

Курсив

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1982



**СССР занимает передовые позиции  
в мировой науке, технике и культуре,  
и в этом — огромная заслуга советской  
многонациональной интеллигенции**

СОДЕРЖАНИЕ

Шестьдесят лет Союза Советских Социалистических республик . . . . . 3

Г. М. Власов. Палеовулканологические исследования на Востоке СССР за 60 лет . . . . . 6

Е. В. Краснов. К истории геологических исследований притихоокеанских областей СССР 15

Н. А. Шило. О механизме образования Солнечной системы . . . . . 20

Н. Я. Кунин, Г. И. Семенова. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры . . . . . 28

Г. И. Аносов, В. В. Аргентов, В. К. Утнасин. Особенности глубинного строения северо-западной плиты Тихого океана . . . . . 36

Ц. М. Сычев, О. В. Веселов, Н. А. Волкова, В. В. Соинов. Теплового поток и геодинамика западной части Тихого океана . . . . . 43

Л. А. Маслов, И. К. Туезов. Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных . . . . . 56

В. Ю. Косыгин, Н. В. Левый. Об астеносферной природе Курильской котловины и тектонике ее окрестностей по геолого-геофизическим и геодинамическим данным . . . . . 64

Б. К. Остистый, Э. Г. Коблов, В. Ш. Брутман, Ю. С. Мавринский. Проблемы прогноза нефтегазоносности акваторий дальневосточных морей СССР . . . . . 69

И. И. Тютрин. О направлении нефтегазопомощных работ на п-ове Камчатка . . . . . 73

В. С. Шейнман. Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки . . . . . 78

П. П. Лычагин. Щелочные базиты Северо-Востока СССР . . . . . 85

Е. А. Лоншаков. Кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Южной Камчатки . . . . . 94

С. Н. Рычагов. Вещественный состав и структурный контроль оруденения на эпitherмальных рудопроявлениях Корякского нагорья 98

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

И. Н. Горяинов, Л. С. Винокурова, И. П. Федоров. Особенности микроконкреций Центральной котловины Тихого океана . . . . . 104

О. А. Мельников. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги . . . . . 106

В. Л. Кельмачев, Г. С. Мирзаханов. Закономерности размещения эндогенного оруденения в пределах южной части Кютепского рудного узла . . . . . 108

В. В. Малахов, В. П. Молчанов. Геолого-геохимические критерии рудообразования в углеродсодержащих толщах Верхоянского комплекса . . . . . 112

Е. П. Зарембский, С. В. Леснов. Первая находка позднетриасовых криноидей в Нижнем Приамурье . . . . . 115

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах . . . . . 118

ХРОНИКА

Шестое Всесоюзное совещание по геологии россыпей . . . . . 123

Этапы становления академической науки в Амурской области (к созданию в 1980 г. Амурского Комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР). 124

Статьи, опубликованные в журнале за 1982 г. 126

## CONTENTS

The 60-th Anniversary of the Soviet Union . . . . .	3
G. M. Vlasov. Paleovolcanological investigations of the USSR East during the last 60 years. . . . .	6
E. V. Krasnov. On the history of the Pacific shore geological research work . . . . .	15
N. A. Shilo. On the mechanism of the Solar System formation. . . . .	20
N. Ya. Kunin, G. I. Semenova. Complex geophysical characteristics of the main tectonic structures of the Pacific floor and some questions of the development of the Earth's crust. . . . .	28
G. I. Anosov, V. V. Argentov, V. K. Utnasin. Characteristic features of the abyssal structure of the North-West Pacific Plate . . . . .	36
P. M. Sychev, O. V. Veselov, N. A. Volkova, V. V. Soinov. Thermal flow and geodynamic problems of the Western Pacific . . . . .	43
L. A. Maslov, I. K. Tuesov. Calculation of mechanical stresses in lithosphere of the eastern part of the Asian continent and transition zone on the basis of gravitational data. . . . .	56
V. Yu. Kosygin, N. V. Levy. On asthenospheric nature of the Kuril Basin and tectonics of its locality according to geologo-geophysical and geodynamical data . . . . .	64
B. K. Ostisty, E. G. Koblov, V. Sh. Brutman, Yu. S. Mavrinsky. The problems of prospecting of oil and gas content in water areas of the USSR Far East seas . . . . .	69
I. I. Tyutrin. Oil and gas prospecting on the Kamchatka Peninsula. . . . .	73
V. S. Sheimovich. Some problems of geological study of the areal basaltic volcanism in Kamchatka. . . . .	78
P. P. Lychagin. Alkaline basits of the USSR North-East . . . . .	85
E. A. Lonshakov. Cenozoic volcanogenic and volcanogenic sedimentary formations of South Kamchatka . . . . .	94

S. N. Rychagov. Composition and structural control of metallization on the epithermal ore manifestations of Koryak Highland. . . . .	98
--	----

## BRIEF COMMUNICATIONS

I. N. Goryainov, L. S. Vinokurova, I. P. Fedorov. Characteristic features of microconcretions of the Central Pacific Basin . . . . .	104
O. A. Mel'nikov. On dynamics of island arcs on the example of the structure of the Sakhalin—Japan island arc . . . . .	106
V. L. Kel'machev, G. S. Mirzekhanov. Laws of location of endogenic ores within the southern part of the Kyutep ore concretion. . . . .	108
V. V. Malakhov, V. P. Molchanov. Geologo-geochemical criteria of ore formation in the carbon-bearing rocks of the Verkhoyansk complex. . . . .	112
E. P. Zaremsky, S. V. Lesnov. The first find of the Late—Triassic crinoids in Nizhnee Priamur'e . . . . .	115

## CRITICISM AND DISCUSSIONS

Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The fifth note. The expanding Earth. . . . .	118
---	-----

## CHRONICLES

The 6-th All Union seminar on the geology of fields. . . . .	123
The development of Academic science in the Amur region (In connection with the establishment of the Amur Complex Research Institute of the Far East Science Centre, USSR Academy of Science) . . . . .	124
Articles published in 1982 . . . . .	126

## ШЕСТЬДЕСЯТ ЛЕТ СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

В декабре 1982 г. наша страна отмечает знаменательный юбилей — 60-летие образования Союза Советских Социалистических Республик. Эту годовщину советский народ встречает огромными небывалыми достижениями в развитии народного хозяйства, образования и культуры. Наша страна из отсталой и преимущественно аграрной превратилась в мощную индустриальную державу. В развитии страны большая роль принадлежит изучению ее недр и созданию минерально-сырьевой базы. Особенно ярко этот процесс проявился на Дальнем Востоке, который при своей огромной территории, сравнимой с Западной Европой, был слабо изучен, а недра его практически не были освоены.

Геологические исследования здесь начались в основном со середины прошлого века, хотя отдельные сведения о богатствах недр этой территории известны со времен больших географических экспедиций, начиная с экспедиции Беринга (1724 г.). В изучении края принимали участие Академия наук, Русское географическое общество, Горный департамент, Геологический комитет и некоторые другие центральные ведомства. Работы носили маршрутный характер.

Со времени образования СССР в Приамурье была установлена золотоносность в бассейнах рек Зеи и Нимана, открыты железные руды в Малом Хингане и каменный уголь в бассейне р. Буреи. Представления о геологическом строении были весьма схематичными. Все кристаллические сланцы и гнейсы были отнесены к архею, метаморфизованные осадочные породы — к палеозою, неметаморфизованные терригенные отложения — преимущественно к юре. Для отдельных районов были составлены геологические карты масштаба 10 верст в дюйме, а для всего Приамурья — геологическая карта масштаба 40 верст в дюйме.

В Приморье были получены лишь самые общие сведения об осадочных, изверженных и метаморфических породах различного возраста.

На Сахалине были выделены и расчленены меловые палеогеновые и неогеновые образова-

ния, намечены главные черты тектоники, установлены богатые перспективы угленосности, начато бурение на нефть в районе Охи и получены первые ее непромышленные притоки.

Геологические исследования Северо-Востока СССР дали фрагментарные сведения о распространении на его территории разновозрастных образований: девонских, среднекаменноугольных, триасовых, юрских и более молодых осадочных отложений и изверженных пород в Верхоянье, фаунистически охарактеризованных образований карийского и порийского ярусов близ Верхоянска, девонских отложений в бассейне р. Колымы, палеозойских образований на севере Чукотки, мезозойских толщ в бассейне р. Анадыря. На основе изучения ископаемых остатков четвертичных млекопитающих была составлена схема расчленения постплиоценовых отложений Северной Азии. Наметились общие черты тектоники Колымо-Индибирского края и Хараулаха.

На Камчатке были получены первые сведения о распространении осадочных, метаморфических и вулканических пород, отраженные на картах масштаба 1 : 4 000 000, отмечен ряд важнейших черт тектонического строения. Сведения о минеральных ресурсах ограничивались отрывочными данными. Геологические исследования Курильских и Командорских островов носили самый общий характер.

Со времени образования СССР геологические исследования на Дальнем Востоке значительно усилились, стали более планомерными и организованными. Единственная крупная геологическая организация — Геологический комитет, 100-летие которого, равно как и 100-летие геологической службы в России — СССР, мы отмечаем в апреле 1982 г., в 1923 г. выделил из своего состава первый, поначалу очень небольшой филиал во Владивостоке — Дальгеолком, главной задачей которого были поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. В 1929 г. страна приступила к выполнению пятилетних планов. Индустриализация требовала скорейшего развития минерально-сырьевого потенциала. В связи с этим

была проведена перестройка геологической службы. В 1931 г. Дальгеолком был реорганизован, и на базе его создан Дальневосточный геолого-разведочный трест (ДВГРТ), в 1936 г. переведенный в Хабаровск. В это время начата планомерная геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 без которой были немислимы в дальнейшем поиски месторождений полезных ископаемых. В 1946 г. ДВГРТ переименован в Дальневосточное территориальное геологическое управление (с 1980 г. — ПГО Дальгеология). В 1949 г. с целью усиления поисков и разведки месторождений полезных ископаемых в Приморском крае во Владивостоке создано территориальное геологическое управление, сразу же развернувшее большие работы по среднемасштабному геологическому картированию с целью расширения поисков.

На Сахалине с 1926 г. геологические исследования проводились Дальгеолкомом, трестами Сахалиннефть и Сахалинуголь, НГРИ, ВСЕГЕИ, с 1945 г. — ВНИГРИ и его Сахалинским филиалом, а затем Сахалинским геологическим управлением (с 1980 г. ПГО Сахалин-геология), Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом, II гидрогеологическим управлением; с 1956 г. начинает функционировать Тихоокеанская экспедиция ВНИИМОРГЕО.

Геологические исследования на Северо-Востоке после Великой Октябрьской социалистической революции начались в 1925 г. Они проводились Главным управлением Северного морского пути и Арктическим институтом. В 1931 г. для промышленного освоения Северо-Востока был создан «Дальстрой», а в 1939 г. в его составе — Геологоразведочное управление. В 1957 г. создано Северо-Восточное территориальное геологическое управление (с 1980 г. — ПГО Севвостокгеология).

На Камчатке проводил исследования Дальгеолком, а затем — Дальневосточный геолого-разведочный трест и геологическое управление. В 1950 г. здесь была создана постоянная геологическая служба, позволившая перейти к среднемасштабным геологическим съемкам.

Большие работы ведут на Дальнем Востоке научно-исследовательские организации Министерства геологии СССР.

Значительный вклад в геологическое изучение Дальнего Востока внесла Академия наук. В 1935 г. был создан геологический отдел при Дальневосточном филиале АН СССР. В 1935—1936 гг. для стационарного наблюдения над деятельностью крупнейшего вулкана Камчатки Ключевской сопки организована Камчатская вулканологическая станция в пос. Ключи. В 1957 г. в Петропавловске-Камчатском создана Камчатская комплексная экспедиция СО АН СССР, которая в 1960 г. была реорганизована

в Камчатскую геолого-геофизическую обсерваторию. В 1957 г. во Владивостоке образован Дальневосточный филиал СО АН СССР. В 1970 г. он преобразован в Дальневосточный научный центр. В девяти институтах ДВНЦ, расположенных во Владивостоке, Хабаровске, Южно-Сахалинске, Благовещенске, Магадане, Петропавловске-Камчатском, ведутся геологические исследования.

Выделение академиком С. С. Смирновым в 1946 г. Тихоокеанского рудного пояса явилось важнейшим геологическим обобщением, создавшим научную основу для поисков полезных ископаемых на Дальнем Востоке.

Со времени образования СССР шло быстрое пополнение геологических данных по Дальнему Востоку. Отрывочные и разрозненные геологические наблюдения сменяются сплошными исследованиями крупных территорий и геологическим картированием, что создает возможность построения общих моделей геологического строения — тектонических карт. Открывается путь для крупных обобщений. Уже в начале 30-х годов были выделены характерные только для окраины Тихого океана области мезозойской складчатости. В 50-х годах обозначен «вулканический комплекс окраинной зоны кайнозойской складчатости», соответствующий Сихотэ-Алинскому и Охотско-Чукотскому вулканогенным поясам, выделена Дальневосточная область кайнозойской складчатости, существенно отличающаяся от более зрелой альпийской области.

«Тектоническая карта Северо-Востока СССР м-ба 1:2 500 000», «Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий м-ба 1:1 500 000», «Тектоническая карта Востока Азии и сопредельных районов м-ба 1:2 500 000», «Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) м-ба 1:2 000 000» и другие тектонические карты создают сейчас научную основу для понимания закономерностей распределения полезных ископаемых и определяют направления их поисков.

Большую роль при поисках полезных ископаемых, в изучении сейсмичности, глубинного строения и в решении других теоретических проблем сыграли геофизические методы исследований, которые внедрялись главным образом после Великой Отечественной войны. Геофизические работы на Дальнем Востоке на первых порах проводились преимущественно Институтом физики Земли АН СССР. Это были сейсмологические наблюдения во Владивостоке, сейсмологические исследования на Курильских островах, Камчатке и сейсмические работы в Охотском море и прикамчатской части Тихого океана. С организацией Сибирского отделения АН СССР были начаты другие назем-

ные и морские геофизические работы на территории всего Дальнего Востока и западной части Тихого океана. Одновременно развернулись нефтяные и рудные геофизические исследования в геологических учреждениях, занявшие к настоящему времени достойное место в ряду других методов поисков и разведки полезных ископаемых.

Новый импульс глубинные геофизические работы получили с организацией Дальневосточного научного центра АН СССР в 1970 г. Особенно большое развитие в ДВНЦ приобрели морские геофизические работы в институтах вулканологии, Сахалинском комплексном и Тихоокеанском океанологическом, оснащенных научно-исследовательскими судами и современной геофизической аппаратурой.

В результате этих исследований было изучено строение земной коры и верхней мантии, гравитационное, магнитное и тепловое поля, токопроводящие слои, сейсмофокальная зона, глубинная структура вулканических аппаратов, значительные успехи достигнуты в области прогноза цунами, землетрясений, вулканических извержений, начаты исследования глубинного строения рудных районов.

Со времени образования СССР на Дальнем Востоке открыто и разведано более 700 месторождений, а список полезных ископаемых насчитывает 50 наименований. В этот, не столь уж продолжительный отрезок времени создана сырьевая база для черной металлургии. Открыты и разведаны железорудные месторождения Малого Хингана и Гаринское, весь комплекс вспомогательного сырья. Значительно расширена база энергетического топлива за счет разведки каменных углей Буреинского бассейна и многих месторождений бурового угля.

Вместо разбросанных приисков, добывающих россыпное золото, сейчас здесь работают два высокомеханизированных объединения. Создана база и уже строится предприятие по добыче цветных металлов.

В суровые годы Великой Отечественной войны Приамурье было единственным крупным поставщиком молибденового концентрата. С 1936 г. здесь работал первенец отечественной молибденовой промышленности — Умальтинский комбинат.

Открытие месторождений олова в Хинганском и особенно в Комсомольском районе поставило Приамурье в ряд крупнейших производителей олова страны.

Разведанные геологами Приамурья запасы различных строительных материалов позволяют увеличить в 3—5 раз существующую мощность строительной индустрии. Здесь открыт ряд крупнейших в мире, уникальных по свое-

му качеству месторождений брусита — непревзойденного сырья для получения магнезиальных продуктов.

Успешно решены и решаются вопросы водоснабжения городов и поселков, мелиорации и осушения пахотных земель. Открыт и разведан ряд месторождений минеральных вод; одни из них (Кульдурское, Аннинские воды, Гонжа) уже многие годы служат улучшению здоровья трудящихся, другие ждут своего освоения.

Все это — результат интенсивных, с крупными затратами, усилий геологов нескольких поколений, результат огромного внимания Советского правительства к развитию Дальневосточного форпоста страны.

Совместными усилиями дальневосточных производственных и научных организаций на этой огромной, сложной в геологическом отношении и весьма перспективной территории только в последние годы открыты сотни рудопроявлений. Это титан и апатиты, редкие металлы и олово, десятки месторождений нерудного сырья.

Исследования недр Дальнего Востока позволяют увеличить минерально-сырьевой потенциал нашего государства и обеспечить рост производительных сил, необходимый для создания материально-технической базы коммунизма. Огромный объем работ по изучению геологического строения и полезных ископаемых этой обширной территории определил необходимость издания специализированных журналов «Вулканология и сейсмология» и «Тихоокеанская геология».

Разработке научных прогнозов полезных ископаемых и правильному выбору направления их поисков будут немало способствовать крупные обобщения дальневосточных геологов, с которыми они пришли к празднику 60-летия Союза Советских Социалистических Республик: монографии «Основы учения о россыпях», «Основы металлогенического анализа», «Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса» и многие другие фундаментальные научные работы.

Геологи Дальнего Востока заняты сейчас решением важнейших народнохозяйственных и научных задач, поставленных XXVI съездом КПСС по расширению минерально-сырьевой базы, изучению эволюции Земли и, в частности, Мирового океана и его шельфов, а также выявлению нефтяных и газовых месторождений в их пределах, развитию перспективных методов исследования недр.

Редколлегия поздравляет всех своих читателей с 60-летием образования СССР и желает им успехов в выполнении исторических решений XXVI съезда КПСС.

Г. М. Власов

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
НА ВОСТОКЕ СССР ЗА 60 ЛЕТ

Кратко характеризуются основные этапы палеовулканологических исследований на Востоке СССР. Эти исследования представляют не только региональный, но и более общий интерес. Отмечается эффективность использования закономерностей, установленных в вул-

канических областях Тихоокеанского пояса, в других районах Советского Союза. Указаны некоторые проблемные и методические вопросы, касающиеся палеовулканологических исследований.

Молодые мезозойские и кайнозойские вулканические породы покрывают значительную часть восточных окраин Азиатского материка. Работающим здесь геологам почти всегда приходится в какой-то степени выполнять роль палеовулканологов. Исследования современных вулканических процессов, проводимые сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР на Камчатке и Курильских островах, естественно распространяются и на объекты палеовулканологии.

распространены классификация пирокластических пород Е. Ф. Малеева [32], подготовленные им монография [34] и справочник [35] о фациях и генетических типах вулканических, преимущественно вулканогенно-обломочных пород.

Многочисленность выполненных на Востоке СССР палеовулканологических исследований и невозможность четко разграничить палеовулканологию от вулканологии затрудняют поставленную автором задачу, выраженную в названии статьи. Одно перечисление работ и их авторов заняло бы много места. Приходится ограничиться освещением важнейших этапов палеовулканологических исследований на Востоке СССР, разрешивших те или иные научные и практические задачи. Сделанный обзор поможет наметить дальнейшие первоочередные задачи палеовулканологических работ.

Организация на Дальнем Востоке систематических вулканологических исследований связана с именами А. Н. Заварицкого, В. И. Влодавца и Б. И. Пийпа. А. Н. Заварицкий, после исследований пород Ключевской сопки и вулканов Авачинской группы на Камчатке, проявил живой интерес к геологическому строению и вулканизму Камчатки, а затем и Курильских островов, принял участие в составлении и редактировании геологической карты Камчатки, описании вулканов, исследовании закономерностей их размещения, выяснении связей вулканов с глубинными разломами. Большое значение для развития геосинклинальной теории имела его работа о глубинных сейсмофокальных зонах, определяющих развитие островных дуг [27]. По инициативе А. Н. Заварицкого Академия наук СССР организовала Лабораторию вулканологии, первым руководителем которой стал В. И. Влодавец. Лаборатория в последующем была реорганизована Б. И. Пийпом в Институт вулканологии, работы которого, в значительной степени обобщенные И. В. Лучицким в книге «Основы палеовулканологии» [31], явились научной базой для дальнейшего развития палеовулканологических исследований.

Первым дальневосточным палеовулканологом может быть по праву назван Е. Ф. Малеев. Его работы, начатые еще в начале тридцатых годов и проходившие преимущественно в пределах Советского Дальнего Востока, были подчинены задаче использования вулканических продуктов в строительстве и промышленности. Проводились они строго научно и кроме практических результатов дали представления о расположении и строении недавно потухших базальтовых вулканов в Амуро-Уссурийской низменности [33]. Наибольший вклад исследования Е. Ф. Малеева внесли в освещение вещественного состава вулканогенно-обломочных пород и их фаций. Широко

Чтобы оценить успехи этих исследований, надо представить уровень знаний вулканических образований Дальнего Востока в конце 20-х — начале 30-х годов. Например, на геологических картах Сихотэ-Алиня и Среднего Камчатского хребта обширные площади



были закрашены одним цветом четвертичных вулканитов, слагающих, по представлениям того времени, однообразные покровы базальтов. Встречаемые при геологических исследованиях в Сихотэ-Алине кислые вулканические и субинтрузивные породы относились обычно, в значительной степени условно, к позднемеловым образованиям. Перед геологическими организациями молодой Советской Республики, начавшими систематическую геологическую съемку территории Дальнего Востока, встала задача возрастного расчленения вулканогенных толщ.

Базальтовые толщи Сихотэ-Алиня оказались разновозрастными образованиями (позднемеловыми, эоценовыми, миоценовыми, плиоцен-плейстоценовыми), циклически чередующимися с кислыми вулканитами [13, 49 и др.]. Цикличность вулканогенных толщ в последующем опротестовывалась Г. М. Фремдом [51], но была подтверждена дальнейшими работами В. И. Сиюкова [45]. Сходного характера цикличность контрастных по составу базальт-диабазитовых толщ установлена В. И. Остапчуком [40] в Ульяновском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В пределах юга советского Дальнего Востока появилось несколько вулканических поясов (от позднепалеозойских до кайнозойских) с разнообразными интрузивными, субинтрузивными и экструзивными образованиями и рудами (3, 43, 47 и др.). Работы в Среднем Камчатском хребте выявили на месте четвертичных базальтовых плато, показанных на старых картах, неогеновую вулканическую зону, перспективную в отношении руд. Дальнейшее простирание этой зоны намечилось в Корякском нагорье и в Большой Курильской дуге [9, 23]. По многим особенностям Центрально-Камчатская зона отличалась от вулканических поясов Сихотэ-Алиня. Возникла, таким образом, необходимость типизации вулканических зон. Оригинальная классификация поясов по этапам развития была предложена Н. А. Шилов и др. [54]. Главными признаками классификаций других авторов было разделение вулканических поясов и зон на унаследованные и наложенные [50], геосинклинальные и негеосинклинальные [53]. Последние делились на связанные с автономной или с сопряженной активизацией. Однако выяснилось, что часть поясов имеет смешанный, унаследованно-наложенный характер: на одних участках континентальные вулканогенные формации поясов связаны постепенными переходами с нижележащими морскими вулканогенно-осадочными образованиями типа моласс, на других — они отделены от подстилающих древних толщ резкими несогласиями. В. Ф. Белым установлено, что внешняя (приокеаническая) зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса унаследована от мезозойских геосинклинальных структур,

а внутренняя (материковая) является наложенной. Следовательно, наложенный или унаследованный характер вулканических поясов не мог приниматься за главный признак при их классификации. Также и деление вулканических поясов на геосинклинальные и негеосинклинальные (связанные с автономной активизацией) было неудачным вследствие неопределенности понятия об автономной активизации. Так, по мнению некоторых авторов, краевые вулканические пояса представляют типичный пример структур автономной активизации [55]. Но эти пояса развиваются в орогенные этапы унаследованно от геосинклинальных образований, в их сложении участвуют некоторые общие с геосинклинальными образованиями формации, их развитие происходит в едином тектоническом ритме со всей геосинклинальной системой. Поэтому вулканические пояса, так же как и краевые прогибы, правильнее рассматривать как тыловые структуры геосинклинальных систем [20].

Исходя из этого, Г. М. Власовым была предложена классификация вулканических зон по их принадлежности к тем или иным структурным элементам геосинклинальных (складчатых) систем: начальным эвгеосинклинальным прогибам (внешним дугам), внутренним дугам, краевым вулканическим поясам [12]. Впоследствии эта классификация вулканических зон была распространена за пределы материков и на вулканические зоны океана, где типы выделялись, исходя из структурно-вещественной характеристики и положения в общем эволюционном ряду, отражающем последовательное формирование континентальной коры [16]. Развитие геосинклинальных систем рассмотрено тем же автором, в связи с эволюцией глубинных зон Заварицкого-Беньофа, выраженной главным образом их последовательным выполаживанием.

Особое внимание исследователей привлекли краевые вулканические пояса, выделяющиеся большой протяженностью и рудной продуктивностью. Первоначально Восточно-Азиатский пояс с его Восточно-Сихотэ-Алинским, Охотско-Чукотским и другими звеньями считался уникальным явлением, свойственным лишь Тихоокеанскому поясу. Позже выяснилось большее распространение сходных образований на границах разновозрастных складчатых областей (с некоторой родственностью в развитии [30]) и вокруг стабилизированных массивов.

На примерах магматических образований краевых вулканических поясов Е. К. Устиев [48] выделил вулкано-плутонические ассоциации, которые оказались широко распространенными и в других структурно-формационных зонах складчатых областей в магматических комплексах иного состава. Тщательные

исследования степени родства между интрузивными и вулканическими образованиями выполнили сотрудники Института вулканологии АН СССР О. Н. Вольнец, В. А. Ермаков и др. [22]. Ими установлено существование протяженных магматических систем, включающих ряды магматических фаций от поверхностных вулканических до глубинных интрузивных. К заключению о существовании магматических систем большой вертикальной протяженности (достигающих верхней мантии) пришел несколько раньше И. Н. Говоров [24]. Большой вклад в изучение Охотско-Чукотского пояса внес В. Ф. Белый, выяснивший его зональное строение и установивший петрографические различия в выделенных зонах не только вулканитов, но и гранитоидных пород [3]. Этим исследователем также рассмотрены взаимоотношения между Охотско-Чукотским вулкано-генным поясом и несколько более ранними образованиями Тайгонской «андезитовой геосинклинали» (островной дуги).

Значительную часть вулканитов краевых вулканических поясов составляют игнимбриты и туфолавы, специальным изучением которых занималась И. М. Сперанская [46]. Ею выделены игнимбритовые поля больших и малых объемов. Первые оказались присущи главным образом краевым вулканическим поясам, вторые — андезитовым островным дугам. Л. Ф. Мишин [37], изучавший «игнимбриты» Ульинского прогиба Охотско-Чукотского пояса, пришел к выводу о их преимущественно лавовой природе. «Туфолавы» Востока СССР сходны во многих отношениях с флюидпорфировыми комплексами Казахстана и Алтая, имеющими непосредственное отношение к процессам рудообразования. Это позволяет предположить и на Востоке СССР более тесные связи между «игнимбритами» и рудами, чем это считалось ранее.

О лавовой природе многих «игнимбритов» говорят и наблюдения над «кристаллоигнимбритами», представляющими продукт застывания у поверхности вязкой, пастообразной, уже дегазированной магмы, обогащенной кристаллами. Они описаны как в Охотско-Чукотском поясе [46], так и в неогеновой андезитовой дуге Камчатки, в последнем случае состав их несколько более основной. При подводном извержении кристаллоигнимбритов происходит, наряду с их зеленокаменными изменениями, растрескивание кристаллических вкрапленников. Образующиеся при этом трещины пересекают уже альбитизированные кристаллы плагиоклазов [20]. Это проливает свет на проблему «спилитизации» лав, происходящей, очевидно, еще до излияния богатых водой и щелочами лав на дно морского бассейна.

Единство Тихоокеанского подвижного пояса

как глобальной рудоносной структуры, установленное С. С. Смирновым, подчеркивается сходством Восточно-Азиатского и Западно-Американских вулкано-плутонических поясов. В последних, правда, преобладают плутонические образования, но это объяснимо развитием у американских берегов условий сжатия вследствие западного направления вращения Земли [14]. Концентрическая рудная зональность Тихоокеанского пояса оттенилась также установлением на его периферии почти непрерывной цепи вулканических серных месторождений.

Сопряженность многих рудных месторождений с вулканическими и вулкано-плутоническими образованиями вызвала необходимость палеовулканологического картирования вулкано-генных поясов и классификации вулкано-тектонических структур. Большая работа в этом направлении была проделана Г. М. Фрейдом, А. Б. Игнатевым, В. И. Рыбалко и другими, составившими карту вулкано-тектонических структур южной части советского Дальнего Востока и давшими первые их классификации [52]. Главная особенность этих классификаций — учет роли глубинных разломов и глубоких (до мантийных включительно) магматических продуктов, что не исключает, однако, влияния на составы вулканитов пород «фундамента» геосинклинальных систем. Многочисленные факты, указывающие на это, заставляют внести коррективы в представления Г. С. Горшкова о «сквозьструктурном» характере вулканизма. В случае залегания сиалитических массивов в основании складчатых областей составы их вулканических пород и руд значительно изменяются в сторону большей щелочности и литофильности.

Многочисленными исследователями изучался вещественный состав вулканитов различных поясов, в частности их рудных районов, путем формационного анализа, исследования петрохимических особенностей пород, выявления тонких геохимических различий их состава (С. Е. Апрельков, В. А. Баскина, П. Е. Бевзенко, В. Ф. Белый, И. З. Бурьянова, Е. В. Быковская, В. И. Влодавец, Г. М. Гапеева, Н. Л. Гельман, Е. П. Денисов, Ю. В. Жегалов, С. С. Зимин, Э. П. Изох, Г. В. Ицксон, В. А. Кигаи, Л. Б. Кривицкий, Е. Ф. Малеев, Е. К. Мархинин, А. Ф. Михайлов, Б. А. Марковский, С. И. Набоко, Н. С. Подгорная, Н. И. Полевая, В. Г. Плахотник, Б. И. Пийп, В. К. Ротман, К. Н. Рудич, М. Г. Руб, В. Г. Сахно, А. Е. Святловский, Д. Ф. Семенов, Г. Т. Татаринов, Е. К. Устиев, В. С. Шеймович, Э. Н. Эрлих, В. А. Ярмолюк и др.).

