развития, регрессивного, регрессивно-трансгрессивного и трансгрессивного типа. Краткосрочные дельты функционируют в течение эпохи, реже — в течение двух эпох кайнозоя (Гижигинская, Анивская, залива Терпения — олигоцен; прогиба Шелихова — палеоцен — эоцен) (см. рис. 1). Дельты долгосрочного развития функционируют практически в течение всего периода (палеогена или неогена) или же на протяжении большей части кайнозоя. Примером таких дельт могут служить Удиль-Кизинская (возможно, поздний мел — палеоцен) и Палео-Амура (олигоцен — неоген — квартер), Примагаданская (палеоцен — средний миоцен), Приохотская (палеоцен — ранний миоцен), Приудская (палеоцен — неоген).

Регрессивного типа дельты формируются в регрессивный этап эволюции морского бассейна. В разрезе породного комплекса дельт этого типа снизу вверх происходит смена морских, глинистых, кремнистых и кремнисто-глинистых осадков прибрежно-морскими песчано-глинистыми, часто угленосными и, наконец, континентальными песчаными и песчано-галечниковыми, иногда слабо угленосными. Дельты трансгрессивного типа формируются в трансгрессивный этап эволюции морского бассейна, а в разрезе пород дельтового комплекса снизу вверх происходит смена континентальных грубообломочных осадков (галечников, песков) при-

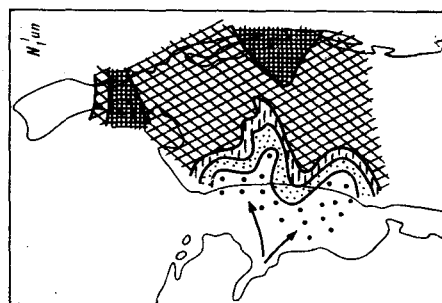
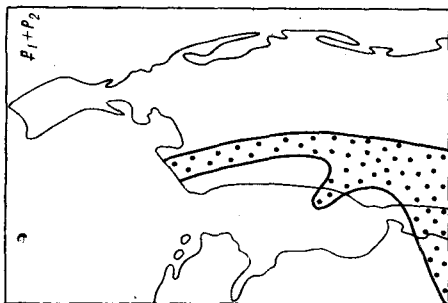
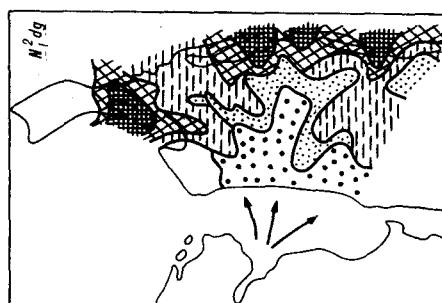
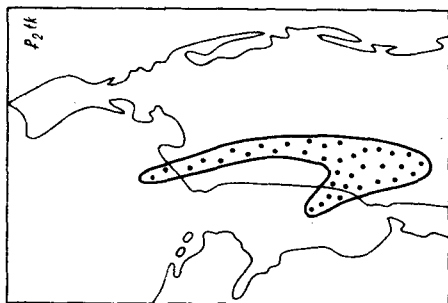
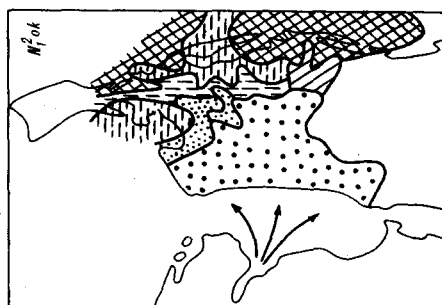
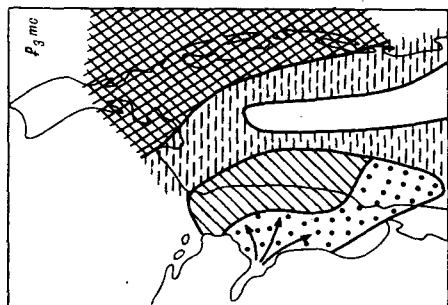
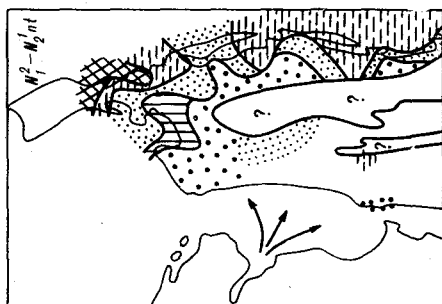
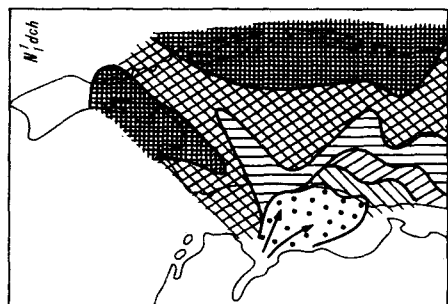