Гидротермальные процессы и их продукты в вулканических районах изучались сотрудниками Всесоюзного института курортологии

[28], Института вулканологии [1, 4, 5, 38, 41, 44 и др.]. ВСЕГЕИ [19 и др.], а также сотрудниками ПГО Камчатгеология и Сахалингеология [2, 26, 39 и др.]. В итоге выяснился преимущественно глубинный источник анионного состава перегретых хлоридо-щелочных терм, дифференциация и метаморфизм которых у поверхности земли приводят к образованию эволюционной цепи вод различного состава: хлоридно-сульфатных, сульфатных, углекислых и др. Выявилась геохимическая специализация различных структурно-формационных зон геосинклиналей и складчатых областей. Так, эвгеосинклинальным прогибам (внешним дугам) свойственны преимущественно хлоридные эксгалакции, андезитовым внутренним дугам — сернистые, краевым вулканическим поясам — фтористые. На смену утверждениям гидрогеологов об экзогенном происхождении общей гидрохимической зональности в слоистой оболочке Земли пришли представления о вероятном формировании этой зональности в результате совместных поверхностных и глубинных процессов [40].

Работы в молодых вулканических областях выявили недоучет многими исследователями значения ранних, постмагматических гидротермальных изменений вулканических пород. Объемы гидротермально измененных (преимущественно метасоматических) пород в некоторых областях современного и недавнего вулканизма оказались по своим масштабам сопоставимы с изменениями, вызванными региональным метаморфизмом [38]. Массивы сольфатарно измененных пород — вторичных кварцитов сернокислотного ряда в неогеновой вулканической зоне Центральной Камчатки — измеряются многими десятками кубических километров. Развита у поверхности «шапка» вторичных кварцитов связана с вскипанием здесь перегретых гидротерм, при котором происходят отделение кислотных газов и ощелачивание остающихся растворов [38]. Поэтому на некоторой глубине вторичные кварциты сменяются пропилитизированными породами, также обычно имеющими большую мощность и нередко содержащими руды металлов. У контактов с интрузиями формируются высокоглиноземные вторичные кварциты, которые могут рассматриваться как близповерхностные аналоги грейзенов [48]. Таким образом, наблюдения в вулканических областях у Тихого океана внесли ясность в давнишнюю дискуссию о генезисе вторичных кварцитов — это, очевидно, полигенные образования, против чего возражал Н. И. Наковник. Соответственно различны и аргиллизитовые продукты, с одной стороны, высокотемпературные, связанные с ранними эксгалакциями, преимущественно галоидных кислот, с другой — относительно низкотемпера-

турные, сольфатарные, обусловленные действием серной кислоты [41].

Выяснение глубинной и латеральной зональности измененных пород, установление пространственной и парагенетической связи между различного типа измененными породами и рудами определенного состава позволили составить карту измененных пород и рудопроявлений Центрально-Камчатской вулканической зоны [49]. В последующем выявилась возможность геологического картирования гидротермально измененных пород как в мелком масштабе (на уровне формаций), так и в крупном (с выделением фаций). По материалам исследований в Ульяновском прогибе Охотско-Чукотского вулканического пояса Л. Ф. Мишин дал методические рекомендации по картированию гидротермально измененных пород параллельно с геологическими съемками [36].

Палеовулканологические исследования пока еще в небольшой мере затронули дно океана и морей. При океанологических работах М. А. Репечкой [42] установлено наличие в донных отложениях Тихого океана и Японского моря слоев аквагенных туфов, возможно связанных с подводными экструзиями кислой субщелочной магмы. И. И. Берсеновым и Б. И. Васильевым изучались донные формы вулканического рельефа и отложения Японского моря и Тихого океана [6]. Исследования подводных вулканов проводились на судне «Вулканолог» сотрудниками Института вулканологии Г. П. Авдейко и др.

О. Г. Борисовым проверена приложимость данных о наземных гидротермах к подводным условиям [21]. Им сделан вывод об отсутствии существенных различий в составах подводных и субаэральных гидротерм и о принципиальном сходстве механизма переноса компонентов к поверхности на суше и на дне морей и океанов. Существенно заключение О. Г. Борисова о возможности отдаленного вулканогенного рудообразования, в чем сомневался Н. М. Страхов.

Интересные соображения об особенностях вулканизма островных дуг и океана высказаны Б. Н. Пискуновым и В. И. Федорченко, систематизировавшими материалы по петрохимии тихоокеанских вулканитов.

Работы в областях молодого вулканизма у Тихого океана способствовали выделению магматогенно-рудных систем. Медно-порфировую или пропилитовую систему, свойственную раннеорогенным образованиям, представляют, например, андезитовые стратовулканы внутренних андезитовых дуг с периферическими магматическими очагами, в пределах которых зонально размещается вертикальный рудный ряд от поверхностных и близповерхностных серных и серноколчедановых залежей до наиболее

лее глубинных медно-порфировых руд [19]. В условиях мелководия над вулканическими зонами этот рудный ряд сжимается в небольшом вертикальном интервале, давая стратиформные залежи руд типа Куроко. Широко распространенная система другого типа связана с раннегеосинклинальными вулкано-плутоническими поднятиями в эвгеосинклинальных трогах. Рудная цепь их включает разнообразные гидротермальные и метасоматические руды на поднятиях и стратиформные колчеданные, колчеданно-полиметаллические и железо-марганцевые рудные залежи в соседних прогибах [17]. Для позднеорогенного этапа типичны блоковые магматогенно-рудные системы, сформировавшиеся при обрушении крупных сводовых поднятий и ограниченные глубинными разломами, чаще падающими навстречу один другому [47].

В качестве индикатора магматогенно-рудных систем можно использовать шлейф туфового флиша, обычно распространяющийся от вулкано-плутонического поднятия. Образование этого флиша связано с периодически проявлявшимися тектоническими импульсами (толчками), сопровождавшимися в условиях растяжения вулканическими вспышками. Такое же происхождение (но при сжатии и отсутствии вулканизма) может иметь и терригенный флиш.

Интересная «рудно-вулканологическая» школа сформировалась в Институте вулканологии АН СССР. Ее родоначальником был М. М. Василевский. Объектами исследований его учеников являются так называемые вулканогенно-рудные центры, выделяемые по геологическим данным с использованием снимков из космоса. В большинстве случаев это «долгоживущие» вулкано-плутонические центры, в пределах которых происходило, а местами происходит и теперь, рудообразование [8]. Реальность их существования доказывается выявлением сходных структур в рудных районах Алтая [56].

Надо заметить, что, вообще, использование установленных в молодых вулканических областях Тихоокеанского пояса закономерностей в других районах Советского Союза обычно оказывалось эффективным. Можно отметить классификацию колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Урала, составленную М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым и Е. П. Шираем с учетом структурно-формационных и металлогенических зон, выделяющихся в молодых «островодужных» геосинклинальных системах Восточной Азии. Классификация эта способствует открытию новых рудных районов и правильной их оценке. Вполне согласуется со структурой молодых тихоокеанских геосинклинальных систем и

металлогеническое районирование, предложенное Г. А. Твалчрелидзе для Средиземноморского складчатого пояса и уже прошедшее испытание временем. Широкое распространение экстрוזий и их большая роль в гидротермальных процессах и рудообразовании, показанные О. Г. и В. Н. Борисовыми в их монографии, посвященной экстрозивному магматизму современных вулканических районов [5], подтвердились в рудных районах Урала, Алтая и других областей Советского Союза.

Подобная сопоставимость геологических процессов и их результатов в значительно удаленных друг от друга областях естественна, если учесть принципиальное сходство процессов в Тихоокеанском и в других складчатых поясах Земли и их относительную синхронность [15]. Молодые притихоокеанские системы в значительной степени могут быть использованы как эталонные при выделении и классификации геосинклиналей [20].

Таким образом, палеовулканологические исследования на Востоке СССР дали результаты, имеющие не только региональный, но и общий интерес. На примерах молодых структур и сравнительно недавно сформировавшихся продуктов многие геологические проблемы получают определенные решения. Это позволяет надеяться на успешное решение здесь и других связанных с палеовулканологическими исследованиями вопросов. Отметим некоторые из этих назревших вопросов, условно подразделив их на проблемные и методические.

## ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Особенности подводного вулканизма. Специфика его еще мало исследована и недостаточно учитывается. Это, прежде всего, широкое развитие ранних вулканических зеленокаменных изменений вулканитов (подводная пропилитизация, часто сопровождающаяся рудами), которые часто ошибочно рассматриваются как результат наложения регионального метаморфизма. Между тем выделение «дометаморфических» пропилитов в древних толщах — ключ к нахождению новых рудных месторождений и районов [21].

К числу дискуссионных вопросов, касающихся подводного вулканизма, относится происхождение подводных плосковершинных вулканов-гигантов. По распространенным представлениям это вулканы с абрадированными вершинами, погруженные на большие глубины. Отсюда делались выводы о значительных недавних опусканиях дна океана. Однако Г. Тазиев доказывает, что плосковершинность — свойство всех подводных вулканов, не зависящее от глубины их формирования.

Благоприятный материал для замещения при гидротермальных процессах рудами представляют гиалокластиты, большие массы которых обычно образуются при подводных извержениях. Эти породы еще мало изучены и трудно диагностируются, особенно некоторые специфические их формы (скрытотрещиноватые, брекчиевидные и др. [20]).

2. *Цикличность вулканических процессов.* При почти общем признании циклически направленного развития геологических процессов, в том числе вулканизма, возражения некоторых авторов против цикличности все же не лишены оснований. Это, прежде всего, действительно наблюдающаяся «пестрота» составов вулканитов на отдельных вулканах и факты нередких одновременных извержений соседними вулканами лав различного состава. Можно предположить следующее объяснение этого. Согласно закону филогении-онтогении (применительно к геологии), геологическое развитие в частных тектоно-магматических циклах повторяет ход развития в общем, более крупном, цикле. При существовании какой-либо общей тенденции развития вулканизма в обширной области таковая проявляется и в истории отдельных вулканов, но, вследствие местных условий, в одних вулканах процесс изменения составов лав протекает быстрее, в других медленнее. Может отставать от общего темпа и начало развития того или иного вулкана. Это, по-видимому, и обуславливает местные отклонения от общей циклической направленности, хотя в суммарном выражении для значительного отрезка времени и большой площади цикличность вулканического процесса выражается достаточно четко. В общем случае цикличность, видимо, обусловлена периодической сменой условий сжатия-растяжения, но этот вопрос еще требует дальнейшей разработки.

Нуждаются в проверке обычные утверждения исследователей о гомодромной последовательности изменений составов лав в вулканических циклах, в частности, при формировании контрастных базальт-липаритовых ассоциаций. Детальные наблюдения сотрудников Института вулканологии над продуктами извержений Карымского вулкана на Камчатке показали, что каждый из циклов его извержений начинался эксплозией с выбросом кислых продуктов, сменявшихся затем основными. Это логично объясняется тем, что разломы, развивающиеся при растяжении, первоначально достигают верхней части периферических магматических очагов с отдифференцированными кислыми продуктами, а затем дают выход более глубинным недифференцированным магмам (возможно из самостоятельного очага). Подобные же соотношения различных лав мо-

гут иметь место и в циклах контрастных ассоциаций. Давно подмечено С. Е. Апрельковым и другими, что кислые вулканические породы, в частности игнимбриты, часто непосредственно перекрываются платобазальтами. Таким образом, в основании циклов контрастных ассоциаций могут лежать не базальты, а липариты. Это согласуется и с общим антидромным характером кайнозойских вулканогенных толщ Тихого океана.

Неясны пока причины «измельчения» циклов контрастных ассоциаций до частого «переслаивания» кислых и базальтовых продуктов. Возможно, что в основе этого явления лежат те же тектонические импульсы, что определяют цикличность туфового флиша.

3. *Гидрохимическая зональность Земли.* Все более распространяющиеся представления о смешанном, экзо-эндогенном происхождении общей гидрохимической зональности Земли влекут за собой предположения о тесных взаимоотношениях поверхностных и глубинных процессов и в более частных геологических явлениях. В пользу этого говорят некоторые факты. Так, устанавливается полигенный характер многих рудных месторождений с влиянием на их образование как внешних, так и внутренних факторов; выявляются тесные пространственные и парагенетические связи между рудными залежами «эндогенного» и «экзогенного» происхождения (например, в стратиформных месторождениях); в казалось бы типичных экзогенных осадочных железных залежах рудный материал часто оказывается мобилизованным при разложении гидротермальными растворами вулканических пород соседних поднятий [17] и т. д. Все это не исключает возможности глубоких связей поверхностных и глубинных процессов даже при соле- и нефтенакоплении.

4. *Взаимоотношения краевых вулканических поясов и островных дуг и их металлогеническая зональность.* Поскольку краевые вулканические пояса развиваются, по крайней мере в некоторых их частях, унаследованно от подводных вулканических обстановок, естественно, что формированию центров континентального вулканизма предшествовали островодужные условия. Островные палеодуги действительно проявляются как в Восточно-Сихотэ-Алинском, так и в Охотско-Чукотском вулканогенных поясах [3]. Кроме того, при обычном последовательном перемещении геосинклинальных структур от континента в сторону океана краевые вулканические пояса, занимающие более тыловое положение в системе, будут накладываться на ранее сформировавшиеся геодантиклиналы островных дуг. Выяснить взаимоотношения этих структурных элементов в каждом отдельном случае важно

в силу перспективности андезитовых толщ островных дуг (особенно их образований, переходных от подводных к континентальным) в отношении колчеданно-полиметаллических руд типа Куроко. Пока существующие представления о металлогенической зональности краевых вулканических поясов противоречивы. Одни исследователи отрицают их рудную продуктивность на участках унаследованного развития. Другие связывают золотую минерализацию поясов с развитием контрастной базальт-липаритовой ассоциации, а оловянную — с андезитовой формацией. Некоторые авторы учитывают возможное совмещение металлогении краевых вулканических и нижележащих островных дуг. Так, специфичность Нижне-Амурского отрезка Восточно-Сихотэ-Алинского пояса Г. М. Бласов и М. И. Ицксон [29] объясняют влиянием островодужных структур, протягивающихся из внутренней зоны Северо-Восточной Японии.

5. *Вулкано-плутонические ассоциации.* Существование вулкано-плутонических ассоциаций в кислых магматических комплексах краевых поясов общепризнано. Неясно, как широко распространен «вулкано-плутонизм» в магматических комплексах среднего, основного и ультраосновного составов. От понимания этого зависит вопрос, насколько правомерно делаемое некоторыми авторами резкое разграничение вулканогенных и плутоногенных рудных месторождений. Если окажется, что вулкано-плутонизм является общей особенностью магматизма, то нередко возникающие споры, относить ли то или иное рудное месторождение к вулканическим или плутоническим, будут лишены основания. В этом случае можно будет рассматривать вулканизм и плутонизм в пределах общих магматических систем, что имеет значительные преимущества.

6. *Глубинная (мантийная) щелочность магматических пород.* При интерпретации петрохимических данных часто не учитывается глубинная щелочность, связанная с дифференциацией вещества верхней мантии. В результате делаются ошибочные заключения, например, о залегании под складчатыми образованиями сиалитического массива. Четкие критерии отличия мантийной щелочности от коровой пока отсутствуют.

7. *Магматогенно-рудные системы.* Разработка этого понятия находится в начальной стадии, и многие касающиеся его вопросы еще ждут своего разрешения. Ввиду обычного содержания пепловых туфов в флишеидных рудных толщах большое значение приобретает разработка приемов диагностики туфов в метаморфических толщах, где они обычно превращены в кварц-альбитовые, серицитохлоритовые и других составов сланцы. Весь-

ма перспективными для понимания систем и выявления в них руд кажутся исследования, касающиеся вулканогенно-рудных центров, кольцевых и купольных вулкано-плутонических структур, палеовулканологии других планет.

## МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

1. *Взаимосвязь «вулканологии» и «палеовулканологии».* Распространенное мнение, что вулканологи изучают вулканические процессы, а палеовулканологи продукты этих процессов, не совсем верно. Вулканологи в равной мере исследуют и процессы, и их продукты. Причем, если в ранней стадии развития советской вулканологии исследования вулканологов ограничивались современными действующими вулканами, а более древние образования условно относились к «фундаменту» вулканов, то теперь эти исследования часто охватывают и более древние потухшие вулканы, вторгаясь таким образом в сферу деятельности палеовулканологов. Следовательно, связи между вулканологией и палеовулканологией тесные и резко разграничить их невозможно. Знакомство исследователей, работающих в областях древнего вулканизма, с современными вулканическими процессами и их продуктами помогает им правильно интерпретировать разрезы вулканогенных толщ, строить обоснованные палеовулканологические карты. С другой стороны, распространение исследований за пределы действующих вулканов позволяет вулканологам лучше понять предысторию современных процессов, делать правильные геологические выводы, т. е. повышает научную ценность работ. Все это обуславливает необходимость тесных рабочих контактов исследователей, работающих в областях современного и древнего вулканизма. В этом отношении практикующиеся сейчас отдельные Всесоюзные вулканологические и палеовулканологические совещания мало оправданы. От этого страдают интересы и вулканологов, и палеовулканологов, теряющих не только время на излишне частые совещания, но и возможность тесного общения друг с другом. Эффективнее и экономичнее было бы собираться совместно для обсуждения наиболее важных вопросов.

2. *Формационный и фацциальный анализы.* При современном массовом применении формационного анализа вулканогенных толщ методика анализа остается еще во многом недоработанной. Все чаще практикуемое выделение формаций исключительно по петрохимическим данным, при всей объективности этого признака, уменьшает значение формационных исследований для практики. На «формационных» картах при этом выделяются, по существу, петро-

химические типы пород (или группы петрохимических типов), а не формации с присущими им структурами, тектоническими особенностями формирования, рудным содержанием. На таких картах отсутствуют, например, такие важные для выяснения перспектив колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения формации, как спилит-диабазовая и кварц-кератофировая. Эти формации, как многокомпонентные образования, исключены из имеющихся классификаций формаций по петрохимическим признакам [25].

Нуждается в уточнении вопрос о взаимоотношениях формационного и фациального анализов. Формационный анализ дает лишь самые приблизительные представления о возможной локализации полезных ископаемых. Уточняет их местонахождение фациальный анализ, который при современной, довольно детальной геологической изученности территории Союза, естественно, должен получить массовое распространение, комбинируясь с формационным анализом. Между тем в некоторых организациях формационный и фациальный анализы идут по параллельным направлениям, не соприкасаясь друг с другом. По-видимому, правы те исследователи, которые вводят в иерархию геологических тел между формациями и породами промежуточный ранг геологических тел — фаций [7 и многие другие]. В таком случае структура формаций будет пониматься как взаимоотношения фаций, что уже само по себе определяет необходимость тесных связей между формационными и фациальными исследованиями.

3. *Классификация вулканогенно-обломочных пород.* Существующие детально разработанные и применимые в районах современного вулканизма классификации вулканогенно-обломочных пород мало пригодны при работах в областях древнего вулканизма. Они слишком сложны. Значительные изменения, нередкий сильный метаморфизм вулканитов затрудняют диагностику вулканогенного материала, что препятствует дробному подразделению пород по его содержанию. На это ранее указывали Г. Ф. Крашенинников и другие авторы. Для массовых палеовулканологических исследований классификации нужно упростить, обратив особое внимание на диагностические признаки вулканогенно-обломочного материала.

К числу других менее существенных пожеланий относятся: разработка способов определения глубины эрозионных срезов рудных полей по составам, степени упорядоченности структуры и изменению кристаллографических форм гидрослюд и других гидротермальных минералов; общий переход на единую (кайнотипную) классификацию вулканических пород; усовершенствование методики геологического картирования вулканических районов с широким развитием гидротермальных пород.

В заключение автор считает нужным извиниться перед исследователями, чьи палеовулканологические работы не отмечены в настоящей статье, несмотря на их, может быть, существенные результаты. Слишком велик стал отряд дальневосточных палеовулканологов и слишком многого они достигли, чтобы итоги их работ можно было вместить в одну статью.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Лаборатории вулканологии, вып. 19.)
2. Аверьянов И. П. Гидротермально измененные породы и условия их образования. Южно-Сахалинск, 1966. (СахКНИИ, вып. 16).
3. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
4. Борисов О. Г. Особенности газо-гидротермальных проявлений на пирокластических потоках. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1965.
5. Борисов О. Г., Борисова В. Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974.
6. Васильев Б. И. Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга — желоб. Автореф. докт. дис. Л., 1980.
7. Варнавский В. Г., Власов Г. М. О структуре и принципах выделения формаций. — В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, 1980.
8. Васильевский М. М. Энергетические классы орбитальных ортогектонических структур Тихоокеанского региона и вопросы металлогении Тихоокеанских окраин. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55.
9. Власов Г. М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1946.
10. Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. Лаборатории вулканологии, вып. 13).
11. Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. — Геол. руд. м-ний, 1965, № 5.
12. Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966.
13. Власов Г. М. О цикличности вулканических процессов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
14. Власов Г. М. Сравнение особенностей вулканоплутонических поясов азиатской и американской частей Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
15. Власов Г. М. Асинхронно ли развивались средиземноморские и западно-тихоокеанские геосинклинали? — Сов. геол., 1976, № 7.
16. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения. — Сов. геол., 1980, № 11.
17. Власов Г. М. Главные типы магматогенно-рудных

систем складчатых областей.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 5.

18. *Власов Г. М., Василевский М. М.* Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте.— *Геохимия*, 1961, № 7.
19. *Власов Г. М., Василевский М. М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964.
20. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
21. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие особенности магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
22. *Вольнец О. Н., Ермаков В. А. и др.* Взаимосвязь разнотипного магматизма. М.: Наука, 1982.
23. Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
24. *Говоров И. Н.* Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980.
25. *Добрецов Н. Л., Добрецов Г. Л.* Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим фаціальным признакам.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972.
26. *Еркин В. М.* К вопросу о генезисе месторождения серы, вторичных кварцитов Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1967. (Тр. Института вулканологии, вып. 24).
27. *Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1946, № 2.
28. *Иванов В. В.* Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны. Автореф. докт. дис. М., 1965.
29. *Ицксон М. И.* Металлогенические зоны Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
30. *Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н. и др.* Восточно-Чукотская вулканическая зона и геотектоническая природа вулканогенных поясов.— *ДАН СССР*, 1974, т. 216, № 4.
31. *Луццкий И. В.* Основы палеовулканологии, т. 1 и 2. М.: Наука, 1971.
32. *Малеев Е. Ф.* Классификация и главные структуры пирокластических пород.— *Сов. геол.*, 1946, № 12.
33. *Малеев Е. Ф.* Вулканы Амурско-Уссурийской низменности.— В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., 1963.
34. *Малеев Е. Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977.
35. *Малеев Е. Ф.* Вулканиды. М.: Недра, 1980.
36. *Мишин Л. Ф.* Гидротермально измененные породы Центральной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— В кн.: Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978.
37. *Мишин Л. Ф.* Породные группы и серии вулканитов краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982.
38. *Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
39. *Никольский В. М.* Вулканические серные месторождения п-ова Камчатка.— В кн.: Материалы по исследованию химического сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1958.
40. *Остапчук В. И.* Тектоника и структурные закономерности локализации золото-серебряного оруденения Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1980.
41. *Пийп Б. И.* Термальные ключи Камчатки. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1973.
42. *Репечка М. А.* Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
43. *Сажно В. Г.* Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976.
44. *Сидоров С. С.* Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1965.
45. *Синюков В. И.* Тектоника Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1982.
46. *Сперанская И. М.* Петрографическая классификация игнимбритов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан, 1966.
47. *Сухов В. И.* Региональные рудно-магматические системы Приамурья.— В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979.
48. *Устигов Е. К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций.— В кн.: Теоретические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969.
49. *Фаворская М. А.* Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., 1956. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7.)
50. *Фрейд Г. М.* Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970.
51. *Фрейд Г. М.* Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972.
52. *Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. и др.* Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.— В кн.: Сихотэ-Алинский пояс и другие структурно-фаціальные зоны Приморского края. Владивосток, 1968.
53. *Хренов П. М., Бухаров А. А., Гориенко И. В.* Металлогения вулканоплутонических поясов негеосинклинального типа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 11. М.: Наука, 1975.
54. *Шило Н. А., Бабкин П. В. и др.* Пространственно-временные закономерности формирования вулканогенных поясов Восточной Азии и особенности их металлогении.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
55. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968.
56. *Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В. и др.* Палеовулканизм и колчеданно-полиметаллические месторождения.— *Вестн. МГУ, серия 4. Геология*, 1982, № 2.



*Е. В. Краснов*

## К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИТИХООКЕАНСКИХ ОБЛАСТЕЙ СССР

В данной статье рассматриваются основные вехи исследований, проведенных в притихоокеанском регионе СССР в области геологического картирования и па-

История планомерного изучения геологического строения притихоокеанских областей СССР насчитывает почти полвека. За этот сравнительно короткий срок усилиями геологов-съемщиков Северо-Востока, Хабаровского и Приморского краев, Амурской, Камчатской и Сахалинской областей удалось не только установить и отобразить на картах различного масштаба распространение, возрастные и структурные особенности докембрийских и фанерозойских толщ, но и расшифровать геологическое строение и этапы формирования многих типов месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых на территории Дальнего Востока СССР.

В последние годы значительные успехи сделаны морскими геологами-дальневосточниками. Их усилиями созданы первые геологические карты Японского, Охотского морей и северо-западной части Тихого океана — подводных возвышенностей Обручева, Шатского, вала Зенкевича, Курило-Камчатского, Япономорского желобов и др. Историю геологических съемок и палеонтолого-стратиграфических исследований в притихоокеанских областях СССР можно разделить на три этапа.

Первый этап охватывает тридцатые годы XX в., когда под руководством С. В. Обручева, Ю. А. Билибина, В. А. Зимина, Л. А. Сняtkова, В. А. Цареградского, Г. П. Воларовича, П. А. Казанского, В. З. Скорохода и других на всей исследуемой территории — от Колымы и Чукотки до южных отрогов Сихотэ-Алиня — проводилось маршрутное обследование, поисковые работы и составлялись первые обзорные мелкомасштабные карты. Собранные ими палеонтологические коллекции обрабатывались высококвалифицированными специалистами, в основном ленинградцами А. Н. Криштофовичем, Д. В. Наливкиным, Л. Б. Рухиным, Б. Б. Чернышовым и другими.

леонтолого-стратиграфического обоснования картируемых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, содержащих остатки ископаемой флоры и фауны.

В связи с промышленной угленосностью и нефтегазоносностью кайнозойских отложений на Сахалине в 1925—1926 гг. сотрудники Геолкома М. М. Пригоровский, А. Н. Криштофович, Н. А. Кудрявцев, С. И. Мионов, П. И. Полевой, Б. М. Штемпель, И. П. Хоменко и другие уточнили геологическое строение и дали оценку перспектив Западного угленосного и Восточного нефтеносного районов. Надугленосная, окобыкайская и нутовская свиты неогена были признаны продуктивными.

В 1931—1935 гг. осуществлялись крупномасштабные съемки Западного угленосного поля и нефтеносных полей Северного Сахалина. Эти работы вели тресты Дальгеолтрест, Сахалинуголь и Сахалиннефть. В 1934 г. С. М. Ткалич обобщил результаты в обзорной геологической карте Северного Сахалина.

Большой вклад в стратиграфию меловых и кайнозойских отложений Сахалина в эти годы вносят Б. М. Штемпель, Г. М. Власов, А. А. Капица, В. В. Медведев и др. И. Б. Плешаков в 1938 г. завершил очерк сравнительной стратиграфии и тектоники кайнозой Сахалина и Камчатки, в котором впервые сделал попытку создать единую для этих двух областей Дальнего Востока стратиграфическую шкалу палеогеновых и неогеновых отложений. Построения И. Б. Плешакова основывались на сопоставлении со шкалой Северной Америки, построенной главным образом на анализе морских моллюсков. В качестве региональной стратиграфической единицы Плешаков выделил группу свит, под которой он понимал отложения одного регионального цикла, обычно отделенного от смежных циклов несогласием. Предложенные им названия фаз складчатости, проявившихся в кайнозой на Сахалине, Камчатке и на Курильских островах, прочно вошли в обиход дальневосточных геологов, хотя

о количестве и синхронности проявлений этих фаз они спорят до сих пор.

Геологические съемки в Хабаровском и Приморском краях и Амурской области в этот период были в основном мелко- и среднemasштабными. Партии, осуществлявшие съемочные работы, располагали небольшими материальными и транспортными средствами, в них не хватало специалистов-геологов. Горных работ почти не проводилось, контакты не вскрывались, методика картирования интрузивных и метаморфических комплексов не была разработана. Биостратиграфическое обоснование возраста, детальное расчленение и корреляция отложений отставали от картирования. Фациальные взаимоотношения часто принимались за возрастные, что вело к неправильному пониманию структуры картируемых районов. Низкая степень изученности магматических образований не способствовала разрешению важных вопросов металлогении и перспективной оценки рудоносности региона. Почти единственным поисковым методом было шлиховое опробование.

Первой серьезной попыткой обобщить материалы по стратиграфии южных районов Дальнего Востока явилась работа В. З. Скорохода «Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока», опубликованная во Владивостоке в 1941 г. В ней автор обобщил все известные до 1940 г. материалы по геологическому строению Приморского края, южной части Амурской области и Хабаровского края примерно до 55° с. ш., дал описание докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. По данным М. Н. Доброхотова и С. А. Музылева по Малому Хингану, В. А. Ярмолюка и В. З. Скорохода по Учуро-Майскому району Хабаровского края была уточнена стратиграфия и осуществлена корреляция докембрийских образований. К работе В. З. Скорохода приложена схематическая геологическая карта южных районов Дальнего Востока м-ба 1:2 500 000.

Второй этап геологического картирования притихоокеанских областей охватывает 40-е и 50-е годы нашего столетия, когда практически вся территория Дальнего Востока была покрыта мелкомасштабной съемкой. Основным объемом геологического картирования выполняли территориальные геологические управления. Наряду со стратиграфами и палеонтологами геологосъемочных экспедиций и партий активное участие в разработке биостратиграфических схем принимали в этот период ведущие специалисты Москвы и Ленинграда Б. С. Соколов, Д. В. Наливкин, А. Д. Миклухо-Маклай, М. А. Ржонсницкая, А. М. Обут, Д. Л. Степанов, Э. А. Максимова и многие другие. Сле-

дует отметить большой вклад палеонтологов Дальстроя Е. Ф. Ефимовой, Ю. Н. Попова, И. И. Тучкова и др. Эта группа в дальнейшем была организована в стратиграфо-палеонтологическую партию, которую в течение 20 лет возглавлял А. А. Николаев. Ее крупной заслугой является издание серии палеонтологических атласов по ряду групп руководящих ископаемых организмов Северо-Востока СССР. Новые материалы, полученные за это время, были положены в основу геологической карты Северо-Востока СССР м-ба 1:2 500 000, изданной в 1956 г.

Геологическое картирование Хабаровского, Приморского краев и Амурской области осуществлялось преимущественно в мелких и средних масштабах. Лишь немногие из карт, составленных до 1951 г., сохранили свое значение до настоящего времени. Событием явилось издание в 1947 г. геологической карты Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:500 000 под редакцией А. А. Леонтовича. Долгие годы она служила целям планирования геологических исследований, проводимых ДВТГУ, ВСЕГЕИ, ВАГТ и другими специализированными организациями. Средне- и крупномасштабные съемки в это время проводились на Сихотэ-Алине и в Верхнебуреинском районе. Съемочные работы лишь в незначительном объеме сопровождались геофизическими исследованиями, радиометрия применялась в ограниченном объеме, спектрометаллометрия и опробование донных осадков также еще не получили должного развития. Тематические работы, охватывающие вопросы биостратиграфии, вели в это время ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, ГИХС, ДВ филиал СО АН СССР, ДВТГУ и другие учреждения. Предпринимались попытки оценить перспективы соленосности Дальнего Востока, восстановить историю развития этого региона в четвертичное время. Возраст картируемых отложений из-за редких находок остатков фауны и флоры (за исключением угленосных толщ) зачастую определялся условно, свиты по простираю не прослеживались. Методика картирования интрузий была весьма несовершенной, элементы протектоники не фиксировались, не изучались экзо- и эндоконтакты интрузивных тел, фации и фазы их формирования.

Вследствие отмеченных недостатков магматизм и металлогения региона оставались слабо изученными. Однако с переходом к составлению Государственной геологической карты СССР стали все шире применяться новые методы картирования и поисков полезных ископаемых: дешифрирование аэрофотоснимков, аэровизуальные облеты исследуемых территорий и др. Стремительно возросли объемы шлихового опробования, горных работ, тематических био-

стратиграфических исследований и др. Все это благотворно сказалось на качестве геологосъемочных и поисковых работ, привело к открытию ряда новых рудных районов и месторождений полезных ископаемых в самых различных частях Дальнего Востока.

Исследования Л. И. Красного, А. П. Глушкова, В. К. Елисейевой, К. М. Худолея, Е. А. Модзалевской, Б. М. Келлера, Е. Б. Бельтенева и других во многом способствовали уточнению схем стратиграфии докембрия и фанерозоя Монголо-Охотской складчатой области, Сихотэ-Алиня, Малого Хингана, Верхнебурейнского и других районов.

В Приморском крае в первые годы после Великой Отечественной войны резко возрос объем геологических съемок различного масштаба. Комплексные съемки мелкого и среднего масштаба здесь проводили экспедиции ВСЕГЕИ под руководством Н. А. Беляевского (с 1947 г.), Четвертого геологического управления, Всесоюзного аэрогеологического треста под руководством С. А. Музылева и Н. В. Иванова (с 1949 г.), треста Дальметаллгеология и ДВТГУ. В этот период здесь работали В. А. Ярмолюк, Л. Б. Кривицкий, К. М. Худолей, А. И. Жамойда, О. К. Чедия, И. И. Берсенев, Ю. Я. Громов, В. В. Медведев, Л. А. Неволин, Б. И. Васильев и другие геологи-съемщики.

В Спасском районе в 1948 г. А. Ф. Калмыков и А. М. Тушина впервые выделили докембрийские, кембрийские и девонские отложения. В. П. Солоненко расчленил докембрийский комплекс, вскрывающийся в бассейне р. Уссури. Весьма детально был исследован верхнепалеозойский комплекс отложений Д. Ф. Масленниковым, А. Ф. Калмыковым, А. М. Тушиной, Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой. Значительный интерес представляют схемы стратиграфии триасовых отложений Южного Приморья, предложенные в 1947 г. Л. Д. Кипарисовой. Г. М. Власов в 1949 г. расчленил меловые и кайнозойские отложения на отделы и ярусы. Стратиграфию четвертичных отложений изучал И. И. Берсенев (1949, 1950 гг.), подразделивший рыхлые образования на древнечетвертичные и современные.

К 1951 г. свыше 90% территории Приморья было заснято в мелком и среднем масштабе. В 1951—1955 гг. крупномасштабное картирование продолжалось в Ольгинском, Дальнегорском и Вознесенском районах. В геологической карте м-ба 1 : 500 000 под редакцией Н. А. Беляевского (1954 г.) подведены итоги всех предшествующих геологических съемок, на ее основе предложена новая схема тектонического районирования Сихотэ-Алиня. Л. Д. Кипарисова заканчивает работу по составлению «Полевого атласа характерных комплексов флоры

и фауны триасовых отложений Приморского края». Н. А. Лебедева подробно рассмотрела стратиграфию неоген-четвертичных отложений бассейна р. Уссури и показала, что эпохи образования россыпей совпадают с эпохами поднятий района.

Большой вклад в дальнейшую разработку стратиграфии мела и кайнозоя Сахалина внесли А. Н. Криптофович, Н. А. Волошинова, Е. М. Смехов и др. Геологосъемочные работы были сосредоточены в основном в северо-восточной и южной частях Сахалина на площадях, перспективных на нефть, природный газ и уголь. К 1956 г. практически вся территория острова была покрыта геологическим картированием, преимущественно среднемасштабным. Широкое применение при этом находят шлиховое и металлотрическое опробование, радиометрия. К концу рассматриваемого периода весь Сахалин был охвачен наземной магнитометрической и аэромагнитными съемками. Крупномасштабное картирование осуществляется с целью поисков и изучения структур, благоприятных для скопления нефти и газа.

В процессе съемок детализируются представления об объеме нефтегазовосных свит, некоторые из них расчленяются на толщи, горизонты или ритмопачки. Другое направление крупномасштабных съемок было связано с поисками угленосных отложений в Синегорском, Макаровском и Поронайском районах.

Биостратиграфические и литологофациальные исследования на Сахалине в этот период вели А. А. Капица, В. Н. Верещагин, Л. С. Жидкова, Б. А. Сальников, Т. Г. Калишевич и др.

Третий этап биостратиграфических исследований и геокартирования на советском Дальнем Востоке охватывает конец 50-х — начало 80-х годов XX в. Он ознаменовался завершением среднемасштабных съемок на всей территории региона. На Северо-Востоке СССР в это большой вклад внесли О. Н. Амиров, Б. И. Мальков, В. М. Мерзляков, Б. В. Пепеляев, Р. Б. Умитбаев, В. А. Ян-Жин-Шин и др. Их исследования легли в основу легенд среднемасштабных геологических карт, составление которых значительно расширило возможности прогнозирования и повысило эффективность поисковых и разведочных работ на золото, олово и другие полезные ископаемые. Биостратиграфические исследования в этот период проводили сотрудники Северо-Восточного территориального геологического управления Б. М. Бычков, В. Г. Ганелин, А. А. Николаев, М. М. Орадовская, К. В. Паракедов и др. В начале 60-х гг. по инициативе Н. А. Шило была создана лаборатория палеонтологии и стратиграфии Северо-Восточного комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР, в которой

стратиграфическими проблемами занимались З. В. Кошелкина, К. В. Симаков, А. И. Афицкий, Л. В. Милова, В. П. Похиалайнен и др. Наряду с местными специалистами в разработке стратиграфических схем участвовали палеонтологи Москвы (В. А. Комар, Х. С. Розман, М. Н. Чугаева и др.), Ленинграда (М. А. Ржонсницкая, Р. Ф. Соболевская, В. И. Устрицкий), Новосибирска (В. Н. Дубатов, А. М. Обут, О. В. Юферев и др.), Якутска (Б. С. Абрамов, В. Н. Андрианов, К. Б. Хайзникова) и других городов Союза.

В практику геологической съемки прочно входят методы определения радиометрического возраста магматических и метаморфических комплексов. Большой вклад в развитие методов геохронологии внесли работы И. А. Загзузиной (СВКНИИ).

В Хабаровском крае и Амурской области, начиная с 1961 г., наряду со среднемасштабным широко развивается крупномасштабное картирование.

Наиболее полные обобщающие работы по стратиграфии верхнего протерозоя Юдомо-Майского прогиба были выполнены в этот период С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком. Эвгеосинклинальные отложения хр. Джагды изучали Г. В. Беляева, А. К. Егоров, Г. Л. Кириллова, М. Т. Турбин, Э. Л. Школьник и др. Миогесосинклинальный комплекс протерозоя Малого Хингана исследовали С. А. Музылев, Л. В. Эйриш, М. С. Марков и др.

Первые палеонтолого-стратиграфические монографии, опубликованные после Великой Октябрьской социалистической революции, принадлежат перу А. Н. Криштофовича, исследовавшего неогеновые флоры Уссурийского края и Камчатки. Монографическое изучение различных групп ископаемых организмов было проведено также Б. М. Штемпелем, В. Н. Яковлевым, В. С. Слодкевичем, А. Г. Володиным, В. П. Масловым, Г. Я. Крымгольцем, И. В. Палибиным. В первые годы после Великой Отечественной войны монографические исследования Л. Д. Кипарисовой, С. А. Музылева, В. К. Лихарева, Л. А. Криштофович, А. П. Ильиной, Н. С. Воронца и других способствовали успешному завершению мелко- и среднемасштабного геологического картирования в регионе.

Необходимость детализации стратиграфических шкал как основы крупномасштабных съемок привела в последние 10—15 лет к значительному расширению масштабов изучения остатков древних фаун и флор из опорных разрезов. Крупными достижениями в области биостратиграфии кембрия и докембрия явились монография И. Г. Шаповаловой «Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба»

(1974 г.), работы Г. В. Беляевой с соавторами «Кембрийская фауна и флора хребта Джагды» (1975 г.), О. Г. Окуновой и Л. Н. Репиной «Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья» (1973 г.). По ордовику и силуру Северо-Востока СССР наибольшее значение в 70-е — 80-е годы имеют труды М. Н. Чугаевой, М. М. Орадовской, А. А. Николаева, А. М. Обута, Р. Ф. Соболевской; по девону — Р. Е. Алексеевой, М. А. Ржонсницкой, К. В. Симакова, Э. А. Максимовой, Г. Р. Шишкиной; по карбону и перми — Г. В. Ганелина, Ю. И. Оноприенко, Т. В. Романчук, Г. В. Котляр, А. П. Никитиной, А. В. Киселевой, В. Г. Зиминной; по триасу — Л. Д. Кипарисовой, А. И. Жамоиды, Ю. Д. Захарова, Л. В. Миловой, Ю. М. Бычкова; по юре — И. И. Сей, Е. Д. Калачевой, З. В. Кошелкиной, И. В. Коноваловой, Е. В. Краснова; по мелу — В. Н. Верещагина, В. П. Похиалайнена, Э. Н. Поярковой, В. П. Коновалова, В. А. Красилова, О. В. Шугаевской, В. С. Маркевич, А. Г. Аблаева; по палеогену — неогену — Л. С. Жидковой, В. О. Савицкого, Ю. Б. Гладенкова, В. Синельниковой, Л. И. Фотьяновой, М. Д. Болотниковой, М. Я. Серовой, Л. М. Долматовой, А. И. Моисеевой, Н. А. Волошиновой, Б. А. Сальникова; по четвертичным отложениям — О. М. Петрова, А. П. Жузе, Х. М. Саидовой, Т. С. Троицкой, О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцева, В. С. Пушкаря, Г. А. Евсева.

В последние годы растет число монографий по теоретическим проблемам палеонтологии и биостратиграфии. Монографии В. А. Красилова «Палеоэкология наземных растений» (1972 г.) и «Эволюция и биостратиграфия» (1977 г.) относятся к наиболее значительным теоретическим достижениям дальневосточной палеонтологии и биостратиграфии. В 1979 г. Ю. С. Салин выступил с исключительно необычной книгой «Конструктивная стратиграфия».

Стало традицией проведение периодических межведомственных стратиграфических совещаний, в ходе которых подводятся итоги исследований и утверждаются стратиграфические схемы всех исследованных систем и районов.

Первое Дальневосточное Межведомственное стратиграфическое совещание состоялось в 1956 г., второе — в 1965 г., третье — в 1978 г. По Северо-Востоку СССР такие же совещания проведены в 1957 г. и 1974—1975 гг., а по Сахалинской и Камчатской областям — в 1959, 1966 и 1974 гг. Материалы совещаний публикуются в серии Сборников по проблемам биостратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока, а также в виде решений по системам.

Обширные новые данные, накопленные в регионе за последние 10—15 лет, позволили су-

щественно уточнить и детализировать схемы расчленения докембрия и фанерозоя. Для ряда систем появилась возможность выделить не только ярусы, но и горизонты, зоны, лоны (провинциальные зоны), слои с фауной и флорой. Так, по нижнему докембрию Третьим Дальневосточным стратиграфическим совещанием принята рабочая схема для 16 структурно-фациальных зон. В корреляционной схеме верхнего докембрия для юго-восточной части Сибирской платформы и Юдомо-Майского прогиба четырехчленное деление рифея (включая венд) обосновано изучением комплексов строматолитов и микрофитолитов. По археоциатам, трилобитам и водорослям детально расчленены кембрийские отложения Приморья, Хабаровского края и Амурской области. Для девона, карбона и перми разработаны унифицированные и корреляционные схемы Хабаровского и Приморского краев, Амурской области и Северо-Востока. Созданы единые для Дальнего Востока схемы стратиграфии триасовых, палеогеновых и неогеновых отложений. Корреляционные схемы юрской системы для Хабаровского края и Амурской области созданы по 24 структурно-фациальным зонам и для Южного Приморья — по 7 зонам.

По инициативе ДВНЦ АН СССР в 1973 г. в Хабаровске состоялся международный симпозиум «Берингийская суша и ее значение для развития гларктических флор и фаун в кайнозое» (труды опубликованы в 1976 г.). В 1978 г. Владивосток стал местом встречи участников первого всесоюзного совещания «Экосистемы в стратиграфии» (материалы изданы в 1980 г.).

Крупнейшим событием в научной жизни советского Дальнего Востока стал XIV Тихоокеанский научный конгресс (Хабаровск, август 1979 г.).

Проблемам стратиграфии и палеобиогеографии докембрия и фанерозоя Тихоокеанского кольца на этом конгрессе была посвящена ра-

бота секции В III, которую возглавили академики Б. С. Соколов, В. В. Меннер, чл. кор. АН СССР В. Н. Сакс. В рамках секции были проведены симпозиумы: «Экостратиграфия и границы стратиграфических систем», «Опорные разрезы миоцена и плиоцена Пацифики», «Плейстоцен». Открытию конгресса предшествовали стратиграфические экскурсии с целью ознакомления с типичными разрезами Омуревских гор, р. Омолон, низовьев р. Колыма и Сахалина. По степени палеонтологической изученности все представленные конгрессу разрезы были охарактеризованы его участниками из США, Японии и других стран как эталонные для Тихоокеанского бассейна, а разрез пограничных отложений ордовика и силура в Омуревских горах (по руч. Мирному и р. Ина) — как основной «претендент» на международный стандарт границы ордовикской и силурийской систем. Также уникальным и претендующим на роль международного стратотипа границы между девонской и каменноугольной системами признан разрез по руч. Перевальному в бассейне р. Омолон.

В институтах Дальневосточного научного центра АН СССР и в территориальных организациях Министерства геологии РСФСР на Дальнем Востоке в настоящее время трудятся более 250 палеонтологов-биостратиграфов, около 80 из них — кандидаты и доктора наук. Палеонтолого-стратиграфические лаборатории созданы во Владивостоке, Хабаровске, Благовещенске, Южно-Сахалинске и в других городах Дальнего Востока, но наиболее крупные коллективы функционируют в Магадане.

При Президиуме ДВНЦ АН СССР вот уже пять лет успешно работает специализированный совет по защитах кандидатских диссертаций в области палеонтологии и стратиграфии. Во Владивостоке действуют Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия Востока СССР и отделение Всесоюзного палеонтологического общества.

Н. А. Шило

**О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ**

Существующие гипотезы происхождения Солнечной системы не могут объяснить особенностей строения Солнечной системы, физического и химического состава ее отдельных элементов, распределения момента количества движения и масс между Солнцем, планетами и их спутниками. В статье предложена новая гипотеза. Она основывается на том, что в природе широко распространены спиралевидные движения вещества; в спиралах развиваются турбулентные процессы, приводящие к образованию ядер спиралей. Предполагается, что в одном из рукавов Галактики возникла протосолнечная спираль первого порядка, вращавшаяся против часовой стрелки. На ветвях этой спирали, в зависимости от скапливающихся масс горячего вещества, возникали спирали второго порядка, в ядрах которых сформировались планеты. Турбулент-

ные движения на ветвях спиралей второго порядка приводили к образованию спиралей третьего порядка — их ядра стали спутниками планет. Согласно этой гипотезе Солнечная система образовалась в две стадии. В первой стадии, длившейся несколько миллиардов лет, развивалась протосолнечная спираль первого порядка, на ветвях которой возникли протопланетные и протоспутниковые спирали. Во второй стадии (7—8 млрд. лет тому назад), после энергетического ослабления спиралей, произошел их распад и возникли кольцевые структуры, более выгодные в энергетическом отношении, — круговые орбиты планет и их спутников. Так как развитие спиралей всех трех порядков происходило в одной плоскости и в едином гравитационном и магнитном полях, то это и определило геометрически согласованное движение всех элементов Солнечной системы.

**ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ**

Вероятно, не потребуется сложных доказательств того, что дифференциация вещества, слагающего нашу планету, а следовательно, и образование всех ее сфер, могут быть различными в зависимости от происхождения Земли. В решении этой проблемы существуют две альтернативы: первая из них основывается на том, что Земля произошла из холодного допланетного вещества с последующим его разогревом за счет гравитационного уплотнения и превращения энергии сжатия в тепловую, а также распада радиоактивных элементов; основанием второй является гипотеза образования Земли из раскаленного до плазменного состояния протопланетного вещества, тепловая и кинетическая энергия которого определила внутрисферное расслоение с последующей более глубокой дифференциацией его под воздействием эволюции гравитационного и магнитного полей. Из этого не исключается теплота и радиоактивных элементов.

В зависимости от принятой гипотезы должны по-разному решаться и проблемы геологии, в особенности те из них, которые относятся к глобальным тектоническим процессам, магматизму и даже имеющим более частный характер, скажем, таким, как рудообразование или эволюция биосферы. В поисках путей правильного решения как названных проблем,

так и многих других, возникла настоятельная необходимость рассмотреть механизм образования Солнечной системы с учетом, так сказать, геологической идеологии. Ниже излагаются соответствующие соображения по этому поводу.

**КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВЗГЛЯДОВ  
НА ОБРАЗОВАНИЕ СОЛНЕЧНОЙ  
СИСТЕМЫ**

Как известно, первая попытка научного представления о естественном происхождении Солнечной системы была предпринята Р. Декартом в середине XVII в. Тогда он выдвинул умозрительную гипотезу «вихрей», в соответствии с которой вся вселенная с момента «творения» состояла из разряженной материи, хаотически существующей в пространстве и находящейся в едином круговращательном, вихреобразном движении. Совокупность этих движений постепенно привела к концентрации материи и образованию Земли и неба со всеми видимыми на нем телами. В то время наука находилась на таком уровне, что Р. Декарт не смог пойти дальше умозрительных соображений, которые, правда (как будет дальше показано), были близки к наиболее приемлемой схеме, основывающейся на современных достижениях естествознания.

Прошел целый век, прежде чем в 1749 г. появилась гипотеза Ж. Бюфона, который рассматривал образование планет с механистических позиций, связывая их возникновение с солнечным веществом, вырванным из недр светила ударом гигантской кометы. Представления Ж. Бюфона послужили началом создания большого количества подобных «катастрофических» гипотез. Однако идеи эволюции уже тогда витали в воздухе и не могли не затронуть проблем космогонии. Поэтому «катастрофическим» взглядам противопоставлялись эволюционистские, на основе которых развивался другой ряд гипотез образования Солнечной системы. В них образование Солнца и планет рассматривалось как результат единого и постепенного процесса конденсации разреженной материи, происходящего под действием сил притяжения и отталкивания, связанных с гравитационным, электрическим, магнитным и другими видами взаимодействия материальных частиц или тел. Первыми в этом ряду были гипотезы И. Канта (1755 г.) и П. Лапласа (1796 г.), разработанные на основе уже тогда получившей развитие точной науки — небесной механики. И. Кант, по выражению Ф. Энгельса, первый пробивший брешь во вселенную, считал, что Солнечная система, как и многие другие небесные сложные образования, возникла в результате закономерного сгущения и уплотнения материи до туманности рассеянных твердых частиц различной плотности и размера, которая затем послужила началом образования центрального и других сгущений с вращательными движениями, по мере развития упорядочившими систему.

По П. Лапласу, Солнечная система образовалась из огромной газовой туманности. По мере сжатия скорость ее вращения увеличивалась и в результате наступали моменты, когда центробежные силы, действующие на ее верхние слои, превосходили силы притяжения. В каждый такой момент от туманности отрывались кольца все более плотного газа, которые постепенно превращались в очередную планету. Подобным образом вокруг планет формировались и спутники.

Однако по мере развития науки, использования в астрономии достижений физики, накопления фактического материала о Солнечной системе появлялось все больше данных, которые не удавалось объяснить в рамках эволюционистских гипотез. И как часто бывает, выход из глухих тупиков проще было находить в конструировании самых разнообразных субъективных схем уникальных космических катастроф, чем искать единственный закономерный путь, по которому шло действительно образование Солнечной системы. Поэтому в первой половине текущего столетия преобла-

дали «катастрофические» гипотезы. Среди них наибольшей популярностью пользовались гипотезы Мультона — Чемберлина, Дж. Джинса, Г. Джеффриса, Ф. Хойла. Поскольку все они основываются на исключительном стечении обстоятельств в космосе, а не на закономерном развитии вселенной и, в частности, Галактики, то эти гипотезы в эпоху, когда естествознание уже решало многие проблемы, опираясь на диалектический материализм, быстро теряли свое значение, и в наше время не принимаются учеными всерьез. Кроме того, продолжавшимися исследованиями было выяснено, что попытки связать образование планет с веществом Солнца, опираясь на представления «катастрофистов», противоречили законам небесной механики и не могли объяснить огромной разницы в распределении масс и момента количества движения между центральным светилом и планетами.

Стремясь преодолеть эти трудности, академик О. Ю. Шмидт (1944 г.) выступил с новой гипотезой, согласно которой Солнце и планеты произошли в разное время и из разного вещества. Сейчас многие ученые, особенно геологи, при решении большинства проблем глобальных и относящихся к планетологии вообще, придерживаются этой гипотезы, считая, что все планеты — от Меркурия до Плутона — образовались из холодного газопылевого облака, захваченного Солнцем из межзвездного пространства.

Однако вскоре становилось очевидным, что гипотеза О. Ю. Шмидта, относящаяся опять-таки к исключительным или случайным явлениям, выделяет Солнечную систему в класс крайне редких космических образований, что не согласовывалось со складывавшимися тогда представлениями об эволюционном развитии Галактики. Кроме того, она не смогла объяснить различный характер и общие особенности состава вещества внутренних планет земной группы и внешних планет-гигантов, состава газовых оболочек планет, термического режима их внутренних сфер и вулканической деятельности, причину появления магнитных полей. Гипотеза О. Ю. Шмидта столкнулась с большими трудностями и в объяснении положения планет в Солнечной системе, согласованности их движения с направлением вращения Солнца почти по круговым орбитам, распределения спутников между планетами. Она не удовлетворяла также и другим дополнительным условиям; дело в том, что попавшее в поле тяготения Солнца пылевидное холодное облако должно было обладать (поскольку оно пришло из другой области небесной сферы) собственной орбитой, вероятнее всего, имевшей эллиптическую форму с эксцентриситетом, приближающимся к единице. Переход облака

на круговую орбиту не может быть объяснен законами небесной механики. Концентрация вещества из облака в планеты потребовала бы энергетической и динамической перестройки всех составляющих его частиц с затратой огромного количества энергии за счет неизвестного источника; равенство момента количества движения между Солнцем и планетами в пользу последних являлось для шмидтовской гипотезы также непреодолимым барьером при объяснении формирования общей системы с согласованными движениями Солнца, планет и спутников.

Как это очевидно, гипотеза планетообразования, основанная на случайном стечении обстоятельств, не учитывает равновесного состояния в гравитационном поле сил притяжения и отталкивания. Не снимают этих трудностей, а поэтому не решают проблему образования планет Солнечной системы и исследования Л. Э. Гурвича и А. И. Лебединского, подправивших гипотезу, но по сути сохранивших идею захвата Солнцем газово-пылевого облака из межзвездного пространства, за счет которого, как они считают, образовались планеты только лишь внешней группы.

Создавшаяся в планетологии ситуация вынуждает вести поиски новых моделей образования Солнечной системы. В связи с этим появились попытки возродить на современном уровне гипотезу П. Лапласа, в частности, А. Прентисом (Австралия) и А. Камероном (США). Их работы хотя и представляют определенный интерес, но также не устранили многих трудностей при объяснении фактических данных о Солнечной системе; они не могут использоваться в качестве исходной позиции или основы при решении различных геологических вопросов.

## НЕКОТОРЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Аналитическое рассмотрение данных о планетах и их спутниках показывает: как у планет земной группы, так и у внешних планет отсутствует корреляция между массой и плотностью. Так, например, Меркурий, который легче Земли в 17 раз, имеет плотность, почти равную земной; у Венеры плотность и масса составляют около 0,8 земной, а у Марса при массе в 9 раз меньшей земной плотность лишь на 28% меньше плотности нашей планеты. Еще больший разброс этих параметров наблюдается у планет-гигантов: при огромных массах они значительно уступают по плотности планетам земной группы; например, масса Юпитера превышает земную в 310 раз, а его плотность составляет 24% земной; у Сатурна

масса в 95 раз больше земной, а плотность составляет лишь 12% плотности Земли; у Урана и Нептуна последний параметр возрастает, а у Плутона, возможно, даже превосходит величину, характерную для планет земной группы. Таким образом, налицо явное нарушение принципа прямой пропорциональности масс тем силам притяжения, которые должны были обеспечивать «вычерпывание» вещества планетозималиями — «зародышами» планет — из дисперсного холодного облака. Из этого следует что гипотеза О. Ю. Шмидта никак не объясняет этого парадокса.

Вместе с тем, несмотря на такой разброс масс и плотностей, бросается в глаза не столько различие, сколько сходство состава планет, их спутников и Солнца, а также астероидов и комет. Так, у планет земной группы хотя и преобладают сравнительно тяжелые элементы — железо, кремний, магний (алюминий), но в целом при переходе от Меркурия к Марсу заметно возрастает роль водорода, правда, преимущественно в соединении с кислородом. На Земле — это мощная гидросфера, по-видимому, вода играет некоторую роль и на Марсе, и, несомненно, в прошлом, 50—100 млн. лет тому назад, она была активной преобразующей его поверхность силой. Во внешней группе планет железа и кремния, по-видимому, меньше, замечен некоторый дефицит кислорода, в твердом веществе и особенно в газовых оболочках преобладают соединения водорода с азотом и углеродом. По всем данным, планеты-гиганты Солнечной системы обогащены водородом и гелием, хотя исключение из этого общего правила составляет Плутон.

Поскольку сведения о внутренних сферах планет, не исключая и Землю, достаточно условны и выведены по косвенным признакам, которые, несомненно, не могут учитывать неодинаковую эволюцию Солнца, планет и спутников, в какой-то степени оправдавшую эти различия вследствие неодинаковых масс, то предпочтительнее принимать во внимание лишь элементы, зафиксированные прямым экспериментом. Величины масс и плотностей более достоверны, чем данные о химическом составе, так что именно эти параметры предпочтительнее учитывать при построении моделей Солнечной системы. В первую очередь обращает на себя внимание характер движения планет вокруг Солнца; они обращаются, как это известно, по орбитам, лежащим почти в одной плоскости с экваториальной плоскостью Солнца. Средняя скорость их движения в строгом соответствии с законами механики убывает по мере удаления планет от центрального светила; в связи с этим представляется очень важным изменение скорости вращения планет вокруг собственных осей. У Меркурия и Вене-



Таблица основных характеристик Солнца и планет

Параметр	Солнце	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Среднее расстояние от Солнца (астрономические единицы)	0	0,387	0,723	1,00	1,524	5,203	9,539	19,18	30,06	39,75
Расстояние между планетами (а. е.)	0,387	0,336	0,277	0,524	3,679	4,336	9,641	10,88	9,69	
Период обращения (лет)	—	0,241	0,616	1	1,881	11,86	29,46	84,01	164,8	247,7
Период вращения (сут.)	27—32	59	243	1,00	1,03	0,411	0,426	0,459	0,668	6,38
Орбитальная скорость (км/с)	0	47,9	35	29,8	24,1	13,1	9,6	6,8	5,4	4,7
Масса (Земля-1)	333 000	0,055	0,815	1	0,108	317,82	95,28	14,56	17,28	0,11
Плотность (г/см <sup>3</sup> )	1,41	5,59	5,22	5,52	3,97	1,30	0,71	1,47	2,27	4,0(?)
Сила тяжести (Земля-1)	28	0,37	0,88	1,00	0,38	2,64	1,15	1,17	1,18	?
Скорость убегания (км/с)		4,3	10,2	11,2	5,1	60,0	36,0	21,0	23,0	?
Момент количества движения:										
удельный (Земля-1)		0,61	0,85	1,00	1,23	2,28	3,08	4,38	5,45	5,10
полный (Земля-1)		0,03	0,69	1,00	0,13	725	294	64,0	95,0	?
Количество спутников		0	0	1	2	14	15	5	2	1

ры она очень мала, что вызвано, очевидно, приливным затормаживающим действием Солнца. У Земли и Марса она практически одинакова, у планет-гигантов — тоже, хотя и вдвое меньше земной. Подобные колебания скоростей вращения планет вокруг своих осей прежде всего можно было бы объяснить тем, что планеты внутренней и внешней групп формировались в различных динамических и энергетических условиях.

Если внимательно проанализировать приведенные в таблице данные, то можно сделать вывод о том, что положение орбит и соответствующие им орбитальные скорости вращения планет вокруг осей определялись энергией их образования, причем не только механической, выраженной моментом количества движения, но, несомненно, и термической, как бы накладывавшейся на первую.