Рис. 2. Схема размещения литологических ассоциаций снежинкинского и краснопольевского ( $P_1 + P_2$ ), такарадайского ( $P_2tk$ ), мацигарского ( $P_3m\check{c}$ ), даехурийского ( $N_1^1dch$ ), уйинского ( $N_1^1un$ ), дагинского ( $N_1^1dg$ ), окобыкайского ( $N_1^2ok$ ) и нутовского ( $N_1^2 - N_2^1nt$ ) времени кайнозоя на Северном Сахалине.

Литологические комплексы: 1 — существенно песчаные (пески 85—100 %, глины, алевроиты — 15—0 %); 2 — глинисто-песчаные (пески 75 %, глины 25 %); 3 — песчано-глинистые (пески 50 %, глины 50 %); 4 — существенно глинистые (пески 25—0 %, глины 75—100 %); 5 — кремнисто-глинистые; 6 — переслаивания существенно песчаных и глинисто-песчаных; 7 — переслаивания глинисто-песчаных и песчано-глинистых; 8 — переслаивания кремнисто-глинистых и существенно песчаных; 9 — переслаивания глинисто-песчаных и кремнисто-глинистых; 10 — области отсутствия рассматриваемых отложений; 11 — направление сноса терригенного материала.

брежно-морскими песчано-глинистыми, часто угленосными и, затем, морскими глинистыми и кремнистыми. Трансгрессивно-регрессивный и регрессивно-трансгрессивный типы дельт характеризуются соответствующим сочетанием литологических параметров вышеописанных типов дельт. Примером дельты регрессивного типа эволюции является дельта Палео-Амура. К числу трансгрессивных дельт можно отнести Примагаданскую, Прихотскую и Удыль-Кизинскую. В ряду трансгрессивно-регрессивных следует отметить Приудскую (палеоген — неоген). Наиболее изученной из вышеуказанных является дельта Палео-Амура.