Не менее важные выводы можно получить при аналитическом рассмотрении параметров спутников планет. Как известно, 29 из них обращаются в том же направлении, что планеты и Солнце. Из 10 спутников, вращающихся в «обратном» направлении, четыре согласуют свое движение с направлением вращения планеты Уран, чья ось наклонена почти под прямым углом к плоскости эклиптики (98°), — обстоятельство, не находящее объяснения в закономерном развитии Солнечной системы и, видимо, вызванное какой-то случайной причиной. Следовательно, только 6 спутников из 39 имеют направление движения, обратное движению своих планет.

Разумеется, за весь период эволюции Солнечной системы первоначальная схема обра-

щения планет в какой-то мере могла претерпеть изменения, но они в целом не нарушили принципа круговых орбит (или близких к ним по форме), по которым планеты вращаются вокруг Солнца, а спутники — вокруг планет, образуя систему движущихся тел, лежащую в экваториальной плоскости Солнца. Возможно, что скорости движения планет по траекториям стали иными; это могло произойти из-за деформации орбит под влиянием взаимного притяжения или воздействия спутников на прецессию планет. Так, Луна влияет на прецессионное движение Земли в 2 раза сильнее Солнца, спутники Сатурна действуют на его прецессию уже в 3 раза сильнее центрального светила и т. д.

Весьма важным показателем динамики планет является момент количества движения. Несогласованное распределение именно этого показателя между планетами и Солнцем с их массами заставило О. Ю. Шмидта предположить образование планет из захваченного облака холодного вещества. В самом деле, от Меркурия до Плутона удельный момент нарастает более или менее плавно. А вот полный момент количества движения вначале растет, затем резко снижается у Марса и лишь после него стремительно нарастает. У Юпитера полный момент больше, чем у Марса, в 7 тыс. раз, у Сатурна — в 3 тыс. раз. Дальше этот параметр снижается, но неравномерно. Создается впечатление, что его распределение между планетами связано какой-то общей матрицей, контролирующей энергетическую совокупность в целом, и в то же время каждая планета обладает индивидуальным моментом количества

движения. Эта чрезвычайно важная тенденция, я бы сказал, двойственная природа момента количества движения, как будет показано дальше, находит объяснение в процессе образования Солнечной системы.

Такие параметры, как ускорение силы тяжести и скорость убегания на поверхности каждой планеты, также, по-видимому, подчинены единому закону распределения. Анализ всех приведенных данных приводит к выводу о том, что Солнце вместе с планетами и их спутниками представляет собой единую космическую систему, обладающую внутренней геометрической и физической согласованностью в составе вещества отдельных ее тел, с закономерным распределением в виде тяжелых и легких элементов между Солнцем и планетами, с одной стороны, и между внутренними и внешними планетами и их спутниками — с другой.

## МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Итак, аналитическое рассмотрение параметров Солнца, планет и спутников позволяет заключить: они возникли из энергетически изолированной от других звезд. Такой системой могло быть горячее спиралевидное облако, которое превышало в диаметре современную Солнечную систему и вращалось против часовой стрелки. Оно, в свою очередь, могло возникнуть в рукаве Галактики в условиях сжатия, неустойчивости и развития сильных газовых вихрей.

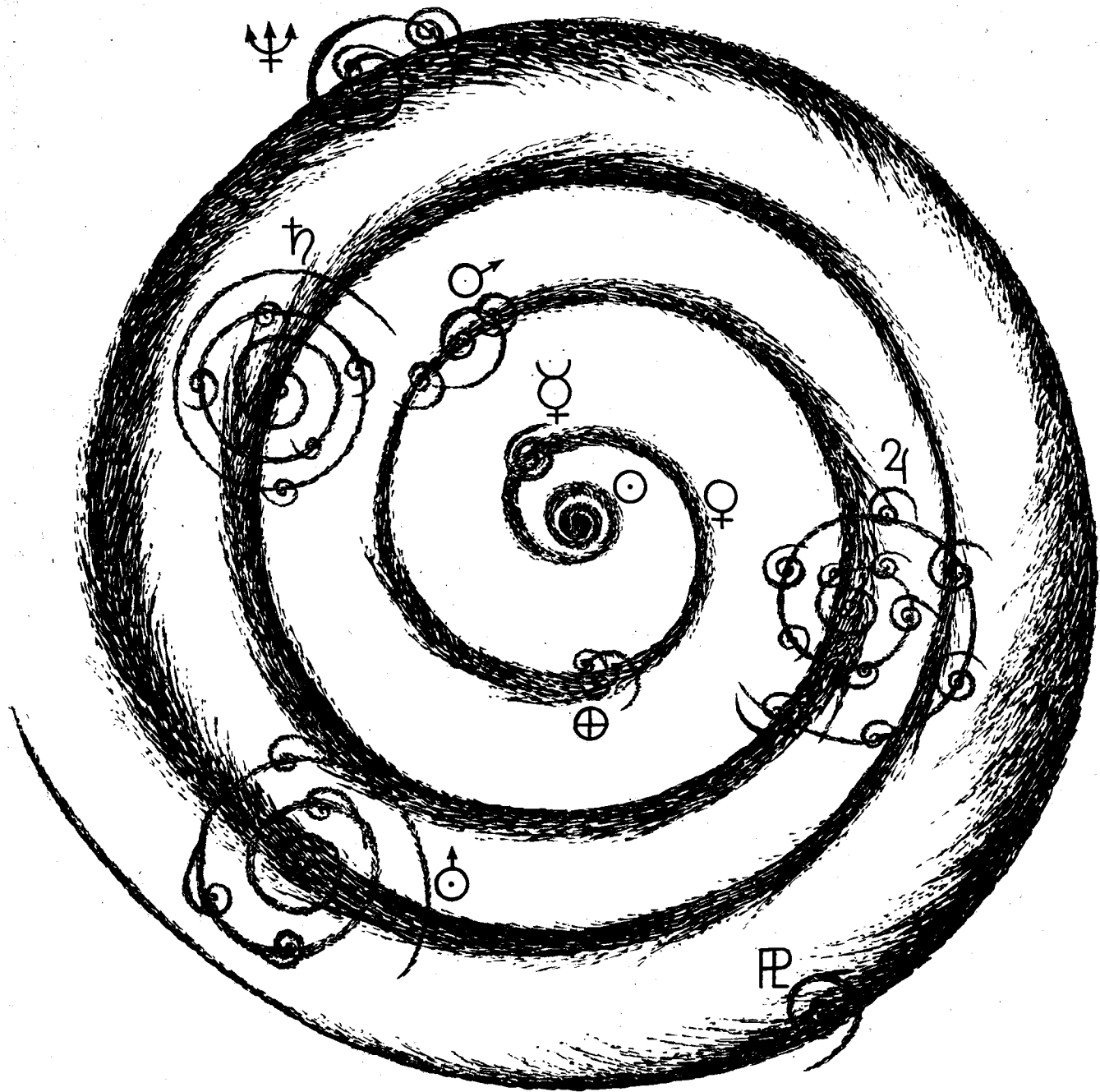
В центре протосолнечного облака, которое можно назвать спиралью первого порядка, образовалось ядро, вобравшее в себя основную массу (более 98%) всего вещества спирали. На ее витках, где скапливалось остальное вещество, возникали местные спиралевидные движения или вихри — это протопланетные спирали второго порядка; их ядра впоследствии преобразовались в планеты. На спиралях второго порядка, в свою очередь, формировались более мелкие вихри, или спирали третьего порядка, со своими ядрами — будущими спутниками планет (рис. 1). В соответствии с направлением вращения всего облака или спирали первого порядка спутники в основном должны были приобрести движение, согласное с вращением планет и Солнца, возникшего из центрального ядра.

Такая модель образования Солнечной системы снимает противоречия в распределении массы и момента количества движения между Солнцем, планетами и их спутниками. До сих пор смущающая всех разница между ними определилась неодинаковой угловой скоростью

вращения ядра спирали первого порядка и ее ветвей, на которых образовались спирали второго и третьего порядков с протопланетными и протоспутниковыми ядрами. Вспомним, что даже и ныне у Солнца, а также, вероятно, и у планет-гигантов угловая скорость внешних газовых слоев больше, чем внутренних. В свете этого находит объяснение и сильный рост удельного вращательного момента по мере удаления планет от Солнца. По-видимому тут сказалось различие угловых скоростей витков спирали первого порядка, различие масс ядер в спиралях второго и третьего порядков, а также развитие сложных вихрей со своими частными моментами количества движения; наконец, немаловажное значение в этом играл запас тепловой энергии в каждом из ядер, из которых потом возникли Солнце, планеты и спутники.

Модель образования Солнечной системы из спиралевидного облака открывает перспективы для объяснения причины сосредоточения спутников в средней части планетного роя — у Юпитера и Сатурна. Дело в том, что ближе к Солнцу спутники или вообще не возникали (Меркурий, Венера), или их количество лимитировалось незначительными массами вещества на витках спирали первого порядка (Земля, Марс), так как центральное ядро отбирало вещество, удаленное от протопланетных ядер спиралей второго порядка, возникший дефицит массы не позволял или затруднял формирование спиралей третьего порядка. В некотором же удалении от протосолнечного ядра, на витках спирали первого порядка, гравитационное его влияние было слабее, поэтому в ступках протопланетного вещества скапливались достаточно большие массы с энергетически напряженными движениями вихрей — они формировали спирали второго порядка, чьи ядра затем превратились в планеты-гиганты. На витках этих спиралей вихревые движения преобразовывались в спирали третьего порядка, ядра которых стали потом спутниками планет.

На самых удаленных витках спирали первого порядка гравитационное поле центрального ядра было еще больше ослаблено. Здесь и термический режим должен был быть не столь мощным, что возбуждало менее сложные вихревые движения, и спутников формировалось меньше. Видимо, в зоне образования Плутона скорости убегания были насколько малы, что на самом последнем витке спирали первого порядка происходило рассеивание вещества за пределы спиралевидного облака, впоследствии преобразовавшегося в Солнечную систему. Нетрудно догадаться, что предлагаемая гипотеза лучше объясняет разброс плотностей и масс планет. Можно допустить, что концентрация протопланетного вещества в ядрах спиралей



- |          |            |          |          |          |
|----------|------------|----------|----------|----------|
| ☉ Солнце | ☿ Меркурий | ♀ Венера | ⊕ Земля  | ♂ Марс   |
| ♃ Юпитер | ♄ Сатурн   | ♅ Уран   | ♆ Нептун | ♇ Плутон |

Рис. 1. Схема движения материи по спиральям первого, второго и третьего порядков, которое привело к образованию Солнца, планет и их спутников.

второго и третьего порядков шла при участии развивавшихся в вихрях центробежных сил. Поэтому силы притяжения проявлялись на фоне мощных закручивающих движений. Подобные условия образования планет допускают

начальную дифференциацию или расслоенность протопланетного вещества. Это упрощает понимание механизма формирования внутренних сфер планет и истолкование их физического и химического состава.

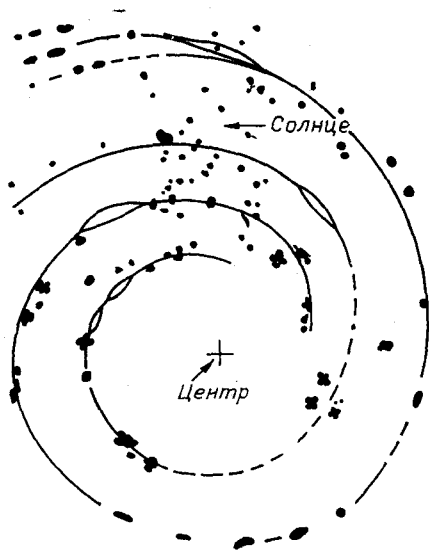


Рис. 2. Солнечная система образовалась в спиральном рукаве на расстоянии около двух третей радиуса Галактики от ее центра.

Так как спиралевидные скопления с мощными вихревыми движениями должны развиваться в условиях высокого температурного режима, то и протопланетное вещество было не холодным, как считал О. Ю. Шмидт, а горячим. Поэтому в этом пункте ранние гипотезы образования планет, надо полагать, были ближе к истине. Тепловой режим (по крайней мере, Земли) до сих пор связывается с распадом радиоактивных элементов. Но в достаточных количествах они присутствуют только в кислых породах, характерных для земной коры, которая, конечно, не может обеспечить энергией наблюдаемые тепло-массообменные процессы даже в литосферных слоях Земли. Еще труднее сбалансировать энергетический режим планет, чьи внутренние сферы состоят из водорода или других легких элементов; с позиций холодного протопланетного вещества тем более невозможно объяснить тепловую эволюцию спутников. Но если принять во внимание сильные вихревые движения нагретого вещества, энергия которого перешла в планеты или спутники в виде тепла и кинетической энергии движения, то путь для разрешения противоречий открывается и здесь.

В природе спирали или своего рода вихревые движения, возбуждаемые неоднородными структурами силовых полей в различных средах, широко распространены. Они наблюдаются и в космосе в виде звездных скоплений или туманностей, а также характерны для газовых и жидких сред, обычно описываемых законами Ньютона. Подобные спирали мне приходилось наблюдать даже в гранитоидных массивах, вязкость которых в период внедрения

не превышала нескольких пуаз, что вполне сравнимо с типичными ньютоновскими жидкостями. В общем, вихри и спирали — это форма проявления турбулентных процессов, которые часто преобладают над другими видами движения. Даже само Солнце находится внутри одного из спиралевидных витков нашей Галактики (рис. 2), а его активность вызывается турбулентностью, сопровождаемой спиралевидными движениями, зарождающимися с определенной периодичностью в глубинах светила. В связи с этим возникает проблема преобразования спиралей в кольца, спиралевидных движений — в кольцевые. Мне представляется, что при потере спиральной системой некоторого количества энергии подобный процесс нужно рассматривать как вполне закономерный, так как здесь имеет место переход к энергетически более выгодным структурам. Это стадия, так сказать, распада спиралей и торжества вихревых движений, наступающая в период совершающихся в них процессов. Именно она зафиксирована в Невадийском массиве гранитоидов, где встречено много загадочных колец из темноцветных минералов — более тяжелых компонентов, относящихся в ранней стадии кристаллизации магматического расплава. Присутствие колец не удавалось объяснить до тех пор, пока мне не посчастливилось открыть в том же массиве их предшественницы — спирали.

Можно утверждать, что развитие протосолнечной спирали первого порядка происходило, судя по изменению расстояний между планетами, в соответствии с правилом Бодде — Тициуса, не по одним строгим законам геометрии, так как витки ее то приближались к центральному ядру, то удалялись. Создается впечатление, что участок или отрезок спирали первого порядка, где появились Юпитер и Сатурн, был более насыщен веществом, чем соседние зоны. Именно поэтому здесь возникло вокруг Юпитера 14, а вокруг Сатурна 15 спутников. В спирали первого порядка просматриваются еще два «нарушения» строгой геометрии. Так, шаг между Меркурием и Венерой больше, чем между Венерой и Землей, а шаг между Нептуном и Плутоном меньше, чем между Нептуном и Ураном. Эти отклонения можно в первом случае отнести за счет сил притяжения ядра, оттянувшего первый виток, т. е. Меркурий от Венеры, а во втором — объяснить проявлением того же эффекта общей гравитации всей спирали и ее ядра, образовавшей последний виток, к тому же насыщенный более тяжелыми компонентами протопланетного вещества, так как эффект рассеивания легких элементов был ярче выражен в периферической зоне протосолнечной спирали. Притяжение последнего витка, кроме того, обуслов-

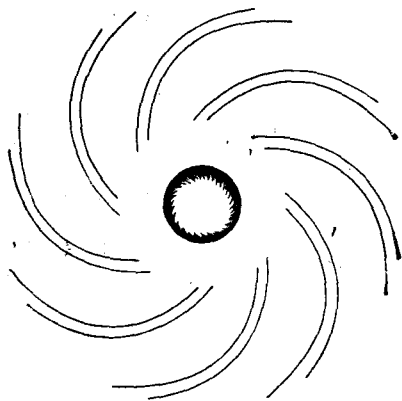


Рис. 3. Схема магнитных линий в околосолнечном пространстве, как бы сохраняющих информацию о протосолнечной спирали.

ливалось отсутствием гравитационных сил за пределами спирали, поэтому сжатие здесь было сильнее, чем во внутренних ее зонах.

Правомерно также поставить вопрос: а не открывается ли перспектива и для выяснения природы частных (планетных) магнитных полей? Ведь для спиральных образований, как выше обращалось внимание, характерны плазменные процессы, возбуждающие электромагнитные явления. Здесь невольно напрашивается картина секторной структуры межпланетного магнитного поля, выявленного космическими аппаратами. Она не случайна, а отражает, по-видимому, структуру гравитационного поля протосолнечной спирали первого порядка (рис. 3).

Спирали — это распространенная форма эволюционного развития и скопления вещества в макромире, где со всей силой проявляются релятивистские движения, и в микромире, с иным классом взаимодействий. Развитие по спиральному типу идет и в органическом мире. Пример тому — гормоны роста человека, пептидные белковые системы и т. п. Здесь уместно отметить, что ДНК развиваются по спиралевидной форме и по мере старения, т. е. потери какой-то части энергии, раскручиваются в кольца.\*

После полного распада спиралей первого, второго и третьего порядков и образования из

\* Энергетическую зависимость кольцевых и спиралевидных структур можно проиллюстрировать на примере периодических (автокаталитических) реакций.

их ядер Солнца, планет и их спутников сюда были вовлечены чуждые тела, ставшие спутниками некоторых планет или поглощенные Солнцем. К ним можно отнести как раз те, что обращаются в обратном по отношению к планетам направлении и таким образом нарушают строгую геометрию, по которой развивалось спиралевидное облако протосолнечной системы.

Исходя из изложенного, можно утверждать, что образование всей Солнечной системы происходило в две стадии. Первой была длительная история эволюции спиралевидного облака или сложной спирали, несомненно, длившаяся несколько миллиардов лет; второй — развитие уже сформировавшейся после распада спиралей всех трех порядков Солнечной системы в целом и отдельных ее элементов, которая охватывала, если учитывать зарождение в Солнечной системе биологической жизни и ее предбиологическую стадию, не менее 7—8 млрд. лет.

В заключение мне хотелось бы подчеркнуть, что турбулентные процессы, развивающиеся в четырехмерном пространстве, — это свойство материального мира с дискретным распределением энергии и вещества; они зарождаются, стремясь в локальных зонах к термодинамическому равновесию. В ходе их эволюции возникает и биосфера, которая должна являться такой же универсальной в Галактике, как и планетные системы. Биосфера зарождалась и развивалась сопряженно с другими сферами планет. Поэтому приписывать ей уникальное значение в космосе, как это делается сейчас, нельзя; в ее появлении существует какая-то загадка, которую еще предстоит разгадать науке, и эту разгадку, видимо, надо искать не в идентификации сложных соединений, присутствующих в вулканических извержениях, в метеоритном материале или в межзвездном пространстве, а в раскрытии механизма возникновения кода, управляющего структурной самоповторяемостью при усложнении саморазвивающихся объектов.

Так, если сосуд со сложным раствором, в котором развиваются диссипативные структуры, встряхнуть, т. е. дать системе дополнительный импульс энергии, то кольцевые структуры ее разорвутся и преобразуются в спиралевидные.

*Н. Я. Кунин, Г. И. Семенова*

## КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА И ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По результатам статистического анализа и обобщения опубликованных геофизических данных по ложу Тихого океана, в первую очередь результатов глубинных сейсмических исследований, выделено две области, различающиеся мощностью, структурой коры и геофи-

зическими характеристиками. Граница между ними проходит по флекуре в рельефе поверхности Мохоровичича. Предложена двумерная обобщенная модель коры ложа Тихого океана.

Рассмотрению геофизических данных, полученных в пределах ложа Тихого океана, посвящены многочисленные публикации советских и зарубежных исследователей [1, 3, 6, 8, 10, 11, 13, 14, 17, 22, 24, 26—28, 41, 43, 49 и др.]. В той или иной мере затрагиваются вопросы строения океанического ложа в монографиях, посвященных структуре переходной зоны от океана к континенту [15, 18, 19—21, 24 и др.].

В основу геофизических моделей структуры коры Тихого океана положены материалы взрывной сейсмологии, результаты которой обобщались Р. Райтом, Г. Менардом, Д. Хассонтом, Дж. Вуллардом, И. П. Косминской, С. М. Зверевым и др. [6, 7, 41, 43, 49 и др.].

При этих исследованиях была составлена обобщенная схематизированная одномерная модель коры и верхней мантии Тихого океана. Основные параметры одномерной модели были оценены следующим образом: глубина до поверхности М  $11,0 \pm 2,0$  км; граничная скорость вдоль поверхности М  $8,2 \pm 0,3$  км/с; мощность третьего (океанического) слоя  $4,6 \pm 1,3$  км; мощность второго (переходного) слоя  $1,2 \pm 0,8$  км; мощность первого (осадочного) слоя  $0,35 \pm 0,3$  км.

Информация о строении ложа Тихого океана расширяется сравнительно быстро, хотя общая изученность региона и остается пока низкой. Становится очевидным, что ложе Тихого океана имеет сложное строение и его рассмотрение как некоторого однородного структурного элемента являлось бы чрезмерно схематичным. Поэтому нами было проведено обобщение геофизических данных для ложа Тихого океана (без переходных зон) по состоянию изученности на начало 80-х годов с целью вы-

явления латеральных неоднородностей строения его земной коры и верхней мантии. В качестве основы использовались данные глубинных сейсмических зондирований примерно в 300 пунктах, отработанных зарубежными и советскими исследователями [5, 9, 12, 16, 22, 29, 32—38, 40—43, 45—47, 49 и др.] (рис. 1).

Метод взрывной сейсмологии с конца 60-х — начала 70-х годов получил значительное развитие. Кроме точечных зондирований стали проводиться наблюдения на достаточно больших базах. Используя пневмоисточники, донные станции и сейсмобуи, удалось сделать системы более плотными. Проведены исследования на ряде сверхдлинных профилей.

Используя новые данные взрывной сейсмологии, а также материалы всех предыдущих глубинных сейсмических исследований (результаты брались на уровне разрезов), авторы провели детальный статистический анализ параметров структуры коры ложа океана в целом и отдельных ее элементов. Построены гistogramмы мощностей и граничных скоростей отдельных слоев и коры в целом, а также схемы мощностей слоев, глубин их залегания и распределения значений граничной скорости.

В настоящем сообщении обсуждаются результаты генерального районирования ложа Тихого океана на крупнейшие области. Вопросы более дробного районирования требуют отдельного рассмотрения. В качестве основы районирования нами использовались данные о глубинах залегания поверхности Мохоровичича, выделение которой проводится сравнительно однородно всеми исследователями как при точечных, так и при профильных сейсмических исследованиях. Фактические материалы сейсмических исследований, сравнительно рав-

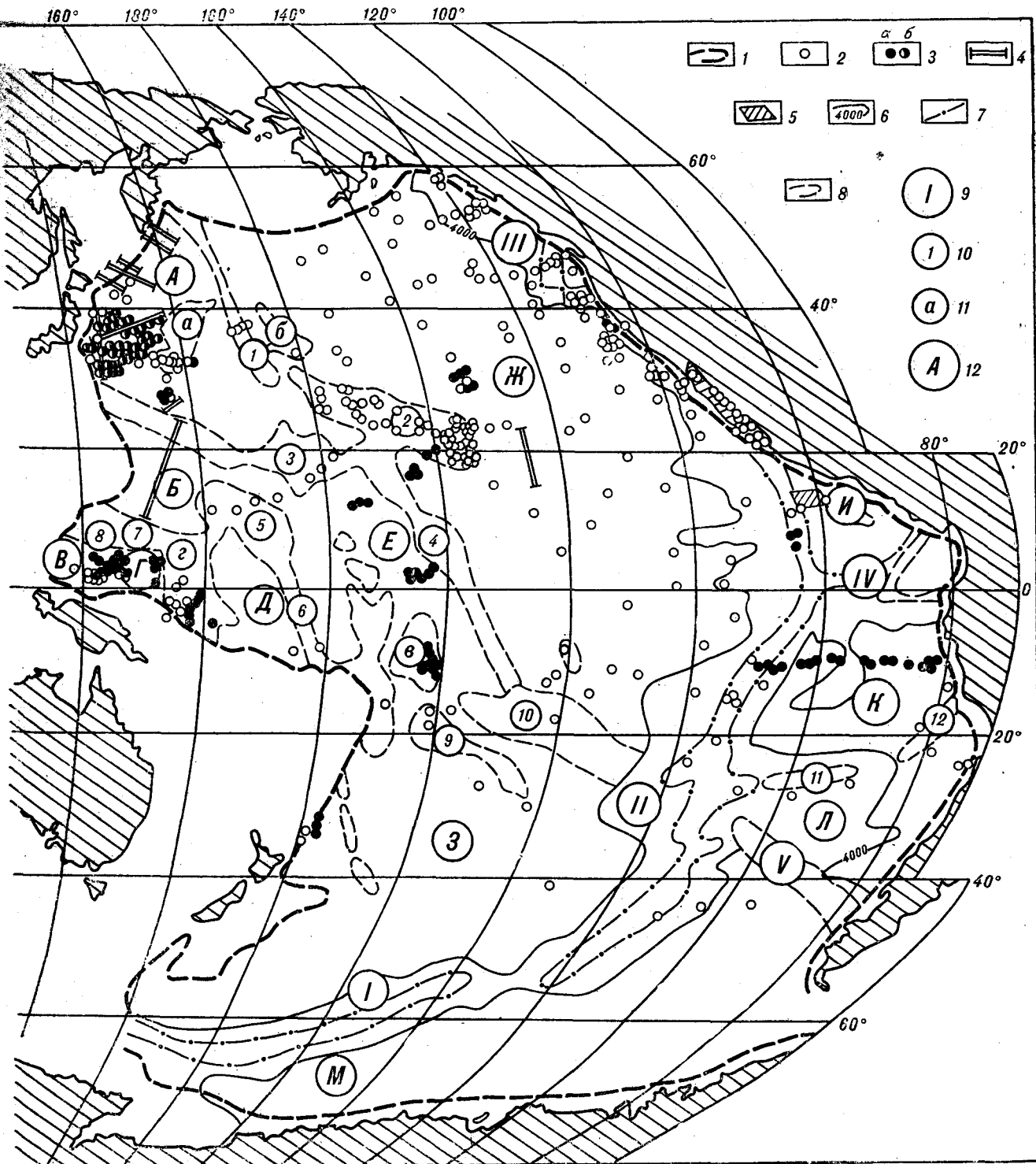


Рис. 1. Изученность ложа Тихого океана глубинными сейсмическими исследованиями.

1 — граница ложа океана, 2—3 — точечные сейсмические зондирования, выполненные: 2 — до конца 60-х — начала 70-х годов по данным [12, 22, 32—34, 38, 41, 43]; 3: а — в 70-х годах по более полным системам наблюдений по данным [9, 18, 35—37, 40, 47, 49]; б — детальные исследования с зондами Ламонтской геологической обсерватории [36]; 4 — профильные глубинные сейсмические исследования по данным [5, 6, 18, 29, 42, 46]; 5 — район работ с большой плотностью сейсмических зондирований [45]; 6 — а — контуры структурных элементов: б — срединного хребта по изобате 4000 м, 7 — осевой зоны срединного хребта, 8 — других поднятий океанского ложа; 9—12 — структурные элементы ложа: 9 — Срединно-океанический хребет: I — Южно-Тихоокеанский, II — Восточно-Тихоокеанский, III — Хуан-де-Фука, Горда, IV — Галапагосский рифт, V — Чилийское поднятие; 10 — вулканические и глыбовые хребты и поднятия: 1 — Северо-Западный (Императорские горы), 2 — Гавайский, 3 — Маркус-Неккер, 4 — Лайн, 5 — Маршалловых островов, 6 — Гильберта — Тувалу, 7 — Каролинский, 8 — Зауришк, 9 — Тубуан, Куна (Южные), 10 — Туамоту-Общества, 11 — Сала-и-Гомес, 12 — Наска; 11 — изометричные поднятия: а — Шатского, б — Хесса, в — Манихики, г — Онтонг-Джава (Капингамаранги); 12 — котловины ложа: А — Северо-Западная, Б — Восточно-Марианская, В — Западно-Каролинская, Г — Восточно-Каролинская, Д — Меланезийская, Е — Центральная, Ж — Северо-Восточная, З — Южная, И — Гватемальская, К — Перуанская, Л — Чилийская, М — Беллинсгаузена.

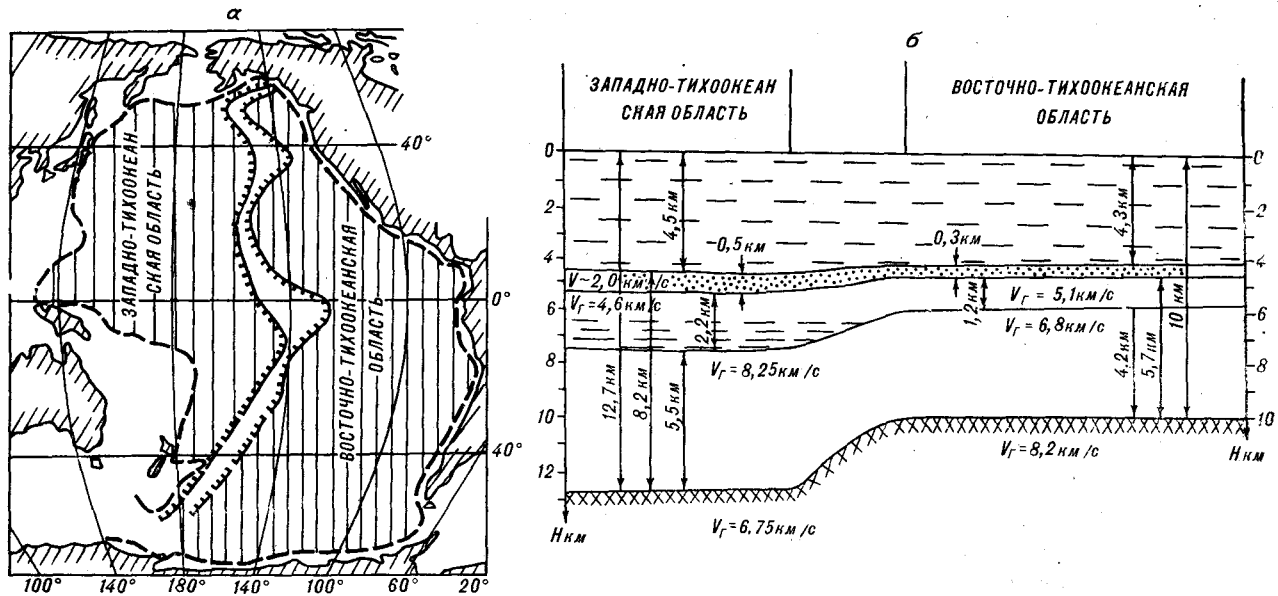


Рис. 2. Статистическая модель океанического ложа Тихого океана по данным сейсмического зондирования.

а) Положение и границы Западно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской областей. б) Статистическая модель океанического ложа.

номерно покрывающих точками наблюдений ложе океана, позволяют провести схематическое районирование; лишь в южной части океана сеть исследований крайне незначительна, и сделанные ниже оценки остаются во многом гипотетическими.

В качестве границы ложа Тихого океана принята линия, проходящая по осям глубоководных желобов, а также уступам материкового склона и окраинам краевых плато. В пределах принятых границ общая площадь ложа Тихого океана составляет около 135 млн. км<sup>2</sup>.

В результате выполненного анализа устанавливается уверенное расчленение ложа Тихого океана на две обширные области, принципиально различающиеся мощностью (глубиной границы М) и структурой земной коры: Восточно-Тихоокеанскую вытянутую серповидную область относительного поднятия верхней мантии, занимающую около 60% ложа Тихого океана, и Западно-Тихоокеанскую изометричную область относительных погружений верхней мантии, охватывающую около 40% ложа Тихого океана (рис. 2). Эти области разделены Центрально-Тихоокеанской флексурой поверхности мантии, где происходит резкое изменение ее глубин. Флексура более уверенно выделяется в северной половине ложа.

Различие выделенных нами по глубинам границы М областей охарактеризовано графиками распределения значений этого параметра (рис. 3, а). Восточно-Тихоокеанская область охарактеризована 101 определением  $h_m$ , кривая распределения которых имеет близкий сим-

метричному островершинный вид с модальным значением 10 км.

Западно-Тихоокеанская область охарактеризована 116 определениями глубин границы М. График распределения имеет крутую левую и выположенную правую ветвь с модальным значением 12 км. Значительному количеству точек (28%) соответствуют глубины 14 км и более.

Рассматриваемые области различаются не только большими глубинами залегания границы М под поднятиями Западно-Тихоокеанской области. Увеличенными глубинами границы М характеризуются и котловины этой области по сравнению с котловинами Восточно-Тихоокеанской (см. рис. 3, б).

Восточно-Тихоокеанская и Западно-Тихоокеанская области различаются и по структуре коры. Так, Западно-Тихоокеанская область характеризуется большим размахом колебаний и большей средней величиной мощности третьего (океанического) (см. рис. 3, в), а также второго (переходного) (см. рис. 3, г) слоев. Мощности третьего слоя в Западно-Тихоокеанской области изменяются в пределах 2,5—7,5 км (среднее значение составляет 5,5 км), в Восточно-Тихоокеанской — в пределах 2,5—5,5 км (среднее значение составляет 4,2 км). Для второго слоя эти величины соответственно равны 0,5—2,75 км и 0,5—1,75 км (средние значения составляют 2,2 и 1,2 км).

Западно-Тихоокеанская область отличается также несколько повышенными значениями граничной скорости вдоль поверхности М (см.



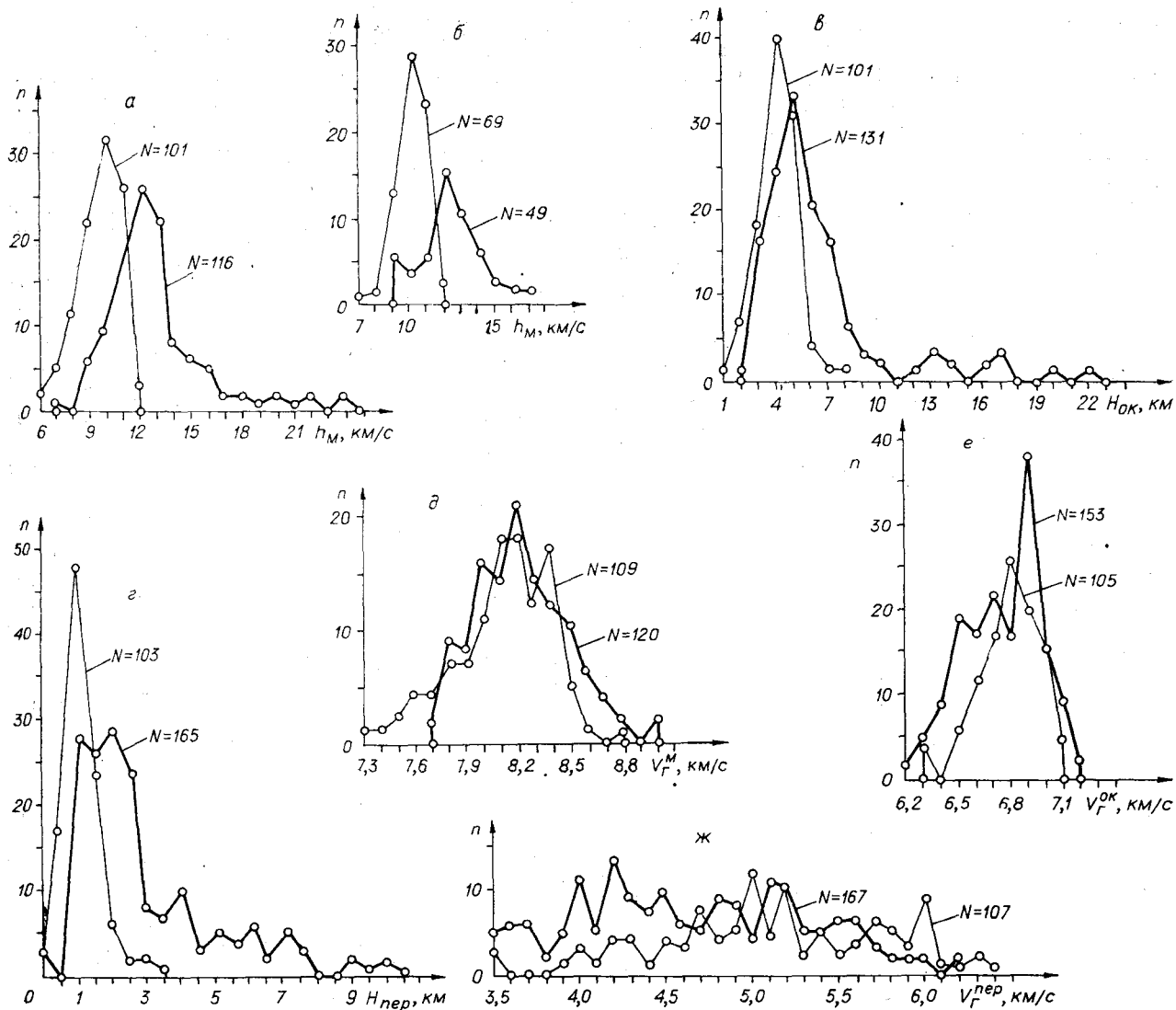


Рис. 3. Графики распределения параметров структуры коры океанического ложа Тихого океана.

Западно-Тихоокеанская область — жирная линия, Восточно-Тихоокеанская область — тонкая линия; а — глубина до поверхности Мохоровичича ( $h_M$ ); б — глубина до поверхности Мохоровичича в пределах океанических котловин. ( $h_M$ ); в — мощности океанического слоя ( $H_{OK}$ ); г — мощности переходного слоя ( $H_{пер}$ ); д — ж — граничные скорости: д — по поверхности Мохоровичича ( $V_{Г}^M$ ); е — по кровле океанического слоя ( $V_{Г}^{OK}$ ); ж — по кровле переходного слоя ( $V_{Г}^{пер}$ ).  $N$  — количество определений,  $n$  — частота встречаемости.

рис. 3, д). Граничные скорости вдоль поверхностей третьего и второго слоев для этой области, наоборот, несколько понижены по сравнению с Восточно-Тихоокеанской (см. рис. 3, е, ж), что, возможно, отражает различный вещественный состав соответствующих слоев земной коры.

Второй слой коры в Западно-Тихоокеанской области значительно чаще (примерно в 50% пунктов), чем в Восточно-Тихоокеанской (примерно в 15% пунктах) имеет, по данным сейсмических исследований, двуслойное (иногда трехслойное) строение.

Вышеуказанные различия структуры коры этих двух крупнейших областей ложа океана отражены в представленном (см. рис. 2, б) варианте двумерной модели земной коры ложа Тихого океана.

В пределах Центрально-Тихоокеанской флексуры поверхности мантии имеется лишь 14 определений  $h_M$ , однако пограничное положение этой структуры позволяет трассировать ее к северу от параллели 30° ю. ш. относительно уверенно. Южное продолжение Центрально-Тихоокеанской флексуры к островам Антиподов намечено ориентировочно.

Кроме данных глубинных сейсмических исследований рассматривались также материалы гравиметрических [3, 4, 22 и др.], магнитных [13, 22 и др.] исследований, результаты наблюдений теплового потока [13, 31 и др.], сейсмологических [30, 44, 50—52 и др.], магнитотеллурических наблюдений [39 и др.], изучения рельефа дна [27 и др.]. Анализ всех этих материалов подтверждает различие западной и восточной областей; большая часть материалов подтверждает также положение граничной флексуры.

Рассмотрение всех имеющихся геофизических материалов позволяет дать общую характеристику этих двух крупнейших структур ложа Тихого океана.

Восточно-Тихоокеанская область охватывает срединноокеанические хребты (СОХ) и примыкающие к ним абиссальные котловины, СОХ здесь занимает срединное положение. Для этой области в целом характерны следующие геофизические особенности: глубины залегания верхней мантии менее 11 км; граничные скорости по поверхности М составляют в среднем  $8,2 \pm 0,2$  км/с, т. е. соответствуют известной одномерной модели; характерны несколько пониженные мощности третьего океанического слоя и соответствующие одномерной модели мощности второго и первого слоев. В Восточно-Тихоокеанской области преобладает упорядоченный линейный характер магнитных аномалий, имеющих доминирующее меридиональное простирание [13, 22], характерно преобладание гравитационных аномалий (по спутниковым данным), имеющих субмеридиональную ориентировку [4], выявляется значительно повышенный тепловой поток, достигающий местами 2,6—2,9 ЕТП. [31]. Средний уровень аномального гравитационного поля в редукции Фая составляет 0 мГл, в редукции Буге (+300 мГл) [4]. По данным магнитотеллурических зондирований и сейсмологическим данным, в Восточно-Тихоокеанской области кровля зоны повышенной проводимости и пониженных скоростей поперечных волн намечается на глубинах 40—85 км [13, 39, 51, 52 и др.]. Для этой области характерен крупноглыбовый и крупнохолмистый тип расчлененности дна, грядовый рельеф срединных хребтов, единичные горные области [23].

Западно-Тихоокеанская область характеризуется погружением поверхности Мохоровичича до среднего уровня 13 км и дифференцированным ее рельефом с погружением под отдельными поднятиями до 20 км и более.

Эта область отличается мозаичным характером структур рельефа дна, их различно ориентированной вытянутостью или субизометричными контурами [23, 27]. Здесь много горных областей, характерен мелкохолмистый и

мелкоглыбовый тип расчлененности дна котловин. Многие структуры этой области отличаются спецификой тех или иных геофизических параметров. Так, согласно результатам проведенного нами обобщения сейсмических данных, аномально высокими граничными скоростями по поверхности М (8,5—8,8 км/с) выделяются северо-восточная часть Центральной котловины и прилегающие склоны поднятий Лайн и Гавайского, а также значительная часть Северо-Западной котловины. Здесь большее развитие, чем в восточной области, имеют низкоскоростные блоки океанического и переходного слоев, отмечаются повышенные мощности переходного, осадочного, а также океанического слоев, часто выявляется расчлененность переходного слоя.

В Западно-Тихоокеанской области широко развиты различно ориентированные или субизометричные магнитные аномалии, преобладают субизометричные спутниковые гравитационные аномалии и относительно пониженный тепловой поток, составляющий в среднем менее 1,7 ЕТП. Средний уровень аномального гравитационного поля в редукции Фая составляет здесь +20 мГл, а в редукции Буге +340 мГл [7]. Характерны также повышенные по сравнению с Восточно-Тихоокеанской областью значения фазовых и групповых скоростей волн Релея и пониженные значения коэффициента затухания этих волн. Кровля зоны повышенной электрической проводимости и пониженных скоростей поперечных волн определяется здесь на глубинах 150—200 км и более, а местами, возможно, отсутствует вовсе [12, 13, 30, 44, 50—52 и др.].

Проведенное нами районирование по рельефу поверхности М в общем согласуется с высказанными ранее соображениями Г. Менарда [10], Д. Вильсона [48], Г. Б. Удинцева [27], И. А. Соловьевой [17], Л. И. Красного [8], которые, подходя с различных позиций, выделяли в западной части ложа Тихого океана специфические, по мнению Г. Менарда и др., относительно древние зоны.

Использование большего комплекса данных, и особенно анализ рельефа поверхности М, позволили нам провести районирование по более строгим количественным критериям, выделить Центрально-Тихоокеанскую флексуру в рельефе поверхности Мохоровичича, охарактеризовать, кроме того, количественные параметры земной коры Восточно-Тихоокеанской и Западно-Тихоокеанской областей и предложить двумерную модель земной коры ложа Тихого океана.

Продолжение граничной флексуры по поверхности М от о. Гавайи на север и северо-восток, а не на северо-запад по Императорскому хребту (разлому), как намечалась граница

западной и восточной областей ложа океана Д. Вильсоном и Л. И. Красным, обосновывается, кроме характера изменений глубин до границы М, также отличиями структуры коры северо-западных районов Северо-Восточной котловины по сравнению с ее центральными и южными частями. Северо-восточное продолжение границы областей более согласуется, в частности, с картой теплового потока [31] и другими геофизическими данными. Примерно в этом же районе выделял северо-восточное ограничение стабильной плиты А. П. Милашин [11]. Обратим внимание, что при таком положении границы областей оба ярко выраженных желоба на севере океана — Курило-Камчатский и Алеуский — оказываются по одну сторону от граничной флексуры.

Внутренняя неоднородность выделенных региональных структурных элементов более выражена в Западно-Тихоокеанской области, но имеет место и в Восточно-Тихоокеанской. Она проявляется, например, в латеральных изменениях характера аномального магнитного поля, а также величин теплового потока, в различно проявляющемся в разных районах отражении структуры ложа в гравитационном поле. Латеральные неоднородности указанных областей и структурных элементов более низкого порядка отмечаются также по сейсмическим данным. Например, значения граничных скоростей для поверхностей второго, третьего слоев и границы М дифференцируются по площади, отражая, по-видимому, изменения вещественного состава коры и верхней мантии. Повышенными и пониженными мощностями слоев и коры в целом, а также относительной однородностью или, наоборот, дифференцированностью этих параметров выделяются отдельные поднятия и котловины. Так, из котловин Западно-Тихоокеанской области явно выделяется Восточно-Каролинская уменьшенной мощностью коры, уменьшенными значениями  $V_r$  по границе М, а также по кровле третьего и второго слоев, увеличенной мощностью второго слоя и другими параметрами.

Поднятиям Шатского, Императорских гор свойственны довольно выдержанные значения граничных скоростей третьего слоя, составляющие около 6,9 км/с, в то время как другие поднятия Западно-Тихоокеанской области характеризуются распределением значений скорости, близким к равномерному, как правило, с двумя невыразительными максимумами на значениях 6,5—6,6 и 6,8—6,9 км/с.

Южная часть Северо-Восточной котловины обособляется от других ее частей однородным полем повышенных значений граничных скоростей по кровле второго слоя (5,7—6,1 км/с), а также стабильностью значений других параметров структуры коры. Этот район Северо-Во-

сточной котловины выделяется и характером аномального магнитного поля. В отличие от соседних районов с типичной линейностью интенсивных магнитных аномалий здесь фиксируется спокойное аномальное поле [22].

Таким образом, проведенное обобщение геофизических материалов для ложа Тихого океана позволяет сделать следующие выводы о его региональном строении.

1. Земная кора ложа Тихого океана характеризуется отчетливой неоднородностью. В пределах ложа выделены две обширные области (Восточно-Тихоокеанская и Западно-Тихоокеанская), отличающиеся параметрами структуры коры и поверхности М. При этом заметно различаются как пределы изменений мощностей отдельных слоев и коры в целом, так и их средние значения, а также степень изменчивости этих параметров по площади. Различаются и значения граничных скоростей преломляющих границ для этих областей, что может говорить о различии вещественного состава слоев.

Западно-Тихоокеанская область отличается при этом увеличенными значениями мощностей слоев и коры в целом, значительно большей изменчивостью этих параметров по площади. Граничные скорости вдоль поверхности М здесь в целом несколько выше, а по кровле второго и третьего слоев, наоборот, несколько ниже по сравнению с аналогичными параметрами слоев земной коры в пределах Восточно-Тихоокеанской области. Восточно-Тихоокеанская и Западно-Тихоокеанская области различаются и характеристиками геофизических полей, а также характером рельефа дна. Переход от одной области к другой происходит резко, в узкой полосе, проявляющейся в рельефе поверхности М в виде флексуры.

2. Выделение в пределах ложа Тихого океана двух областей с различной структурой коры позволило предложить новую обобщенную модель земной коры океанического ложа, являющуюся двумерной моделью. Эта модель характеризует степень изменения скоростных параметров по вертикали и регионально по площади ложа. Модель позволяет представить земную кору ложа Тихого океана в более усложненном виде, чем одномерная, и является следующим шагом к реальной неоднородной среде, какой является океаническая кора.

3. Мощность земной коры в пределах ложа Тихого океана значительно изменяется. Наиболее распространенные значения мощности коры составляют (вместе с толщиной воды) 7—15 км, модальные значения 10—12 км, а в отдельных структурах мощность увеличивается до 25 км и более. Повышенные мощности характерны в целом для всей Западно-Тихоокеанской области и особенно для поднятий, расположенных в пределах этого региона. Но

все же мощности коры в пределах океанического ложа являются значительно (в 2 раза и более) меньшими по сравнению с континентальной земной корой. Высказываемые в последнее время [2] заключения о намечающемся сходстве мощностей океанической и континентальной земной коры, по нашему мнению, являются малообоснованными.

4. Выделение в пределах ложа Тихого океана двух обширных областей, различающихся параметрами структуры коры и закономерностями изменения их по площади, разделенных довольно узкой зоной, выраженной флексурой в рельефе границы М, дает основание предполагать различную историю формирования этих областей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
2. Булин Н. К. Земная кора океанов по сейсмическим данным.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57.
3. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980.
4. Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса, 1974 г., м-б 1:40 000 000. М., 1976.
5. Зверев С. М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
6. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980.
7. Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Физика Земли, 1975, № 2.
8. Красный Л. И. О великом Тихоокеанском георазделе.— ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.
9. Малазов А., Хассонг Д. и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан).— Океанология, 1977, т. 17, вып. 6.
10. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
11. Милашин А. П. Новые данные о строении земной коры в Тихом океане.— Сов. геол., 1977, № 1.
12. Непрочнов Ю. П. 21-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев».— Океанология, 1979, т. 19, вып. 3.
13. Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979.
14. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
15. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976.
16. Симакура Х., Асада Т. и др. Советско-Японский сейсмический эксперимент на плато Эаурипик в 1971 г.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
17. Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— Геотектоника, 1976, № 3.
18. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
19. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
20. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
21. Тезисы докладов Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981, вып. 1—2.
22. Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974.
23. Тихий океан. Атлас океанов. М., 1974.
24. Тихоокеанский 14-й научный конгресс. Тез. докл., М., 1979.
25. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
26. Туезов И. К., Ильев А. Я. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов. геол., 1979, № 4.
27. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
28. Шило Н. А., Ващулов Ю. Я. Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. JL, 1980.
29. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction research in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56, N 1—2.
30. Canas J. A., Mitchell B. J. Lateral variations of surface-wave anelastic attenuation across the Pacific.— Bull. of the seism. Soc. of Am., 1978, v. 68, N 6.
31. Chapman D., Pollack H. Global heat flow: a new look.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1975, v. 28.
32. Den N., Ludwig W. J. a. o. Seismic-refraction measurements in the northwest Pacific basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 6.
33. Den N., Ludwig W. J. a. o. Sediments and structure of the Eauripik—New Guinea Rise.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 20.
34. Furumoto A. S., Wiebenga W. A. a. o. Crustal structure of the Hawaiian archipelago, northern Melanesia and the central Pacific basin by seismic refraction methods.— Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4.
35. Furumoto A. S., Webb J. P. a. o. Seismic studies in the Ontong Java plateau.— Tectonophysics, 1976, v. 34, N 1/2.
36. Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan—Bonin trench.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
37. Hussong D. M., Wipperman L. K., Kroenke L. W. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, N B2.
38. Murauchi S., Ludwig W. J. a. o. Seismic refraction measurements on the Ontong Java plateau northeast of New Ireland.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 35.

39. *Oldenburg D. W.* Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate.— *Geophys. J. Roul. astron. Soc.*, 1981, v. 65, N 2.
40. *Orcutt J. A., Kennet B. L. N., Dorman L. M.* Structure of the East Pacific Rise from ocean bottom seismometer survey.— *Geophys. J. Roul. astr. Soc.*, 1976, v. 45, N 2.
41. *Raitt R. W.* Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, v. 67, N 12.
42. *Rosendahl B. R., Raitt R. W. a. o.* Physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 29.
43. *Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W.* Structure of the Pacific basin.— *The Sea*, 4, part II, Interscience, N. Y., 1970.
44. *Shimamura H., Asada T., Kumazawa M.* High shear velocity layer in the upper mantle of the Western Pacific.— *Nature*, 1977, v. 269, N 5630.
45. *Snydsman W. E., Lewis B. T. R., J. Mc. Clain.* Upper mantle velocities on the northern Cocos plate.— *Earth and Planet. Sc. Letters*, 1975, v. 28, N 1.
46. *Stoffa P. L., Buhl P. a. o.* Mantle reflections beneath the crestal zone of the East Pacific Rise from multi-channel seismic data.— *Marine Geol.* 1980, v. 35, N 1/3.
47. *Sutton G. H., Maynard G. L., Hussong D. M.* Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys.— *Geophys. Monogr. Series*, 1971, v. 14.
48. *Wilson J. T.* Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed western margin of the East Pacific ridge.— *Nature*, 1965, 207, N 5000.
49. *Woollard G. P.* The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1975, v. 13, N 1.
50. *Yoshida M.* Group velocity distributions of Rayleigh waves and two upper mantle models in the Pacific ocean.— *Bull. of the Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo*, 1978, v. 53, part 2.
51. *Yoshida M.* Velocity and response of higher mode Rayleigh waves for the Pacific ocean.— *Bull. of the Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo*, 1978, v. 53, part 4.
52. *Guey-Kuen Yu, Mitchell B. J.* Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion.— *Geophys. J. Roul. astron. Soc.*, 1979, v. 57.

Институт физики Земли АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
24 ноября 1981 г.

Г. И. Аносов, В. В. Аргентов, В. К. Утнасин

## ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрены результаты глубинных сейсмических исследований, проведенных в последние годы советскими и зарубежными геофизиками в северо-западной части Тихого океана.

Установлена блоковая структура земной коры. Блоки различаются между собой сейсмическими характеристиками. Отмечается тесная связь между скоростями

Результаты геолого-геофизических исследований последних лет показали, что крупные океанические морфоструктуры отличаются друг от друга мощностью земной коры и параметрами ее слоев и что тип их коры варьирует от континентального до океанического. Наиболее простой и широко распространенной из структурных форм океана признаны глубоководные океанические котловины, в пределах которых выполнен наиболее крупный объем сейсмических наблюдений с применением современных методических приемов. Обработка новых данных совместно с имевшимся материалом позволила [5] определить основные параметры обобщенной модели коры океанического типа, которая отличается от более ранних статистических моделей Р. Райтта и Г. Шора [18, 20], во-первых, сложным и многослойным строением верхней части разреза (осадков и фундамента) и, во-вторых, почти повсеместным выделением высокоскоростного слоя со скоростями 7,4—7,6 км/с. В этой обобщенной модели все многообразие слоев объединено в шесть: осадочный, «переходный», океанический, высокоскоростной,  $M_1$  и  $M_2$ . Последние два характеризуются граничными скоростями 8,15 и 8,6 км/с соответственно. С. М. Зверев и Н. К. Капустян [3] показали, что наблюдающиеся вариации параметров земной коры отдельных участков океана укладываются в рамки предложенной ими обобщенной модели и что последняя «может служить эталоном для сравнения его с полями, наблюдаемыми в различных

ми сейсмических волн в акустическом фундаменте и их значениями в целом во всей земной коре.

Установлено, что в «переуглубленной» котловине Тихого океана третий, «океанический» слой имеет аномально низкие скорости распространения сейсмических волн.

регионах». Результатам такого сопоставления и посвящено настоящее сообщение.

В качестве полигона выбрана акватория, занимаемая частью северо-западной плиты Тихого океана, ограниченной с запада крайним океаническим валом и с юго-востока — поднятием Шатского. Если структура земной коры поднятия Шатского, которому соответствуют пониженные значения  $\Delta g$ , близка к континентальному типу, то крайний вал вблизи Японского и на севере Курило-Камчатского желобов [1, 14] характеризуется повышением мощности коры до 15—17 км за счет увеличения толщины высокоскоростного ( $V_{пл} = 7,3—7,5$  км/с) слоя. Крайнему валу, в отличие от возвышенности Шатского, отвечает максимум силы тяжести.

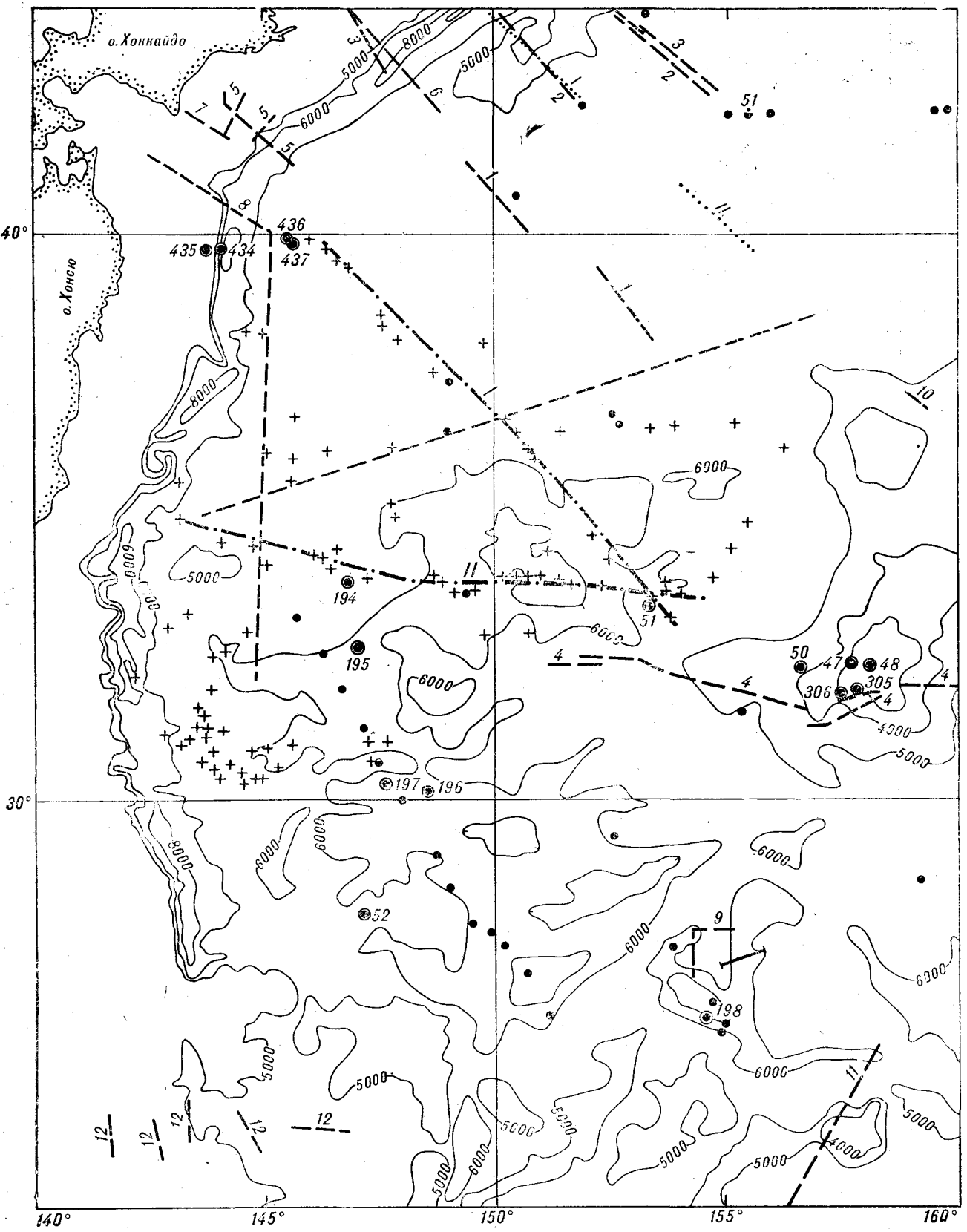
На южном фланге вала Зенкевича земная кора имеет строение, близкое к строению земной коры океанической котловины. Поверхность Мохоровичича здесь, как и кровля «базальтового» слоя, образует антиклиналеподобную структуру, которая скорее всего и объясняет гравитационный максимум.

Для сопоставления нами использованы материалы по субширотному профилю, пересекающему вал Зенкевича и океаническую котловину, экспериментальные данные Р. Хойтца с соавторами [14], полученные восточнее Японского желоба, и материалы СахКНИИ по полигону в юго-восточной части плиты южнее поднятия Шатского (рис. 1).

Методика сопоставления заключалась в сле-

Рис. 1. Схема изученности северо-западной части Тихого океана.