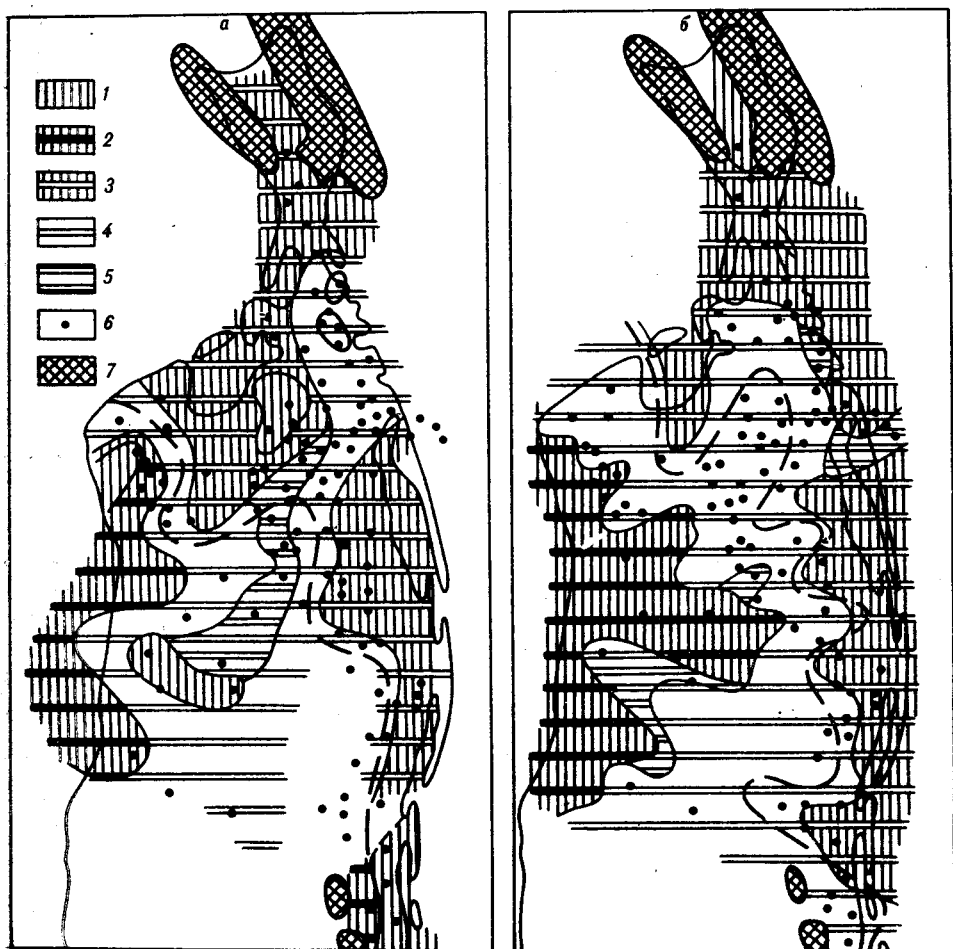


Рис. 3. Схема размещения типов слоистости в литологических ассоциациях уйинского (а) и дагинского (б) времени на Северном Сахалине.

Структуры литологических ассоциаций: 1 — однородные; 2 — прослоевые с песчаной базовой основой; 3 — прослоевые с глинистой базовой основой; 4 — неравномерно-слоистые; 5 — равномерно-слоистые; 6 — скважины, площади нефтепоискового бурения; 7 — докайнозойский породный комплекс.

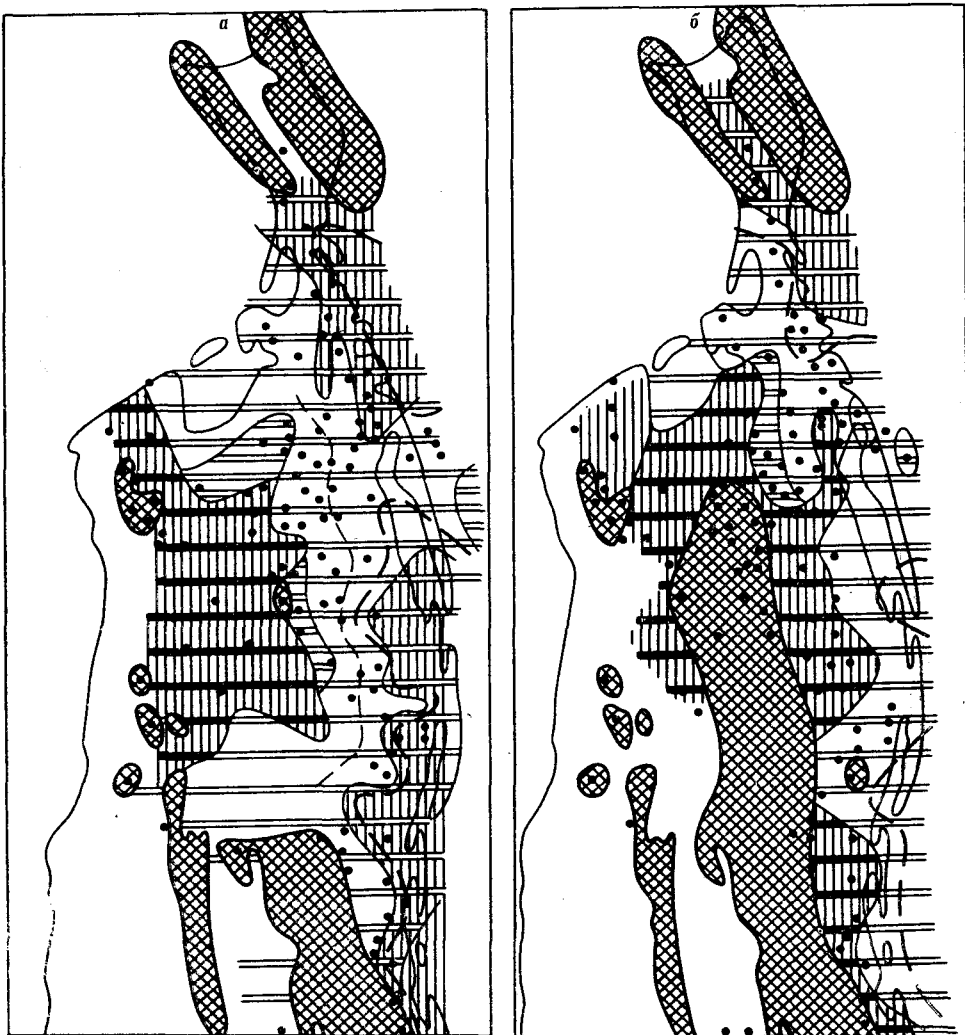


Рис. 4. Схемы размещения типов слоистости в литологических ассоциациях окобыкского (а) и нutowского (б) времени на Северном Сахалине.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Ниже рассматриваются механизм формирования этой дельты и накопившихся в зоне ее влияния осадочных толщ, их литологический состав, структура, принципиальная схема размещения в зоне ее развития литотипов пород, коллекторов и покрышек. Представленную характеристику можно рассматривать как пример возможных условий формирования и других дельт.

На рис. 2 приведена схема размещения литологических ассоциаций в зоне развития Амурской дельты в кайнозой для снежинкинского и краснопольевского ( $P_1 + P_2$ ), такарадайского ( $P_2$ ), машигарского ( $P_3$ ), даехурийского ( $N_1^1$ ), уйинского ( $N_1^2$ ), дагинского ( $N_1^2$ ), окобыкского ( $N_1^2$ ) и нutowского ( $N_1^2 - N_2^2$ ) времени.

В размещении литологических ассоциаций и комплексов пород на различных этапах формирования дельты отмечаются следующие общие для всех них особенности. В направлении с запада на восток (от приматериковой зоны дельты к ее морской) происходит закономерная смена существенно галечниково-песчаных и песчаных литологических ассоциаций континентальных и прибрежно-морских фаций глинисто-песчаными и песчано-глинистыми (часто угленосными) прибрежно-морскими и мелководно-морскими, далее — глинистыми, кремнисто-глинистыми и гли-

Рис. 5. Модель пространственного соотношения структур литологических ассоциаций кайнозойских осадочных комплексов пород Палео-Амурской дельты на Северном Сахалине.  
А — Ж — см. в тексте.

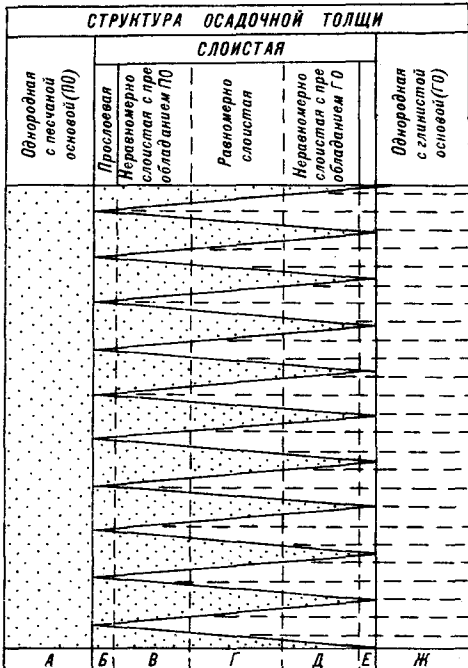
нисто-кремнистыми морскими. Подобным же образом с запада на восток происходит изменение структур литологических ассоциаций от однородных существенно песчаных через серию разнотипных слоистых (прослоевая, неравномерно- и равномерно-слоистая) к однородным глинистым, кремнисто-глинистым (рис. 3, 4).