1 — профиль КМПВ 1980 г.; 2 — профили ЦЛ (центрального луча) 1978 г.; 3 — местоположение разрезов, представленных на рис. 2; 4 — профили УСЗ, результаты исследований по которым приведены в работах: 1 — [10], 2 — [7], 3 — [9], 4 — [12], 5 — [13], 6 — [8], 7 — [17], 8 — [19], 9 — [6], 10 — [работы СахКНИИ 1978 г.], 11 — [14], 12 — [16]; 5 — пункты постановок сейсмобуров по данным Хойтца и др. [14]; 6 — скважины океанического бурения.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

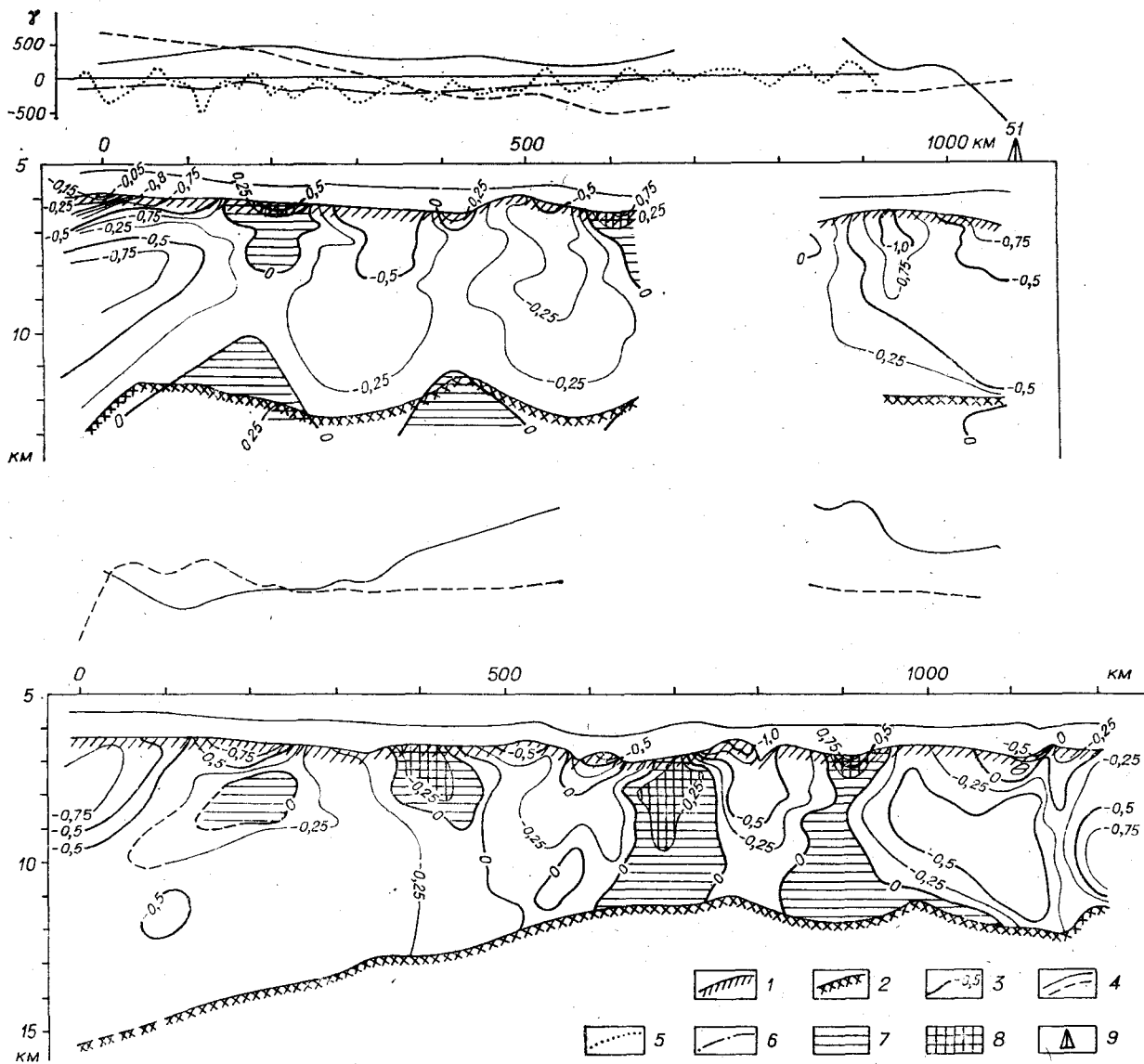


Рис. 2. Глубинные обобщенные разрезы земной коры.

1 — поверхность акустического фундамента; 2 — подошва земной коры; 3 — изолинии разности скоростей; 4 — аномалии силы тяжести (сплошная линия — в редукции Буге, пунктирная — в редукции Фая); 5 — аномалия магнитного поля  $\Delta T_a$ ; 6 — региональное поле  $\Delta T_a$ . Области положительных разностей скоростей: 7 — от 0 до +0,25 км/с; 8 — от 0,25 км/с и выше; 9 — скважина № 51 океанического бурения.

дующем. Данные Р. Хоутца и его соавторов [14], представленные ими в виде сейсмических разрезов вдоль региональных маршрутов, были дополнены изолиниями пластовых скоростей в пределах земной коры. Положение последних находилось при интерполяции между соседними значениями скоростей на фиксированных глубинах для каждого отобранного сейсмондирования. Сами авторы работы ограничились построением преломляющих границ, связанных с поверхностью акустического фундамента и подошвой земной коры. Внутри консолидированной коры ими границы не строились, по-видимому, в связи с

тем, что корреляция полученных данных даже на соседних зондированиях затруднена из-за широкого спектра величин фиксируемых скоростей. Учитывая однородность экспериментального материала (равномерность наблюдений по профилю, единая аппаратурная и методическая база эксперимента, одинаковая точность определения скоростей в каждой точке), методически оправдано представить имеющиеся данные в изолиниях пластовых скоростей, которые контролируют распределение условных физических уровней, несомненно, связанных и с составом земной коры.



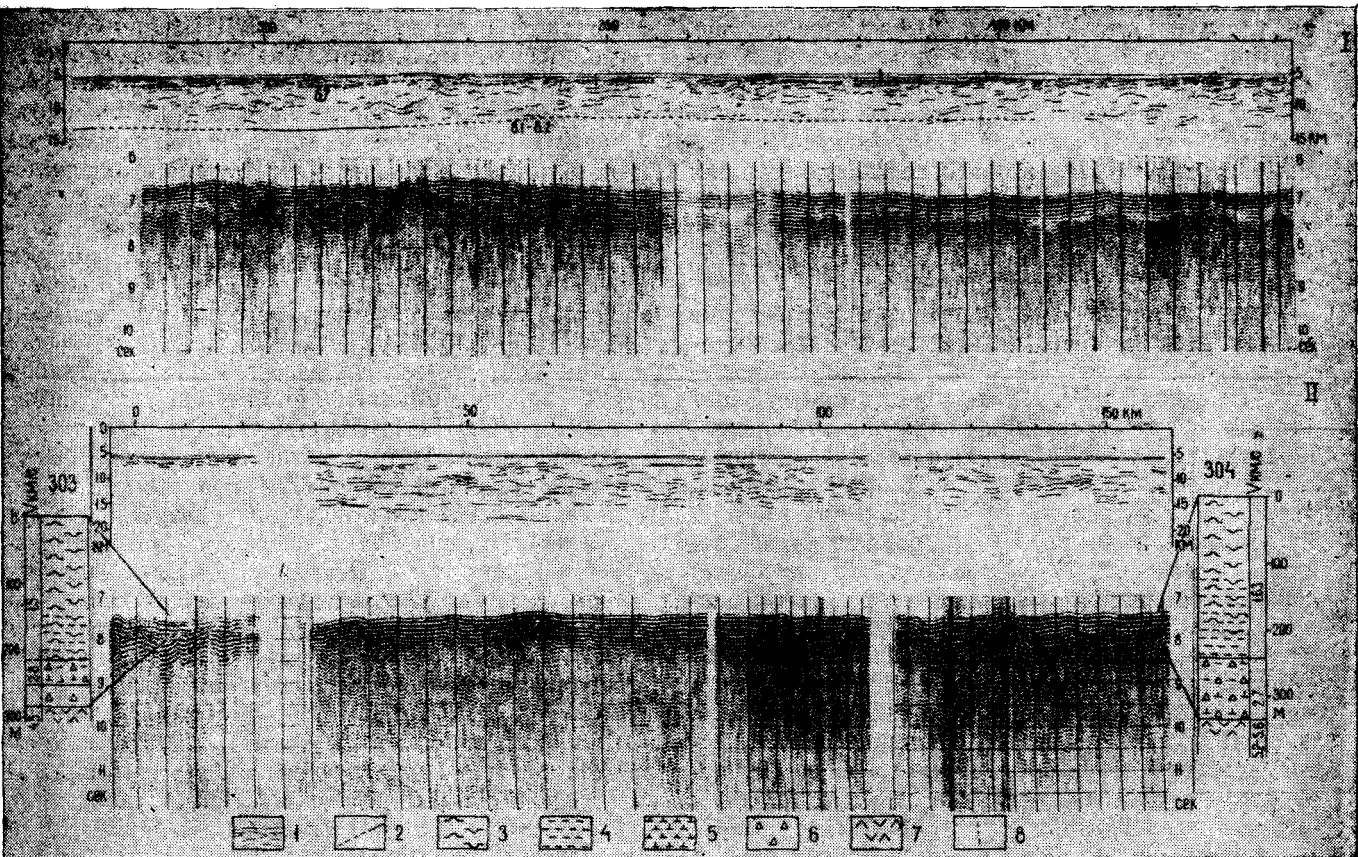


Рис. 3. Временные разрезы по профилям ЦЛ 1978 г. Геологические разрезы по скважинам океанического бурения № 303 и 304.

1 — отражающие границы, 2 — преломляющие границы, построенные по материалам работы [7], 3 — диатомрадиоляриевые илы, 4 — цеолитовые пелагические отложения, 5 — наносилты, 6 — кремнистые отложения, 7 — базальты, 8 — зоны разломов.

Полученные сейсмические разрезы в изолиниях скоростей в дальнейшем были сопоставлены с обобщенной моделью океанической коры, заданной вдоль маршрута также в изолиниях скоростей. За уровень отсчета при этом принята поверхность акустического фундамента. Затем из наблюдаемого разреза был вычтен разрез обобщенной модели и результирующие сейсмические разрезы построены в виде изолиний разности скоростей (рис. 2).

Анализ полученных разрезов показывает, что: 1) земная кора типично океанической плиты имеет блоковую структуру с размерами блоков 150—300 км и характеризуется чередованием геоблоков с высоко- и низкоскоростными параметрами; 2) высокоскоростные блоки фиксируются в тех случаях, когда на поверхности акустического фундамента отмечены высокие (более 5,5 км/с) скорости и их местоположение не коррелируется с формами рельефа поверхности Моховичича и акустического фундамента; 3) по

характеру изолиний можно предполагать, что существует связь высоких скоростей в земной коре с высокими скоростями ниже раздела М; 4) высокоскоростным геоблокам отвечают положительные аномалии регионального гравитационного поля в редукции Буге интенсивностью до 30—50 мГл; 5) к высокоскоростным блокам приурочены аномалии магнитного поля интенсивностью до 50—100 гамм. Однако их связь с этими блоками менее отчетливая, чем аномалий силы тяжести.

Полученные результаты требуют дальнейшей детализации их в региональном плане. Анализ гравиметрических данных по площади не исключает возможность линейного прослеживания геоблоков в северо-западном и в северо-восточном направлениях (именно в таких направлениях прослеживаются оси гравитационных аномалий). Возможно, что их простирания будут определяться простираниями соседних крупных морфоструктур, таких как глубоководные желоба — на

западе и поднятие Шатского — на юго-востоке.

Природа высокоскоростных геоблоков в настоящее время не может быть установлена однозначно. Тем не менее, учитывая высокие скорости сейсмических волн в акустическом фундаменте и его базальтовый состав по данным бурения, можно предположить, что основная часть вещества коры в этих геоблоках связана с внедрением более плотных пород, возможно, мантийного происхождения.

С целью анализа структуры самих геоблоков рассмотрены результаты детальных сейсмических исследований на двух небольших профилях (см. рис. 1 и 3). Наблюдения в их пределах выполнены отраженными волнами в модификации непрерывного сейсмического профилирования. В качестве излучателя использован пневматический источник объемом 30 л и частотой излучения ниже 10 Гц. Прием осуществлялся на один канал с базой 400—600 м. Это позволило осветить строение коры, как можно полагать, на всю ее мощность. Это предположение базируется на том, что на участке профиля ГСЗ (см. рис. 1) уровень, ниже которого отражающие площадки не прослеживаются, совпадает с преломляющей границей с  $V_r = 8,1$  км/с (см. рис. 3, I). Полученные на этом профиле данные в верхней части разреза хорошо согласуются с материалами бурения по скважинам 303 и 304 (см. рис. 3, II), по которым акустический фундамент представлен базальтами со скоростями от 4,5 до 5,6 км/с [15]. Мощность акустического фундамента здесь составляет 1,0—1,5 км. Ниже по разрезу вплоть до подошвы земной коры регистрируются отражающие границы, наличие которых свидетельствует о расслоенности разреза земной коры, а их протяженность (не более 10 км), взаимоотношение между собой, углы наклона и неравномерность распределения по профилю — о «раздробленности» блока по латерали. Отсутствие резкой отражающей границы в низах разреза в условиях субвертикальных углов падения может свидетельствовать о структуре раздела М в этом районе. Из всех возможных ее моделей, которые объясняют отсутствие отражающей границы, более предпочтительна модель с резкой границей и маломощным высокоградиентным слоем под ней [2].

Описанный разрез земной коры по своим характеристикам (блоковость и расслоенность) в общих чертах совпадает с таковым для участка профиля Института океанологии АН СССР на продолжении V геотраверза (западный борт поднятия Шатского), где при мощности коры 8—10 км (без водной толщи) и глубине залегания раздела Мохо 13—15 км [4] наблюдаются пониженные относительно обобщенной модели скорости в коре. Последнее согласуется и с гравиметрическими данными. Уровень аномалий  $\Delta g$  в редукции Буге здесь ниже на 30—50 мГл по

сравнению с профилем СахКНИИ при близкой мощности земной коры. Указанный факт может свидетельствовать, по-видимому, о том, что расслоенность коры океанического типа по вертикали и блоковость по горизонтали характерны как для высокоскоростных, так и для низкоскоростных геоблоков. Отличия в строении этих геоблоков скорее всего связаны не с морфологией внутренних границ, а с составом вмещающих пород и их физическими характеристиками.

Описанные выше детальные профили СахКНИИ и ИОАН были изучены в пределах типичной океанической плиты (глубины моря 5,2—5,6 км). Следующий профиль, исследованный СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1980 г. корреляционным методом преломленных волн по полной схеме наблюдений, располагается в пределах океанической впадины с глубиной моря 5,9 км (см. рис. 1) и относительно пониженными значениями  $\Delta g$ . Детальные сейсмические наблюдения (на участке длиной 120 км получено 9 годографов длиной до 50 км и шагом между наблюдениями 100—150 м) показали, что параметры верхней части разреза (осадочный слой и акустический фундамент), а также суммарная мощность земной коры (рис. 4) весьма близки к таковым для нормальной океанической коры. В то же время третий «океанический» слой имеет здесь аномальное строение. Во-первых, его верхняя часть, мощность которой не превышает 1,0 км, характеризуется скоростью 6,4—6,6 км/с. Во-вторых, основная мощность слоя (около 5,0 км) имеет скорость не более 6,3 км/с, что, естественно, намного ниже скорости для типичной океанической коры. Ниже залегает раздел М с граничными скоростями 8,2—8,4 км/с. В целом для всего разреза отмечена блоковость, которая выражается в наличии участков с относительно повышенными (включая акустический фундамент и поверхность Мохоровичича) и пониженными скоростями, т. е. и для этой части плиты сохраняются те же неоднородности в строении коры, что и для описанных выше.

Таким образом, можно констатировать, что для северо-западной плиты Тихого океана характерна блоковая структура земной коры. Как в региональном плане, так и в пределах локальных участков наблюдается чередование высоко- и низкоскоростных блоков, внутреннее строение которых слабо зависит от рельефа поверхности Мохоровичича и общей мощности коры и определяется скорее всего составом вмещающих пород. История формирования блоков может быть, видимо, расшифрована по результатам комплексного изучения акустического фундамента, кровля которого чаще всего совпадает с кровлей второго океанического слоя, и который, как было показано выше, достаточно чутко реагирует на изменение глубинного строения океанической коры и верхней мантии. В связи с этим

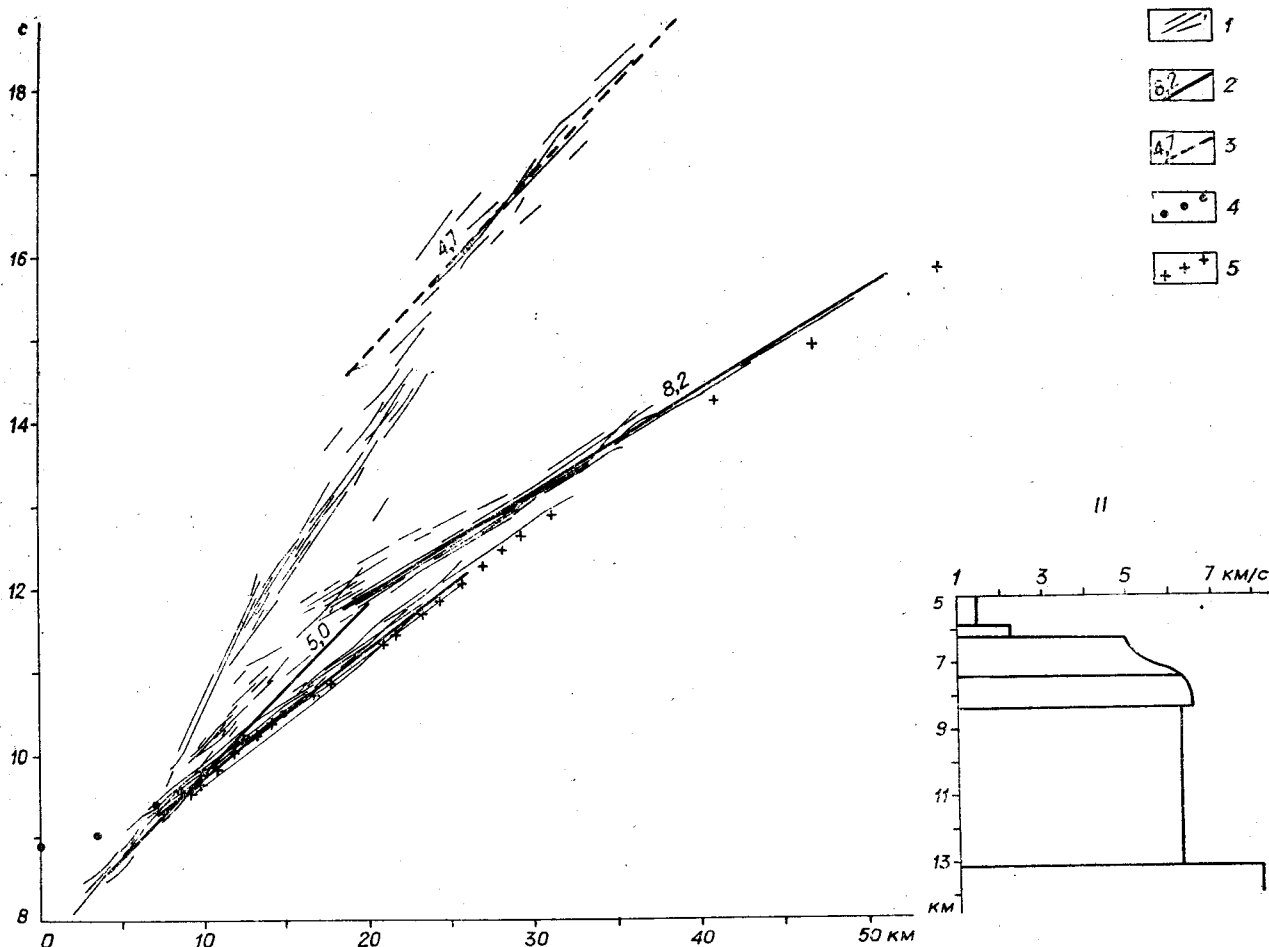


Рис. 4. Система годографов, приведенных к одному пункту излучения (I), и скоростной разрез (II), полученные при исследованиях КМПВ 1980 г.

1 — наблюдаемые годографы. Теоретические годографы, рассчитанные для скоростного разреза III: 2 — продольных волн; 3 — поперечных волн; 4 — волны, отраженных от кровли низкоскоростного слоя земной коры; 5 — годограф волн первых вступлений из работы А. Малахова и др. [6].

дальнейшие исследования должны быть направлены прежде всего на изучение структуры земной коры, выяснение связи блоковости земной коры и верхней мантии с геолого-геофизическими характеристиками акустического фундамента и определение их физических параметров. Отмечаемая тесная связь между скоростями акустического фундамента и значениями скоростей в целом во всей земной коре наводит на мысль, что должна существовать тесная корреляция между линейными магнитными анома-

лиями  $\Delta T_a$  и высокоскоростными блоками. Если это так, то последние скорее всего будут представлять собой блоки, в которых интенсивно протекали процессы интрузивного магматизма. Однако это, как известно, возможно только в ослабленных, трещиноватых зонах, и в этом случае высокоскоростные блоки отвечают разломным зонам. Картирование и установление природы поможет осветить механизм и историю формирования океанической земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Биккенина С. К. и др. О характере сочленения континентального и океанического литосферных блоков в районе южной Камчатки.— В кн.: Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток, 1978.
2. Давыдова Н. И., Косминская И. П. и др. Модели земной коры и границы М.— В кн.: Геофизический

- сб. АН УССР. Киев: Наукова думка, 1973, № 51.
3. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980.
4. Коган Л. Н., Ельников И. Н. Строение возвышенности Шатского по данным глубинного сейсмического профилирования МОВ.— В кн.: Современные проблемы морской геологии. М., 1980.
5. Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сей-

- смическая модель коры океанического типа.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 2.
6. Малахов А., Хассонг Д. и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан).— Океанология, 1977, т. 17, вып. 6.
  7. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
  8. Суворов А. А., Жильцов Э. Г. Результаты ГСЗ в районе Южной группы Курильских островов. Южно-Сахалинск, 1972. (Тр. СахКНИИ, вып. 26).
  9. Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969.
  10. Удинцев Г. Б. Результаты сейсмоакустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо.— ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4.
  11. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56.
  12. Den N., Ludwig W. J. a. o. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 6.
  13. Den N., Hotta H. a. o. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi.— J. Phys. Earth., 1971, v. 19, N 4.
  14. Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes on the crust and upper mantle near the Japan — Bonin trench.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
  15. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D. C., U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 32.
  16. Murauchi S., Den N. a. o. Crustal studies of the Philippine Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 10.
  17. Okada H., Suzuki S. a. o. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations.— J. Phys. Earth, 1973, v. 21, N 4.
  18. Raitt R. W. Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean Basin. Part 1. Crustal thickness of the Central Equatorial Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67.
  19. Shimamura H., Asada T. Apparent velocity measurements on an oceanic lithosphere.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1976, N 13.
  20. Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W. Structure of the Pacific basin.— In: The sea. 1970, Part 2.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
24 ноября 1981 г.

УДК 550.361+551.1 (265)

*П. М. Сычев; О. В. Веселов, Н. А. Волкова, В. В. Соинов*

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Для региона характерно наличие региональных и локальных аномалий высокого теплового потока. Первые приурочены преимущественно к впадинам окраинных морей (Японского, Охотского, Берингова), а вторые отмечаются в различных структурных условиях. Учет разного рода поправок (на седиментацию, рельеф и т. п.) существенно не меняет величину наблюдаемых аномалий, что указывает на глубинные причины избыточного тепла.

Интерпретация данных о тепловом потоке и сопоставление их с результатами других геофизических методов приводит к выводу, что избыточное тепло в случае региональных аномалий генерируется в верх-

ней мантии источниками, верхняя кромка которых расположена на глубинах примерно 10—20 км. Этими источниками, по-видимому, являются зоны частичного плавления. Локальные аномалии обусловлены источниками тепла, расположенными в земной коре. Возникновение зон частичного плавления, вероятно, связано с «проникающей конвекцией», т. е. быстрым подъемом нагретого жидкого, преимущественно ультраосновного материала из глубин Земли и последующим его значительным горизонтальным перемещением. При этом перемещение магмы связывается с механизмом гидро-разрыва.

### ВВЕДЕНИЕ

При определении процессов, протекающих в верхней мантии систем островных дуг и желобов, важное значение имеют данные о тепловом потоке. Как правило, аномально высокий тепловой поток наблюдается в окраинных морях и некоторых районах островных дуг, тогда как континентальные и океанические регионы характеризуются главным образом его нормальными значениями. Эти особенности распределения теплового потока особенно ярко выражены в северо-западной части зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Для рассматриваемого региона имеется значительное количество определений теплового потока, число которых постоянно пополняется. В настоящей статье прежде всего дан краткий обзор геотермических исследований по региону. Другим важным аспектом, обсуждаемым в этой статье, является природа аномально высокого теплового потока. Хотя этот вопрос остается трудным для окончательного решения, интерпретация данных теплового потока и сопоставление их с результатами других геофизических методов открывает определенные перспективы для разработки геодинамической модели земной коры и верхней мантии. Можно надеяться, что выводы, сделанные в этой статье, могут быть распространены и на другие регионы, связанные с системами островных дуг и окраинных морей.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В РЕГИОНЕ

Хотя тепловой поток по региону изучен не равномерно, тем не менее число определений достаточно велико для того, чтобы установить основные закономерности его распределения. По отдельным площадям рассматриваемого региона имеется ряд обобщающих работ [4, 5, 7, 23—25, 67, 70 и др.], в которых приведены результаты определений теплового потока, оценены поправки и распределение температур. Приводимое ниже описание теплового потока основано преимущественно на этих работах с учетом дополнительных измерений, выполненных авторами настоящей статьи в 1975—1979 гг. За «среднюю» величину теплового потока принято значение 55—60 мВт/м<sup>2</sup>\* [15].

Окраинные моря характеризуются аномально высокими значениями теплового потока (рис. 1—4). При этом котловины Японского и Охотского окраинных морей имеют сравнительно однородные значения со средней величиной около 90—95 мВт/м<sup>2</sup>. В Алеутской котловине Берингова моря тепловой поток сравнительно низок и колеблется примерно от 50 до 70 мВт/м<sup>2</sup> [51], а Командорская котловина отличается аномально высоким тепловым потоком, достигающим в среднем 135 мВт/м<sup>2</sup>.

\* 1 мккал/см<sup>2</sup>с (1 ЕТП) = 41,87 мВт/м<sup>2</sup>.

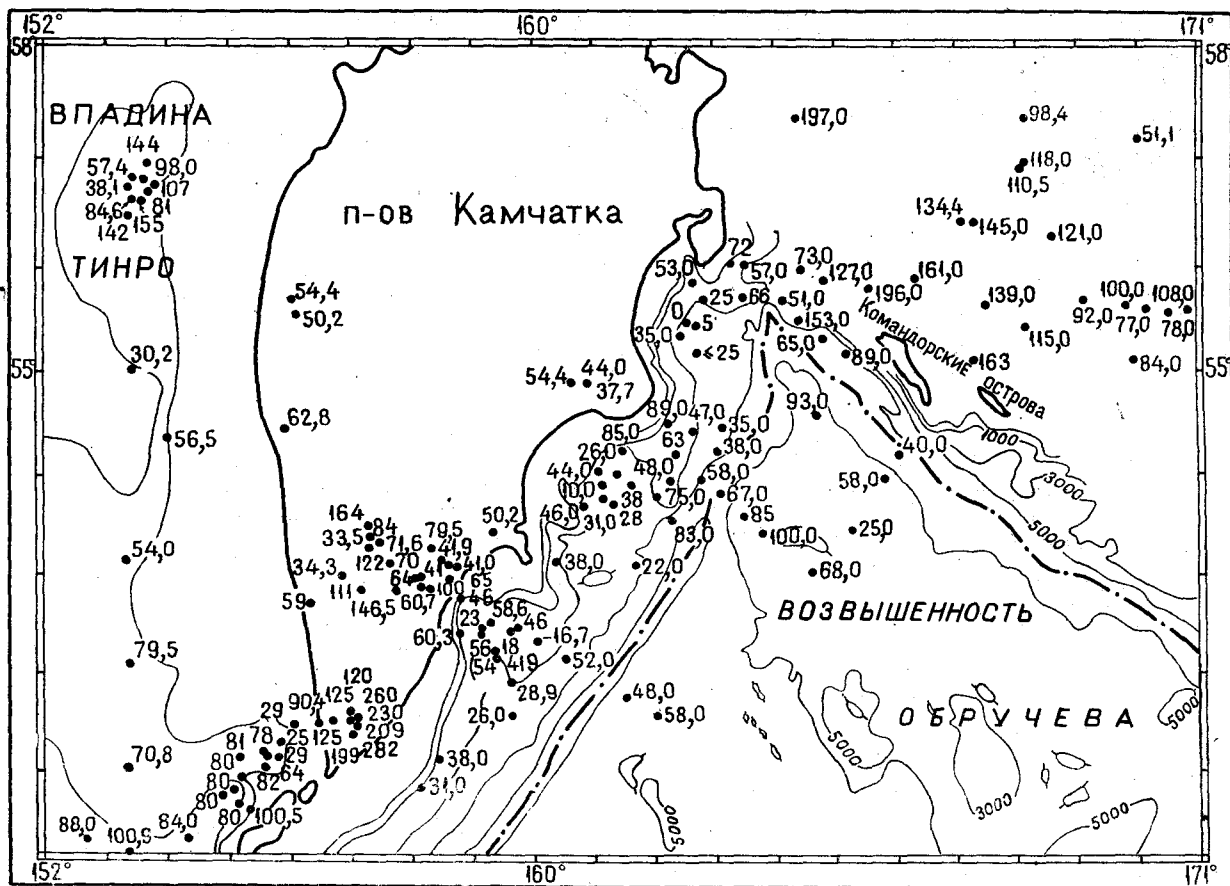


Рис. 1. Карта теплового потока Берингово-Камчатского региона (в мВт/м<sup>2</sup>).

Высокий тепловой поток наблюдается и в сравнительно мелководных впадинах, заполненных мощными (до 6—8 км) толщами осадков. В Татарском проливе средние значения теплового потока составляют 110 мВт/м<sup>2</sup>, а максимальные, приуроченные к западной части пролива, достигают 173 мВт/м<sup>2</sup>. Во впадине Дерюгина величина теплового потока колеблется от 32 до 210 мВт/м<sup>2</sup>, при средних значениях около 82 мВт/м<sup>2</sup>. Высокий тепловой поток характерен и для впадины Тинро, где он составляет примерно 100 мВт/м<sup>2</sup>.

Несколько более пониженный и дифференцированный тепловой поток наблюдается в районах подводных возвышенностей Японского и Охотского морей.

При переходе на сушу величина теплового потока в целом уменьшается. Впрочем, здесь также имеются исключения, связанные с неоднородным распределением теплового потока в островных дугах, хотя последние изучены еще недостаточно. Те немногие измерения, выполненные на островах или вблизи них, показывают, что тепловой поток здесь является повышенным. Для островов Алеутской дуги он оценивается в 69 мВт/м<sup>2</sup> [23], для Командорских — более 100

мВт/м<sup>2</sup>, а для островов Большой Курильской дуги — 85 мВт/м<sup>2</sup>. Приведенные оценки являются приблизительными, что обусловлено широким диапазоном значений теплового потока. Аналогичная картина наблюдается на Японской островной дуге [70]. Более низкий тепловой поток со средними значениями около 50 мВт/м<sup>2</sup> наблюдается на Сахалине. Минимальные величины (около 46 мВт/м<sup>2</sup>) отмечаются на севере острова и близкие к «средним» на юге. В центральной части острова (~49° с. ш.) тепловой поток возрастает и по измерениям в одной из глубоких скважин достигает 75 мВт/м<sup>2</sup>. Пониженный тепловой поток наблюдается в континентальной части советского Дальнего Востока (44 мВт/м<sup>2</sup>). Незначительное его увеличение имеет место в Корее [53]. В окраинных морях и на суше встречаются локальные аномалии высокого теплового потока. Важно заметить, что переход от областей высокого теплового потока, свойственного впадинам окраинных морей, к областям с пониженными его величинами на суше выражен часто весьма резко (на расстоянии в несколько десятков километров).

В северо-западной части Тихого океана тепловой поток близок к его среднеземным значе-

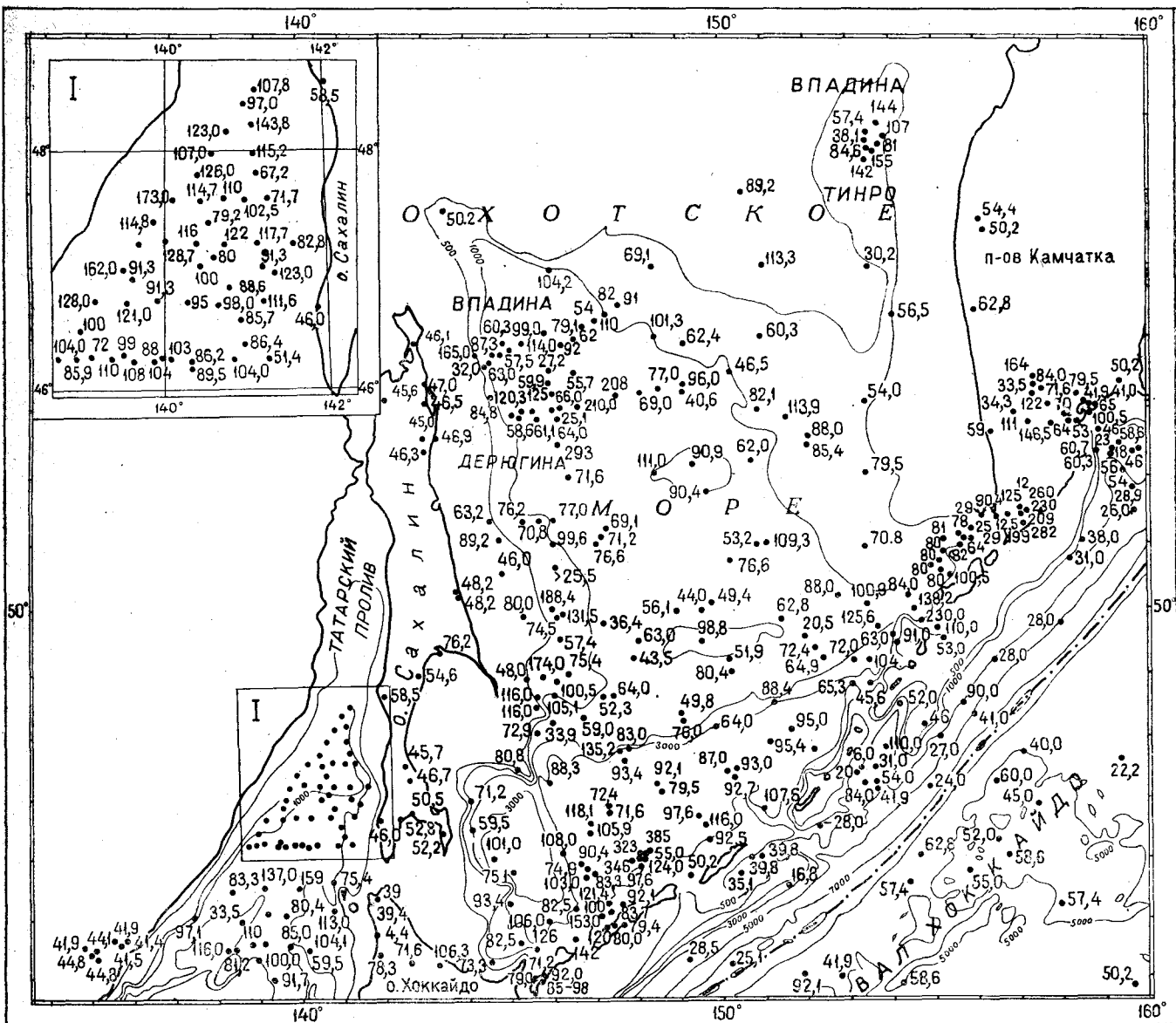


Рис. 2. Карта теплового потока Охотоморского региона (в мВт/м<sup>2</sup>).

ниям. Наиболее низкий тепловой поток и наибольшая его дифференциация отмечается в районах, прилегающих к глубоководным желобам. С океанической стороны желобов тепловой поток более однороден. В пределах внешнего гравитационного максимума, расположенного к востоку от Курило-Камчатского желоба (вал Хоккайдо), средняя величина теплового потока составляет около 50 мВт/м<sup>2</sup>, уменьшаясь в южной и северной его частях до 45 мВт/м<sup>2</sup> и увеличиваясь в центральной до 58 мВт/м<sup>2</sup>.

На возвышенности Обручева, рассматриваемой как северное окончание подводного Императорского хребта, наблюдается большой разброс значений теплового потока: от 24 до 99 мВт/м<sup>2</sup>, что, возможно, связано в ряде случаев с неполным заглублением зонда [23]. Однако как сред-

няя величина теплового потока (70 мВт/м<sup>2</sup>), так и отдельные его значения вполне определенно указывают, что возвышенность Обручева характеризуется высоким тепловым потоком.

## ПОПРАВКИ

Измеряемый в процессе геотермических исследований тепловой поток может быть существенно искажен воздействием на температурное поле ряда факторов, таких как осадконакопление, вертикальные движения, контрастная теплопроводность, топография местности, глубинная структура и т. п.

Величина поправки на осадконакопление в Охотском море и на Сахалине [11], на внутрен-

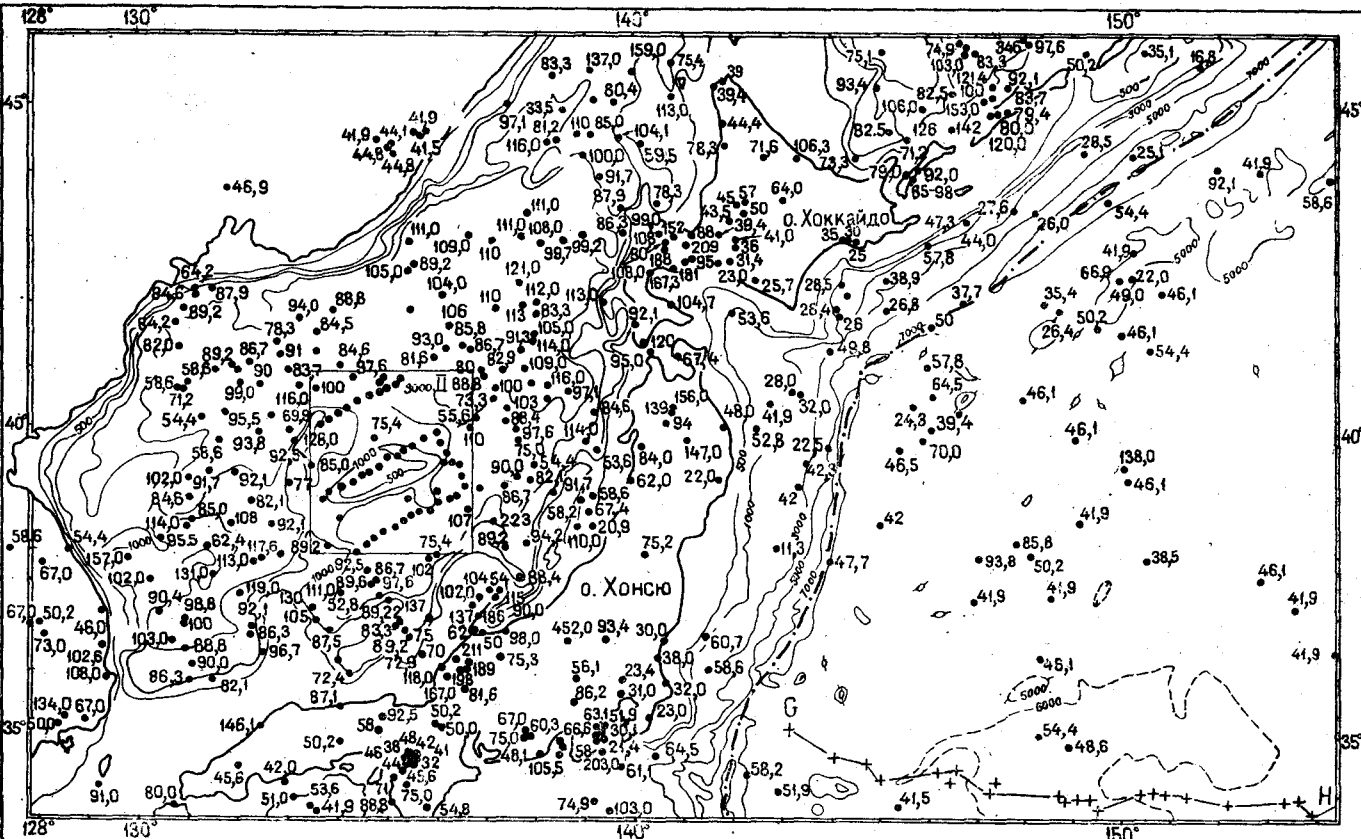


Рис. 3. Карта теплового потока Япономорского региона (в мВт/м<sup>2</sup>).

Район возвышенности Ямато (прямоугольник) изображен на рис. 4.

нем склоне Камчатского желоба и в северо-западной части Тихого океана [24] составляет около 10—20%, достигая иногда 30%, и ее учет может несколько повысить величину теплового потока в окраинных морях. Некоторые очень низкие его величины в Курило-Камчатском желобе могут быть обусловлены оползновыми процессами.

Влияние рельефа и вертикальных перемещений поверхности земной коры, оцененное для Сахалина, также оказалось незначительным, не превышающим 10%, что находится в пределах ошибки измерений [11].

Наконец, оценивалось влияние на тепловой поток неоднородностей земной коры и верхней мантии (структурный фактор). Полагается, что при увеличении мощности земной коры на 10—20 км тепловой поток может быть занижен на 10—20% и, наоборот, завышен на 5—15% в местах субокеанической коры [24].

Рассмотрение различного рода поправок показывает, что их учет существенно не меняет общую картину распределения теплового потока. К тому же некоторые поправки, например, на седиментацию и уменьшение мощности земной коры во впадинах, являются противоположными

по знаку. В связи с этим карта «фонового» потока [24] довольно близка к карте измеренных величин.

### РОЛЬ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА

При оценке источников теплового потока большой интерес представляет радиоактивность горных пород, которая позволяет оценить вклад радиогенной составляющей в общую величину теплового потока. Содержание урана, тория и калия, как основных теплогенерирующих элементов, исследовалось в горных породах различного состава и возраста на Камчатке [19], Курильских островах [14], в Приморье [26] и в Охотском регионе [10]. На основании усредненных данных составлена модель содержания радиоактивных элементов и удельной генерации тепла в основных слоях земной коры [8].

Средние величины генерации радиоактивного тепла в осадочном, «гранитном» и «базальтовом» слоях составляют соответственно 1,22—1,26, 1,54—1,70; 0,41—0,46 мкВт/м<sup>3</sup> в континентальной коре Азиатского материка; 1,13, 1,19, 0,41 мкВт/м<sup>3</sup> в континентальной коре Сахали-



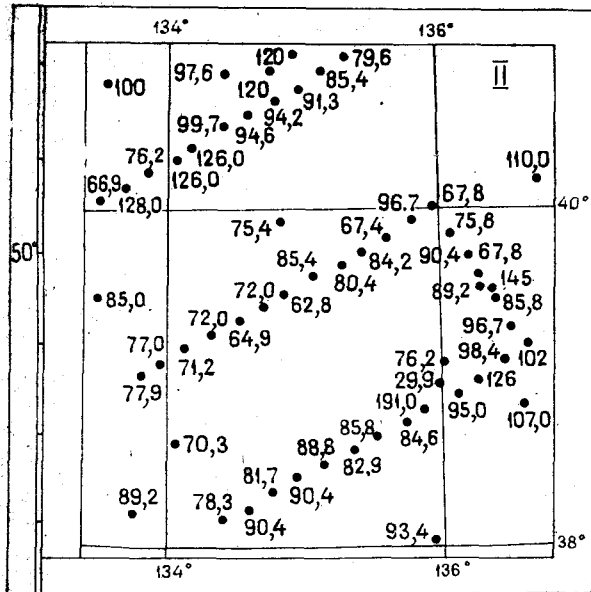


Рис. 4. Карта теплового потока района возвышенности Ямато (в мВт/м<sup>2</sup>).

на; 0,35—0,80; 0,54—0,76; 0,18—0,27 мкВт/м<sup>3</sup> в субконтинентальной коре Большой Курильской дуги; 0,76—0,80; 0,45—0,97; 0,11—0,54 мкВт/м<sup>3</sup> в океанической коре. Эти оценки являются в определенной мере условными, поскольку условными являются оценки содержания радиоактивных элементов в глубоких слоях земной коры. Основываясь на средних величинах генерации радиогенного тепла, можно заключить, что роль коровой составляющей в континентальной части Дальнего Востока и на Сахалине может достигать 50—70% от общей величины теплового потока. Что же касается Курильской островной дуги и районов с субокеанической либо субконтинентальной корой, то здесь возможная величина радиогенного тепла за счет земной коры падает до 10%. Таким образом, оказывается, что радиоактивность пород земной коры, по крайней мере в окраинных морях, не является фактором, определяющим величину теплового потока.

### ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Данные о распределении теплового потока, радиоактивности и теплопроводности позволяют оценить температуры в земной коре и верхней мантии. Такие оценки делались неоднократно [6, 9, 22 и др.]. В одной из недавних работ [25], а также О. В. Веселовым (рис. 5) сделаны оценки распределения температур по профилю глубинного сейсмического зондирования в Охотском и Беринговом морях. Основной вывод, который

вытекает из сделанных расчетов, состоит в том, что под котловинами окраинных морей наблюдается резкий подъем изотерм. Так, изотермы 1100—1200°C, при которых может начаться частичное плавление вещества верхней мантии, находятся в котловинах Командорской и Бауэрса (Берингово море) на глубине 10—40 км. В Курильской котловине Охотского моря эти изотермы залегают на глубинах 20—40 км (см. рис. 5), тогда как под Курильскую островную дугу они погружаются до 100 км и более.

Предложенные построения основаны на допущении стационарности теплового поля. На самом же деле есть основания считать, что тепловое поле, по крайней мере в ряде областей (Курило-Камчатская и Японская островные дуги), является нестационарным [25]. Поэтому области частичного плавления могут быть расположены выше, у основания земной коры.

Сделана также попытка оценить распределение температур в верхней мантии по известному распределению теплового потока на поверхности [27]. Искомые температуры находились по решению задачи Дирихле для области в виде прямоугольного треугольника. За краевые условия для данной области приняты слева и справа «нормальные» температуры верхней мантии соответственно континента и океана, и сверху — температуры по горизонтам на глубине 30 км, рассчитанные по данным распределения измеренных величин теплового потока. Полученное распределение представлено на рис. 6. Возмущение изотерм под Курильской глубоководной котловиной прослеживается не глубже 150—180 км, а разница температур между этой областью и прилегающими участками мантии составляет 200—400°C. В соответствии с рассчитанными температурами может быть выделена зона вероятного частичного плавления вещества верхней мантии на глубинах от 30 до 75 км, которая расположена между островами Итуруп и Сахалин. Вместе с тем следует заметить, что приведенная выше оценка глубин возмущения изотерм является максимальной, и на самом деле она может быть гораздо меньшей. Сходные результаты для этого же региона получены и при решении двумерного нестационарного уравнения [31]. Существование частичного расплава пород при этом решении допускается на глубинах не более 70—100 км.

Как уже отмечалось, в пределах тех или иных районов отмечаются локальные аномалии высокого теплового потока. Для одной из них, расположенной к востоку от средней части Сахалина, выполнены расчеты по определению предельной глубины залегания верхней кромки теплового источника в предположении, что таковой является интрузия магмы с первоначальной температурой около 1200°C. Расчетные глубины составляют от 5 до 24 км [12, 20]. По-

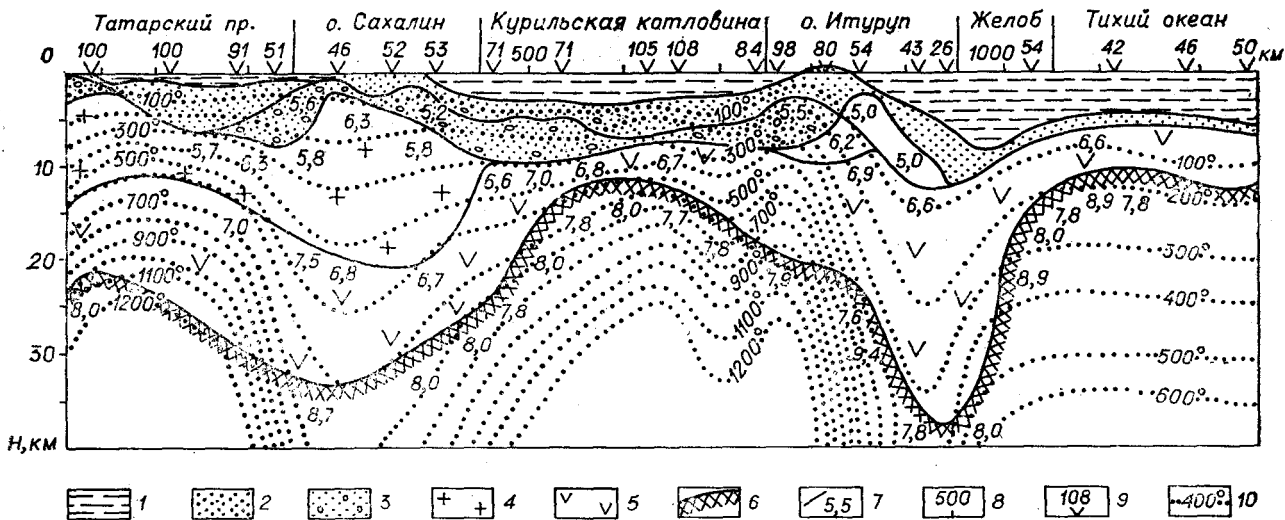


Рис. 5. Распределение температур в земной коре и верхней мантии Охотоморского региона.

Слой земной коры и верхней мантии: 1 — водный, 2 — осадочный, 3 — вулканогенно-осадочный, 4 — «гранитный», 5 — «базальтовый», 6 — подкордовый, 7 — возможное положение сейсмических границ, 8 — разметка обобщенного профиля, км, 9 — пункт определения величины теплового потока ( $\text{мВт/м}^2$ ), 10 — изотермы,  $^{\circ}\text{C}$ .

сколько рассчитывались предельные глубины, реальная глубина может оказаться меньше (не глубже 10—15 км). Аналогичное неглубокое залегание источников (в пределах коры) можно предположить и для других локальных аномалий теплового потока.

### СОСТАВЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ДРУГИМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Естественно ожидать, что повышение или понижение температур в верхних оболочках Земли будет оказывать влияние на физические свойства пород. В частности, повышение температур может привести к увеличению электропроводности пород, уменьшению в них скорости упругих волн и т. п. Кроме того, благодаря тепловому расширению или сжатию пород, возможна связь между полями теплового потока и силы тяжести. Ниже приведены некоторые геофизические данные, которые в той или иной ме-

ре могут отражать влияние температурного фактора, а также зависимость распределения теплового потока от строения земной коры и верхней мантии.

Неоднократно отмечалось, что в Японском море высокому тепловому потоку соответствует высокая электрическая проводимость в верхней мантии, которая связывалась с подъемом изотермы  $1200^{\circ}\text{C}$  [56, 66 и др.]. Дж. Хонкура [43, 44] считает, что проводящий слой под Японским морем находится в интервале глубин 30—80 км. Однако под Японией проводимость на этих глубинах настолько уменьшается, что этот слой становится незаметным. Он также отмечает, что проводимость слоя под Японским и Филиппинским морями очень высока, поэтому она не может быть объяснена только повышением температуры — необходимо предположить частичное плавление этого слоя на 4—6%. Следует подчеркнуть при этом, что высокая электропроводность при сравнительно невысокой степени частичного плавления возможна только в том случае, если жидкая фаза в слое находится не в виде изолированных пакетов, а рассредоточена в сети соединяющихся между собой каналов [58]. Это обстоятельство имеет в дальнейшем большое значение для оценки механизма вероятных процессов.

Основанные на сейсмологических данных представления о строении верхней мантии с внутренней стороны островных дуг несколько противоречивы. Под Японским морем возможно выделение слоя пониженных скоростей от глубины 40 км до предельно изученной глубины в 125 км [39]. Ранее в этом районе низкоскоростной слой как для поперечных, так и для продольных волн выделялся на глубине от 60—70 до 180—200 км [48]. Для сравнения укажем, что

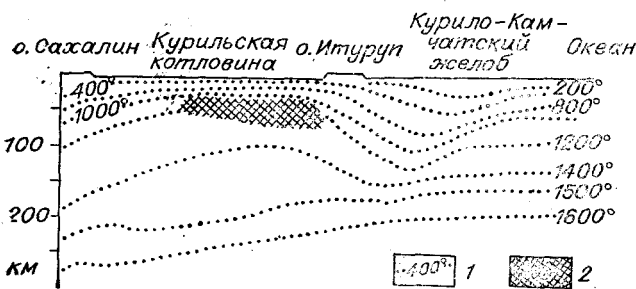


Рис. 6. Распределение стационарных температур в верхней мантии Охотоморского региона.

1 — изотермы,  $^{\circ}\text{C}$ , 2 — зона вероятного частичного плавления вещества верхней мантии.

под Соломоновым морем, где также наблюдается высококи тепловой поток, слой пониженных скоростей выделяется в интервале глубин 35—65 км [60]. Низкоскоростной слой на глубинах около 85—150 км выделяется и с океанической стороны от Японского желоба [34].

Не исключено также наличие низкоскоростных слоев на значительных глубинах. Под Сахалином, в частности, вероятно существование низкоскоростного слоя на глубине примерно 240—300 км [54]. Указывалось также, что под такими крупными структурами, как Курило-Камчатская, Алеутская и другие, понижение скорости продольных волн по отношению к прилегающим районам наблюдается на глубинах более 1000 км [47].

Не останавливаясь на обзоре многочисленных статей, посвященных строению верхней мантии, отметим лишь те ее аномальные свойства по региону, которые в той или иной мере могут быть связаны с влиянием температурного фактора. В частности, под вулканическими поясами Курильской [32], Японской [50], Алеутской [40] островных дуг наблюдается уменьшение скоростей и сильное затухание волн  $P$  и  $S$  до глубин 120—170 км и более. Понижения скоростей и затухания волн свойственны, видимо, не только островным дугам. Сходное явление наблюдается под возвышенностью Ямато и центральной частью Охотского моря, возможно, до глубин 250—300 км [35].

При исследованиях взрывной сейсмологией обращает на себя внимание совпадение районов высокого теплового потока с некоторым уменьшением скоростей продольных волн на границе Мохоровичича ( $M$ ): до 7,9 км/с в Командорской [59] и до 7,7—7,8 км/с в Курильской [29] котловинах. Получены также данные о том, что в верхней мантии Курильской котловины на глубинах примерно 11—30 км скорости продольных волн падают до 6,8—7,0 км/с, а вся эта толща характеризуется аномально низкой добротностью и повышенным поглощением [28]. Если воспользоваться предложенной корреляцией между скоростями продольных волн и температурой [37], то уменьшению скоростей на 0,3 км/с будет соответствовать увеличение температур от 300 до 600°C. При падении скоростей до 7,0 км/с и менее следует ожидать наличие зон частичного плавления. Примечательным является и тот факт, что пониженные скорости на границе  $M$  (7,2—7,6 км/с) наблюдаются на внешнем склоне Японского желоба и прилегающего к нему с востока гравитационного максимума [46]. Однако столь значительное уменьшение скорости на границе  $M$  в этом районе вряд ли обусловлено температурным фактором или только им. Возможно, что с кровлей верхней мантии отождествлен третий слой земной коры ли-

бо имеются существенные изменения состава пород на границе  $M$ .

За исключением некоторых районов островных дуг, прилегающих к окраинным морям, тепловой поток имеет высокую величину там, где мощность земной коры понижена.

При анализе гравитационного поля выясняется, что окраинные моря характеризуются в целом повышенными значениями изостатических аномалий, которые в Охотском море достигают +20 мГл [1]. Положительные изостатические аномалии не ограничиваются только котловинами, но еще более ярко выражены в местах подводных поднятий и островных дуг, свидетельствуя о том, что мощность земной коры здесь недостаточна для изостатического равновесия, точнее, земная кора этих районов оказывается как бы несколько приподнятой по отношению к нормальному уровню и является избыточной массой. Подобное состояние изостатической неуравновешенности может существовать лишь в том случае, если имеет место некоторое разуплотнение верхней мантии. Под котловинами окраинных морей это разуплотнение можно связывать с тепловым расширением. Реакцией на разуплотнение (тепловое расширение) верхней мантии будет подъем земной коры. При равенстве величин избыточных масс, которыми в этом случае являются приподнятый участок земной коры и разуплотненная часть верхней мантии, суммарная аномалия гравитационного поля будет положительно [61].

Наиболее интенсивные положительные изостатические аномалии наблюдаются под подводными возвышенностями, Сахалином, частью Японии и островными дугами [1]. В этих случаях зоны разуплотненной мантии, возможно, обусловлены не только температурным фактором, но и изменением ее химического состава до значительных глубин (150—200 км). Аномальные свойства верхней мантии в этих районах согласуются с приведенными выше сейсмологическими данными.

Попутно заметим, что существование наклонной погружающейся литосферы с повышенной плотностью, которая предполагается в моделях субдукции, должна вызывать широкую отрицательную гравитационную аномалию, чего на самом деле не наблюдается [68].

Наконец, целесообразно привести данные по петрохимическому анализу базальтов Филиппинского моря, которое хотя и расположено вне пределов рассматриваемого региона, но по характеру распределения теплового потока во многом сходно с котловинами других окраинных морей. Составы заклочных стекол этих базальтов свидетельствуют о зарождении исходного расплава на глубине 10—15 км, соответствующей уровню плагиоклазовой фации лерцолита в сухих условиях [17].

Приведенные в предыдущих разделах данные свидетельствуют в первую очередь о том, что в верхней мантии впадин окраинных морей существуют зоны избыточных температур (зоны частичного плавления), которые отражаются как зоны повышенной электропроводности, уменьшения скоростей и т. п. Вместе с тем существует еще некоторая неопределенность в отношении точного положения и мощности этих зон. С одной стороны, распределение температур в земной коре верхней мантии (см. рис. 5, 6) довольно близко согласуется с предполагаемыми по электромагнитным данным зонами частичного плавления и их мощностью. С другой стороны, если ориентироваться на данные о существовании зон пониженных скоростей и повышенного поглощения на глубинах 11—30 км, а также сведения о магматических очагах в Филиппинском море, то глубина зон частичного плавления может оказаться меньше. Это предположение не противоречит температурным расчетам, поскольку, как указывалось выше, последние выполнены при допущении стационарности температурного поля, которое вряд ли является таковым. В связи с этим верхняя кромка источников избыточного тепла под котловинами окраинных морей может быть принята ориентировочно в 10—20 км.

Судя по расчетам, нижняя граница источников избыточного тепла находится на глубине около 150 км. Однако по причинам, указанным выше, эта величина является скорее предельной, и на самом деле эта глубина может оказаться меньше. Не исключено, что зона избыточных температур сосредоточена в сравнительно тонком слое мощностью всего в 20—30 км.

Итак, имеющиеся данные довольно определенно свидетельствуют, что аномально высокий тепловой поток в котловинах окраинных морей, скорее всего, обусловлен зонами избыточного разогрева (зонами частичного плавления) в верхней мантии. Важным является то обстоятельство, что существенные термические возмущения не прослеживаются глубже 150 км.

Более глубокие неоднородности верхней мантии в виде зон пониженных скоростей наблюдаются под крупными подводными возвышенностями, островными дугами и Сахалином. Понижения скоростей в верхней мантии на глубинах свыше 250—300 км также могут быть связаны с температурным фактором. Если зоны избыточных температур у подошвы земной коры обуславливают наблюдаемое распределение теплового потока на земной поверхности, то первопричиной их возникновения, по-видимому, являются более глубокие

источники тепла, расположенные на глубинах, возможно, более 1000 км. Возникает вопрос: каков возможный механизм передачи тепла со значительных глубин к поверхности?

Наиболее распространенные модели предложены на основе концепции тектоники плит. Высокий тепловой поток в окраинных морях обычно связывается либо с генерацией тепла на верхней границе погружающейся литосферы благодаря трению [41], либо с подъемом термального диапира, либо с навеленной конвекцией [63], либо с совокупностью этих факторов. Еще большая неопределенность существует относительно роли тех или иных процессов в качестве генераторов тепла, а также механизма передачи последнего (см., например, [64]). Более того, согласно расчетам, количество энергии, обуславливающей высокий тепловой поток в окраинных морях, на два порядка больше, чем то, которое могло бы быть связано с эффектом предполагаемого погружения океанической плиты. Последний процесс должен даже не нагревать, а охлаждать верхнюю мантию [2]. Это обстоятельство, по существу, исключает все те модели, в которых погружение литосферы так или иначе рассматривается в качестве генератора тепловой энергии [65].

Резкое чередование часто сравнительно узких областей высоких и нормальных или пониженных величин теплового потока вряд ли возможно согласовать с механизмом кондуктивной передачи тепла с больших глубин, с наличием термальных диапиров или конвективных потоков, которые предполагают крупномасштабность явлений. Восходящие движения конвективных потоков или подъем диапиров должны бы вызывать подъем земной коры и ее растяжение над этими областями. Между тем Татарский пролив с его аномально высоким тепловым потоком, где мощность осадочной толщи достигает 6—8 км, по крайней мере в третичное время испытывал постоянное прогибание. Значительная мощность осадков наблюдается и в Курильской котловине (до 4—5 км). В обоих случаях осадочные слои залегают преимущественно горизонтально без каких-либо следов деформаций, которые могли бы указывать на растяжение.