Пространственное соотношение вещественного состава и типа слоистости осадочных комплексов можно представить в виде обобщенной модели (рис. 5). Крайняя левая часть модели отражает зону дельты А на выходе ее с материка в морской бассейн, характеризующуюся развитием преимущественно галечниково-песчаной и песчаной литологической ассоциации однородной структуры. Далее следует зона В, в пределах которой в песчаной толще отмечаются прослои глинистых пород (отношение мощности глинистых пород к песчаным менее 1/10). В зоне В формируется неравномерно-слоистая осадочная толща, в которой отношение мощности глинистых слоев к песчаным колеблется от 1/10 до 1/2. Вслед за этим прослеживается зона Г с равномерно-слоистой осадочной толщей, в пределах которой отношение вышеуказанных мощностей составляет от 1/2 до 1.

В дальнейшем по мере удаления от континента в сторону моря строение комплексов эволюционирует в обратном порядке: неравномерно-слоистый, прослоевый, однородный (зоны Д, Е, Ж), но уже с преобладанием глинистых и кремнисто-глинистых типов пород.

Нетрудно заметить, что зоны А и В, представленные существенно песчаными и песчано-галечниковыми континентальными литологическими ассоциациями пород однородного и прослоевого строения (см. рис. 4), можно охарактеризовать как зоны дефицита покровных и нефтепроизводящих глинистых и глинисто-кремнистых богатых органикой комплексов пород, зону В — как зону недостаточного для промышленного нефтегазообразования объема нефтепроизводящих комплексов пород. Зону Г можно оценить в качестве благоприятной для формирования промышленных скоплений, а зону Д — как наиболее благоприятную для формирования крупных и гигантских месторождений нефти и газа. Зона с прослоевой структурой Е, в пределах которой песчаные, коллекторские породы составляют менее 0,1 мощности глинистых пород, отнесена нами к зоне недостаточного объема коллекторов для формирования крупных месторождений нефти и газа. И, наконец, зона Ж, представленная только глинистыми и глинисто-кремнистыми литологическими ассоциациями, является зоной дефицита коллекторов, в пределах которой могут формироваться нефтяные залежи типа залежей баженовской свиты Западной Сибири.

Представленную характеристику строения и особенностей формирования Амурской дельты, ее литолого-структурной модели можно рассматривать как пример возможных условий формирования и строения других дельт региона.



1. Варнавский В. Г., Коблов Э. Г., Буценко Р. Л. и др. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности.— М.: Наука, 1990.
2. Дельты — модели для изучения.— М.: Недра, 1979.
3. Conybeare C. E. B. Origin of Athabaska oil sands: a review // Canadian Petroleum Geologist.— 1966.— V. 14.— P. 145—163.
4. Pow J. R., Faibranks Q. H., Zamora W. J. Description and reserve estimates of the oil sands of Alberta, in Athabasca oil sands // Alberta Research Council. Inform. ser.— 1963.— N 45.— P. 1—14.

ИТыГ ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
1 декабря 1992 г.

---

### ДИСКУССИЯ

1. Автор придает понятию «дельта» слишком широкий смысл. К дельтовым в Охотоморском регионе им отнесены отложения и межгорных впадин, и предгорных равнин, где транспортировка материала могла осуществляться мелкими речками и временными потоками.
2. Дельта Палео-Амура, во всяком случае на Северном Сахалине, начала развиваться с неогена. До этого времени происходило затопление узкой субмеридиональной впадины или цепочки впадин, протягивающейся от Лаугрэйского района на побережье Татарского пролива.
3. Сложные контуры частей дельты, конфигурация лопастей вызывают сомнения, поскольку анализируются мощные толщи. Такой рисунок был бы естественным для отдельных относительно коротких фаз седиментации.
4. На карте для дагинского времени есть фактическая ошибка: не показана характерная для юго-восточного района лопасть, с которой связано крупное Лунское месторождение.

СахалинНИПИнефть  
Оха-на-Сахалине

Б. А. Сальников

---



---

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207 - 4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1993. №4. 1 — 152