В ряде работ [45, 52] обсуждался вопрос о связи высокого теплового потока с инъекциями магмы в земную кору, причем этому механизму иногда отдавалось предпочтение [55]. Идея переноса тепла инъекциями магмы заслуживает внимания и будет обсуждена ниже.

Наконец, остановимся на обсуждении теплового потока в северо-западной части Тихого океана. Наиболее примечательным фактом в этом районе, как уже указывалось выше, яв-

является обнаружение высокого теплового потока на возвышенности Обручева. Поскольку последняя является северным продолжением Императорских гор, то естественно было бы связывать наблюдаемый высокий тепловой поток с остаточным влиянием тепла после прохождения литосферной плиты над «горячей точкой». Однако, как показывают количественные оценки при условии стационарного переноса тепла [36], эффект «горячей точки» исчезает при удалении от нее примерно на расстояние 1000 км. При нестационарном переносе тепла воздействие «горячей точки» вообще не окажет влияния на поверхностный тепловой поток [21]. Отсюда следует, что высокий тепловой поток на возвышенности Обручева обусловлен, по всей видимости, тектономагматическими процессами, происходящими как в земной коре, так и в верхней мантии, непосредственно в этом районе.

Заслуживает внимания некоторое, хотя и незначительное, повышение теплового потока и отдельные его высокие величины в зоне гравитационного максимума с океанической стороны от Курило-Камчатского и Японского желобов. Возможно, что отмечаемое здесь понижение скорости на границе М является не случайным явлением. Пока еще рано делать определенные выводы, но если в последующем сведения о магматической активности в пределах этого района подтвердятся, то это может служить указанием на стабильное положение краевых валов и достаточно большую длительность их развития, генетически связанного с процессами в островных дугах.

## ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОН ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Возникновение обширных областей и сравнительно локальных зон частичного плавления в верхней мантии, обуславливающих высокий тепловой поток, вызывается, по всей видимости, одним и тем же механизмом передачи тепла с глубин Земли. Для образования ограниченных в пространстве зон частичного плавления требуется быстрое погружение к ним тепла. Механизмом, удовлетворяющим этому условию, может являться, по-видимому, лишь «проникающая» конвекция [38] или магматическая инъекция, что одно и то же. Подъем разогретых масс при этом, по-видимому, происходит по ослабленным зонам или глубинным разломам в верхней мантии [62]. Однако вряд ли подъем разогретого материала из глубин Земли происходит непосредственно под областями высокого теплового потока. Как

уже упоминалось, заметное уменьшение скорости и, возможно, плотности в верхней мантии до глубин 200—250 км обнаруживается под крупными положительными структурами земной коры. Поэтому более вероятно, что подъем разогретого материала происходит именно под этими структурами, характеризующимися увеличением мощности земной коры, благодаря привнесу магматического материала [30, 62]. Но тогда для объяснения образования зон частичного плавления в верхней мантии под отрицательными структурами земной коры следует предположить, что при определенных условиях происходит не только вертикальное, но и значительное горизонтальное перемещение поднимающегося разогретого материала. Гипотетическая схема подобного процесса показана на рис. 7.

Предполагается, что подъем разогретого материала по вертикальным и наклонным каналам происходит с глубин 240—350 км, а возможно и с более значительных глубин. Подъем будет контролироваться разностью плотностей разогретого материала и окружающей среды. Рассмотрим пример, когда поднимающаяся магма имеет основной состав и плотность, промежуточную между плотностями верхней мантии и земной коры. В этом случае поднимающаяся магма, достигнув «корня» земной коры, будет огибать последний, перемещаясь в сторону наиболее высокого гипсометрического положения поверхности верхней мантии. Участками же наиболее высокого ее положения являются зоны с пониженной мощностью земной коры, т. е. котловины окраинных морей.

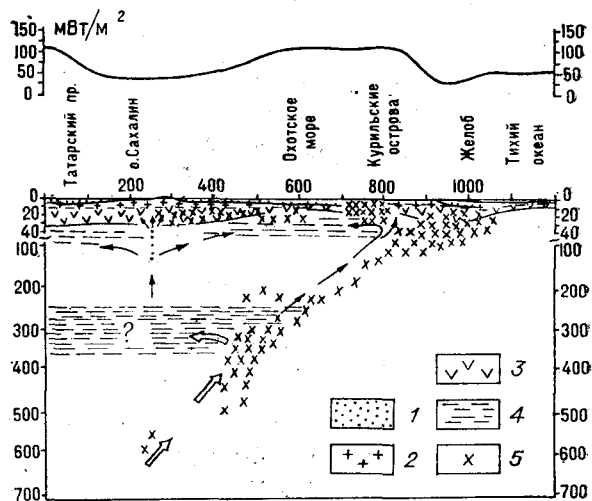


Рис. 7. Глубинные процессы в верхней мантии систем островных дуг и желобов.

Слой земной коры и верхней мантии: 1 — осадочный, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый», 4 — зоны вероятного частичного плавления вещества верхней мантии, 5 — гипоцентр землетрясений. Стрелками показан восходящий поток магматических расплавов.

Изложенная выше принципиальная схема механизма подъема разогретого материала близка к схеме Е. В. Артюшкова [2], в которой места подъема поверхности мантии рассматриваются как своеобразные «ловушки» для поднимающегося разогретого относительно легкого материала. Однако процесс подъема легких масс основного состава и преобразование их в последующем в эколгиты трудно согласовать с данными о некотором разуплотнении верхней мантии под котловинами окраинных морей и наличием зон частичного плавления. Поэтому ниже предлагается иной механизм переноса и ультраосновной состав поднимающегося нагретого материала. В связи с этим отметим несколько физических предпосылок, на которых в той или иной мере основана предлагаемая модель (см. рис. 7).

Принимается, что с больших глубин благодаря последовательной ступенчатой дифференциации поднимается магма, состав которой меняется по мере перехода на все более высокие уровни [30]. Вязкость магматических расплавов в связи с повышенными температурами и давлением [13, 49] незначительна (10—100 пуаз) и не является препятствием для перемещения вещества.

Для периодов времени менее  $10^3$  лет породы верхней мантии могут рассматриваться как упругая, хрупкая среда, прочность которой на растяжение оценивается в пределах  $1-10 \cdot 10^8$  н/м<sup>2</sup>, что соответствует разности напряжений 10—100 бар [16]. Возможно, что в отдельных интервалах глубин прочность пород несколько увеличивается, поскольку кажущиеся напряжения при землетрясениях иногда возрастают до 270 бар [69] и выше. Однако последнее обстоятельство не имеет принципиального значения.

Магма на той или иной глубине в верхней мантии рассредоточена в системе связанных между собой каналов, образуя зону «частичного плавления», в которой доля жидкой фазы составляет несколько процентов. Так как давление магмы в основании зоны должно быть равно всестороннему давлению в мантии на этом уровне, то у верхней границы зоны возникает избыточное давление, равное  $\Delta\rho gh$ , где  $\Delta\rho$  — разность плотностей,  $g$  — ускорение свободного падения, а  $h$  — мощность зоны. Если, например, принять мощность слоя частичного плавления в 50 км, а разницу плотностей в 0,1 г/см<sup>3</sup>, то избыточное давление и примерно равные ему растягивающие напряжения на верхней границе этого слоя составят около 500 бар, что выше прочности среды и вполне достаточно для образования трещин растяжения. То, что подобный механизм действительно может иметь место, показывает анализ механизма некоторых землетрясений

на глубинах в несколько сот километров, которые связываются с возникновением трещин растяжения и движения магмы [57]. Жидкий материал по этим трещинам устремляется вверх до того уровня, где его плотность сравнится с плотностью окружающей среды. При достаточном притоке жидкого материала последний будет распространяться по горизонтали согласно механизму гидроразрыва. Как показывают расчеты [18], даже сравнительно маломощные силы перегретых расплавов (до 10 м) могут распространяться в горизонтальном направлении на сотни километров.

Таким образом, оказывается, что породы верхней мантии и земной коры не являются серьезным препятствием для движения жидкого материала, если его плотность ниже плотности вмещающей среды. Предлагаемый механизм, вероятно, широко распространен, обеспечивая перенос тепла с больших глубин к поверхности Земли в тектонически активных зонах и его горизонтальное распространение.

Возвращаясь к предложенной модели (см. рис. 7), подчеркнем, что в силу условий распространения магмы жидкая фаза в зонах частичного плавления, которые имеют мощность под окраинными морями не менее 20 км, должна состоять из ультраосновного материала. В противном случае избыточное давление и растягивающие напряжения были бы настолько велики, что жидкая фаза, например в виде базальтов, была бы «выброшена» в земную кору или на поверхность.

Образующиеся в небольшом количестве вторичные дифференциаты основного состава, поднимаясь по вертикальным или наклонным разрывным нарушениям, будут внедряться в земную кору, увеличивая мощность последней. Основная же часть ультраосновных расплавов должна распространяться под впадинами окраинных морей. При этом предполагается прогрев вмещающих пород и образование вторичных основных магм, которые затем проникают в земную кору и на поверхность дна окраинных морей. Подобный процесс хорошо объясняет различия в типах и последовательности (взаимосвязанности) магматизма, наблюдающиеся в островных дугах и окраинных морях. Уже высказаны предположения [33], что в первых магматическая деятельность связана с более глубокими горизонтами мантии, чем во вторых.

Любопытно также отметить, что в тылу Курильской островной дуги выделена временная зависимость между мелкофокусными землетрясениями, которая свидетельствует о запаздывании землетрясений в Курильской котловине примерно на один год по сравнению с землетрясениями приостровного склона Курильского желоба [3]. Учитывая высокую ско-

рость распространения магмы, это запаздывание логично связывать с ее движением от островной дуги под Курильскую котловину, как это и предполагается на рис. 7.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение теплового потока в северо-западной части Тихого океана характеризуется определенными закономерностями. Основной из них является наличие высокого теплового потока в окраинных морях и особенно в их глубоководных котловинах. Расчеты распределения температур в земной коре и верхней мантии и сопоставление особенностей теплового потока с другими геофизическими данными приводят к выводу, что высокий тепловой поток обусловлен наличием в верхней мантии зон избыточных температур и зон частичного плавления, верхняя кромка которых расположена на глубинах около 10—20 км. Часто наблюдаемые локальные аномалии теплового потока в этих же районах связаны с источниками тепла в земной коре и служат дополнительным подтверждением существования более глубоких зон частичного плавления.

Возникновение зон частичного плавления и избыточных температур, ограниченных по глубине и горизонтальной протяженности, требует быстрого поступления к ним огромного количества тепла. Пожалуй, единственным процессом, способным удовлетворить этому условию, является магматическая инъекция или «проникающая» конвекция. Предлагаемая модель формирования зон частичного плавления осно-

вана на предположении о подъеме ультраосновных расплавов. При этом внедрение магмы в более высокие горизонты верхней мантии происходит, по всей видимости, по механизму гидроразрыва. Образование высокотемпературных магм, вероятно, связано с гравитационной дифференциацией, происходящей на больших глубинах, возможно, на границе ядро — мантия, а не с плавлением океанической литосферы, как это постулируется тектоникой плит.

В пределах океанической части рассматриваемого региона тепловой поток не однороден. Он повышен на возвышенности Обручева и, возможно, на некоторых участках окраинных валов, окаймляющих с внешней стороны глубоководные желоба, что свидетельствует о магматической активности этих районов. Наблюдаемая картина в большей степени согласуется с представлением о стабильном состоянии и длительном геологическом развитии их.

Сведения о тепловом потоке представляют собой весьма ценную информацию, которая значительно дополняет результаты других методов геолого-геофизических исследований. Тепловой поток является показателем тектономагматической активности того или иного региона. В связи с этим представляется необходимым продолжение измерений теплового потока как в окраинных морях, так, в особенности, и в пределах северо-западной части Тихого океана. При этом к первоочередным объектам следует отнести окраинные валы. Можно ожидать, что комплексные геолого-геофизические исследования в северо-западной части океана позволят подойти к решению ключевых проблем геодинамики.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
2. Аргюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
3. Баранов Б. В., Лобковский Л. И. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курильской дуги и ее связь с зоной Заварицкого — Беньюфа. — ДАН СССР, 1980, т. 255, № 1.
4. Веселов О. В., Волкова Н. А. и др. Исследование теплового потока в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геотермия, отчеты по геотермическим исследованиям в СССР, вып. 1—2. Отчеты за 1971—1972 гг. М.: Ин-т геол. АН СССР, 1974.
5. Веселов О. В., Волкова Н. А. и др. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 4.
6. Веселов О. В., Павлов Ю. А. и др. Земная кора и верхняя мантия северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (структура, неоднородности, современные процессы). Верхняя мантия и ее неоднородности. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Веселов О. В., Волкова Н. А. и др. Геотермические исследования СахКНИИ в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Материалы 3-го советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г. Владивосток, 1978.
8. Веселов О. В., Волкова Н. А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона. — В кн.: Геофизические поля переходных зон Тихоокеанского типа. Владивосток, 1981.
9. Волкова Н. А. Распределение температур в земной коре Южно-Охотоморского региона. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, 1975.
10. Волкова Н. А. Составляющая теплового потока за счет радиоактивности коры в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне пе-

рехода от Азиатского материка к Тихому океану. Владивосток, 1975.

11. Волкова Н. А. Тепловой поток и некоторые аспекты геологической истории Сахалина в кайнозойское.— В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, 1978.
12. Еремин Г. Д., Волкова Н. А., Веселов О. В. Интерпретация локальной аномалии теплового потока, расположенной вблизи восточного побережья о. Сахалин.— В кн.: Геотермия (геотермические исследования в СССР), ч. 2. М.: Ин-т геол. АН СССР, 1976.
13. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979.
14. Леонова Л. Л., Удальцова Н. И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974.
15. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
16. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
17. Нестеренко Г. В., Суцеская Н. М. Базальтовые стекла скважин Н42В (Филиппинское море).— Геохимия, 1981, № 9.
18. Попов В. С. Оценки скорости внедрения базитовых даек и силлов.— Геохимия, 1972, № 6.
19. Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Дучков А. Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры п-ова Камчатка. Новосибирск: Наука, 1977.
20. Савостин Л. А., Береснев А. Ф., Удинцев Г. Б. Новые данные о тепловом потоке через дно Охотского моря.— ДАН СССР, 1974, т. 215, № 4.
21. Северина Н. С. Нестационарное тепловое поле в движущейся среде над магнитным полюсом.— В кн.: Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков. М.: Наука, 1979.
22. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М., Сузрובה Н. Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма.— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
23. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 1. Тепловой поток и тектоника.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
24. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 1.
25. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 3. Оценки глубинных температур и мощность литосферы.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 2.
26. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979.
27. Соинов В. В., Соловьев В. Н. Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона.— В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, 1978.
28. Старшинова Е. А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря.— ДАН СССР, 1980, т. 255, № 6.
29. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
30. Сычев П. М. Глубинные поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
31. Тузов И. К., Маслов Л. А. и др. Напряженное и тепловое состояние литосферы Азиатско-Тихоокеанской активной окраины. Тез. докл. международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 1. Южно-Сахалинск, 1981.
32. Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южно-Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5.
33. Шараськин А. Я., Закариадае Г. С. Эволюция магматизма при формировании структур Филиппинского моря. Тез. докл. международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана. Вып. 2. Южно-Сахалинск, 1981.
34. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions of the bottom of the Western Pacific structure of oceanic lithosphere revealed by long-shot experiment.— In: Geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Geophys. Monogr. Ser. 19, AGU, Washington, D. C., 1976.
35. Barzangi M., Pennington W., Isacks B. Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using P-waves.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80.
36. Birch F. S. Conductive heat flow anomalies over a hot spot in a moving medium.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 35.
37. Black P. R., Braile L. W. A correlation between continental Pn velocities and heat flow.— EOS, 1980, v. 61, N 17.
38. Elder J. W. Physical processes in geothermal areas.— In: Terrestrial heat flow. AGU, Geophys. Monogr., Washington, D. C., 1965, 18.
39. Evans J. R., Suyehiro K., Sacks I. S. Mantle structure beneath the Japan Sea, a re-examination.— Geophys. Res. Lett., 1978, v. 15, N 6.
40. Grow J. A., Kumar A. Seismic-wave attenuation beneath the central Aleutian arc.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, v. 63.
41. Hasebe K., Fujii N., Uyeda S. Thermal processes under island arcs.— Tectonophysics, 1970, v. 10.
42. Helmberger D. V. The crust—mantle transition in the Bering Sea.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, v. 58.
43. Honkura J. Electrical conductivity anomalies beneath the Japan Arc.— J. Geomag. Geoelectr., 1974, v. 26.
44. Honkura J. Partial melting and electrical conductivity anomalies beneath the Japan and Philippine Seas.— Phys. Earth Planet. Inter., 1975, v. 10.
45. Horai K., Uyeda S. Terrestrial heat flow in volcanic areas.— In: The Earth's crust and upper mantle. AGU, Geophys. Monogr., 13, 1969.
46. Houtz R. E., Buhl P. a. o. Observation of the decrease in upper mantle seismic velocity beneath the Japan—Bonin trench.— EOS, Trans. Amer. Geophys. Un., 1978, v. 59.
47. Julian B. R., Sengupta M. K. Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in the deep mantle.— Nature, 1973, v. 242.
48. Kanamori M. Mantle beneath the Japan Arc.— Phys. Earth Planet. Inter., 1970, v. 3.
49. Kushiro I., Yoder H. S., Mysen B. O. Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 35.
50. Maki T. P-wave velocity structure in the upper mantle beneath the Japanese Islands.— Zisin, 1976, N 29.
51. Marshall B. V. Recent heat flow measurements in the Aleutian Basin, Bering Sea.— EOS, Trans. Amer. Geophys. Un., 1978, v. 59.
52. McKenzie D. P., Sclater J. G. Heat flow inside the island arc of the Northwest Pacific.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
53. Mizutani N., Baba K. a. o. Heat flow in Korea.— Tectonophysics, 1970, v. 10.
54. Neguchi Sh., Okada A. Anomalous seismic wave transmission and the upper mantle structure in and around Hokkaido.— In: Structure in and around Hokkaido and its tectonic implication. 1976.



55. *Packham G. H., Falvey D. A.*: A hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— *Tectonophysics*, 1974, v. 11.
56. *Rikitake T.* Electric conductivity anomaly in the Earth's crust and upper mantle.— *Earth Sci. Rev.*, 1974, v. 7.
57. *Robson G. R., Barr K. G., Luna L. C.* Extension failure: an earthquake mechanism.— *Nature*, 1968, v. 218, N 5136.
58. *Shankland T. J., Waff H. S.* Partial melting and electric conductivity anomalies in upper mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 88.
59. *Shor G. G., Fornari D. J.* Seismic refraction measurements in the Kamchatka Basin, Western Bering Sea.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
60. *Sundaralingam K.* Uppermost upper mantle beneath Solomon Sea.— *Search*, 1978, v. 9.
61. *Sychev P. M.* Upper mantle structure, a nature of deep processes in island arc and trench system.— *Tectonophysics*, 1973, v. 19.
62. *Sychev P. M.* Deep structure and crust formation in the Northwest Pacific.— In: *Volcanoes and Tectonosphere*. Tokyo, Tokai Univ. Press., 1976.
63. *Toksöz M. N., Bird P.* Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus.— In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. AGU, Geophys. Monogr. Ser., Washington, D. C., 1977.
64. *Uyeda S.* Subduction zones: facts, ideas and speculations.— *Oceanus*, 1979, v. 22.
65. *Uyeda S.* Subduction zones: Introduction to comparative subductology.— *Tectonophysics*, 1982, v. 81, N 3/4.
66. *Uyeda S., Rikitake T.* Electrical conductivity anomaly and terrestrial heat flow.— *J. Geomag. Geoelectr.*, 1970, v. 22.
67. *Watanabe T., Langseth M. G., Anderson R. N.* Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific.— In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. AGU, Geophys. Managr. Ser., Washington, D. C., 1977.
68. *Worzel J. L.* Gravity investigations of the subduction zone.— In: *Geophysics of Pacific Ocean Basin and Margin*. AGU, Geophys. Monogr. Ser., 19, Washington, D. C., 1976.
69. *Wyss M.* Stress estimates for South American shallow and deep earthquakes.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 8.
70. *Yoshii T.* Compilation of geophysical data around the Japanese Islands.— *Bull. Earthq. Res., Inst. Univ. Tokyo*, 1979, v. 54.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
21 сентября 1981 г.

Л. А. Маслов, И. К. Туезов

## РАСЧЕТ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОКА АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ЗОНЫ ПЕРЕХОДА НА ОСНОВЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ

Приведена методика численного расчета и карты распределения напряжений, действующих в основании литосферы восточной части Азиатского континента.

По своей сложности объекты геофизики на­поминают объекты биофизики. Однако биофизика, как и многие другие науки, обладает мощным инструментом познания, а именно, «контролируемым экспериментом», который предполагает активное воздействие на объект исследования, в то время как в геофизике главным источником развития науки остаются пассивные наблюдения. По-видимому, выход из существующего положения может быть следующий: одновременно с развитием методов активного воздействия на геофизические объекты (ГСЗ, вибростейсы, МГД-генераторы и др.) в области теоретической геофизики пытаться разрабатывать математические модели геофизических объектов и/или процессов, которые были бы физически достаточно полными и замкнутыми относительно параметров исследуемых объектов. Тогда теоретическим критерием истинности должна служить внутренняя непротиворечивость модели, ее самосогласованность.

Наилучшей реализацией такого подхода является, на наш взгляд, подход, развитый в работах В. П. Мясникова и соавторов [1]. В упомянутых работах предложена модель механической эволюции Земли и рассмотрены некоторые конкретные, физически осмысленные решения, вытекающие из этой модели.

Как частный случай модели В. П. Мясникова следует рассматривать модель, предложенную С. Ранкорном [6]. Им введен термин «плотностная конвекция», означающий перемещение аномальных плотностных масс в поле силы тяжести сферически-симметричной Земли.

В разработанной С. Ранкорном модели предполагается, что вещество мантии — ньютонова жидкость с постоянной вязкостью; литосфера — однородный жесткий слой постоянной

Установлены некоторые закономерности распределения напряжений и их связь с тектоникой рассматриваемого региона.

толщины; процесс стационарный; ускорение силы тяжести постоянно по глубине. Считается, что напряжения в упругом, тонком (мощностью 50—100 км) верхнем слое Земли (литосфере) вызываются, благодаря сцеплению с литосферой, конвективными токами нижележащего вязкого вещества. Распределение напряжений разыскивалось путем совместного решения уравнения Навье — Стокса для соле­ноидальной части поля скоростей и уравнения гравитационного потенциала. Предполагалось, что на нижней границе литосферы нормальная и касательная компоненты скорости равны нулю (условия отсутствия перетекания вещества через границу и условия сцепления, соответственно). Напряжения получены в виде ряда по сферическим функциям со стоксовыми коэффициентами внешнего гравитационного поля Земли [7]:

$$\sigma_N = \frac{d}{d\theta} F(\theta, \Phi), \quad (1)$$

$$\sigma_E = \frac{1}{\sin \theta} \frac{d}{d\Phi} F(\theta, \Phi), \quad (2)$$

$$F = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{Mg}{4\pi a^2} \left(\frac{a'}{a}\right)^n \frac{2n+1}{n+1} \cdot S_n(\theta, \Phi),$$

$$S_n(\theta, \Phi) = \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\Phi + S_{nm} \sin m\Phi) P_n^m(\theta).$$

Здесь  $\sigma_N$  и  $\sigma_E$  — напряжения широтного ( $\theta$ ) и долготного ( $\Phi$ ) направлений,  $a'$  — радиус Земли,  $a$  — радиус основания литосферы,  $M$  — масса Земли,  $g$  — нормальное ускорение силы тяжести.

При выводе своих формул Ранкорн в исходных уравнениях движения опустил член самогравитации, имеющий вид  $\rho \nabla U'$ , где  $\rho$  — сферически симметричная компонента разло-

жений плотности. Этот член корректно учитывается в упомянутой выше работе В. П. Мясникова и В. Е. Фадеева. Можно показать, однако, что при некоторых предположениях членом  $\rho \nabla U'$  можно пренебречь по сравнению с  $\rho' \nabla \bar{U}$  ( $\bar{U}$  — сферически симметричная компонента потенциала силы тяжести). Действительно, как следует из основных предположений Ранкорна, плотностная конвекция протекает в верхней мантии и переходной зоне (глубина до 1000 км). Среднюю плотность  $\rho$  для этого слоя возьмем равной  $\rho = 3,5 \text{ г/см}^3$ . Нормальное ускорение силы тяжести принято постоянным и равным  $|\nabla \bar{U}| = 9,8 \cdot 10^5 \text{ мГл}$ . Аномальная плотность  $\rho'$  связана с  $U'$  соотношением  $|\nabla U'| = kL\gamma\rho'\pi$ , где коэффициент  $k$  порядка единицы, а  $L$  — характерный размер аномального тела. Например, для плоского слоя  $k=2$ ,  $L$  — толщина слоя, для сферы  $k=4/3$ ,  $L$  — радиус сферы (ускорение силы тяжести вычисляется на поверхности сферы). Тогда  $|\rho' \nabla \bar{U}|/|\rho \nabla U'| = O(10^4/L)$ ,  $L$  измеряется в километрах. Таким образом, членом самогравитации можно пренебречь для аномальных тел, характерные размеры которых не превышают  $\sim 10^3$  км. Физическая разумность такого предположения подтверждается результатами интерпретации крупнейших гравитационных аномалий, выполненных в работе Ю. А. Тараканова и Т. Н. Черевко [2].

С целью проведения расчетов по формулам (1) и (2) была разработана программа на языке FORTRAN-4 для ЕС ЭВМ. Использовались рекуррентные формулы:

$$\begin{aligned} \tilde{P}_{n+1}^m &= \cos \theta \cdot \tilde{P}_n^m \left[ \frac{(2n+1)(2n+3)}{(n+m+1)(n-m+1)} \right]^{1/2} - \\ &- \tilde{P}_{n-1}^m \left[ \frac{(n+m)(n-m)(2n+3)}{(n+m+1)(n-m+1)(2n+1)} \right]^{1/2}, \quad (3) \end{aligned}$$

где  $\tilde{P}_n^m$  и  $\tilde{P}_{n-1}^m$  определялись из соотношений

$$\begin{aligned} \tilde{P}_n^m &= \tilde{P}_m^m \cdot \tilde{R}_{n-m}^m, \\ \tilde{P}_{m+1}^m &= -\sin \theta \cdot \left( \frac{2m+3}{2m+2} \right)^{1/2} \tilde{P}_m^m, \quad (4) \\ \tilde{R}_0^m &= 1; \quad \tilde{R}_1^m = \cos \theta \cdot (2m+3)^{1/2}. \end{aligned}$$

Расчеты по формулам (3) и (4) и вычисление тригонометрических функций велись с двойной точностью. Проверка работы программы производилась путем суммирования функции  $(1-2xt+t^2)^{-1/2} - 1 - xt$ , представленной в виде ряда по полиномам Лежандра, и сравнения найденных таким образом значений функции с вычисленными непосредственно. Чтобы избежать усложнения программы за счет дифференцирования  $S_n$  по  $\theta$  и  $\Phi$  в формулах (1) и (2) под знаком суммы, сначала вычислялась

функция  $F(\theta, \Phi)$  на заданной сетке, а затем производился расчет напряжений конечно-разностным дифференцированием  $F$ . Для этого определялись средние значения

$$[F(\theta, \Phi) + F(\theta, \Phi + \Delta\Phi)]/2 = F_{i-1} \text{ и}$$

$$[F(\theta + \Delta\theta, \Phi) + F(\theta + \Delta\theta, \Phi + \Delta\Phi)]/2 = F_i$$

и производная по  $\theta$  определялась как отношение  $(F_i - F_{i-1})/\Delta\theta$ . Аналогичная процедура производилась при дифференцировании по  $\Phi$ .

В расчетах использовалась гравитационная модель Земли GEM-8 [8]. Так как характерный размер поля, представляемый этой моделью, составляет около  $10^\circ$ , а расчеты велись на сетке  $1^\circ \times 1^\circ$ , то тем самым оправдано применение численного дифференцирования.

На рис. 1—4 приведены результаты расчета напряжений  $\sigma = (\sigma_N^2 + \sigma_E^2)^{1/2}$ ,  $\alpha = \text{arctg}(\sigma_N/\sigma_E)$  для региона  $70^\circ - 30^\circ$  с. ш. и  $80^\circ$  в. д.  $\div 180^\circ$  в. д. по гармоникам  $n = 5 \div 25$ ;  $n = 9 \div 25$ ;  $n = 13 \div 25$  и  $n = 17 \div 25$  соответственно. В расчетах было принято  $M = 5,93 \times 10^{27} \text{ г}$ ,  $g = 9,798 \text{ м/с}^2$ ,  $a = 6,3 \cdot 10^6 \text{ м}$ ,  $a' = 6,378 \cdot 10^8 \text{ м}$ ,  $\mu = 10^{25} \text{ нс/м}^2$ . Точка указывает начало вектора. Максимальные значения напряжений составляют  $\sim 10^8 \text{ дин/см}^2$  — величину порядка оцениваемой различными авторами как предел прочности горных пород.

Однако рассчитываемые таким образом напряжения правильно рассматривать не как действующие в самой литосфере, а как граничные, действующие на внутренней поверхности. Расчет же напряжений в самой литосфере требует интегрирования уравнений равновесия сферической оболочки при заданных граничных воздействиях. Поэтому какая-либо интерпретация (геофизическая или тектоническая) рассчитанных здесь напряжений может быть лишь приближенной, основанной на ряде допущений. Например, на предположении об абсолютной жесткости литосферы.

С целью более объективной интерпретации вычисляемых полей напряжений рассчитывалась дивергенция векторного поля, характеризующая степень отклонения этого поля от однородного

$$\begin{aligned} \text{div } \bar{\sigma} &= \frac{1}{a'} \left( \frac{\partial \sigma_N}{\partial \theta} + \sigma_N \text{tg} \theta + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial \sigma_E}{\partial \Phi} \right), \\ \bar{\sigma} &= \{0, \sigma_N, \sigma_E\}. \end{aligned}$$

Расчет дивергенции производился конечно-разностным методом, способом, аналогичным указанному выше.

На рис. 1—4 приведены нулевые значения дивергенции в изолиниях, разделяющих области механического растяжения от областей сжатия.

Анализ результатов на рис. 1—4 позволил сделать следующие выводы:

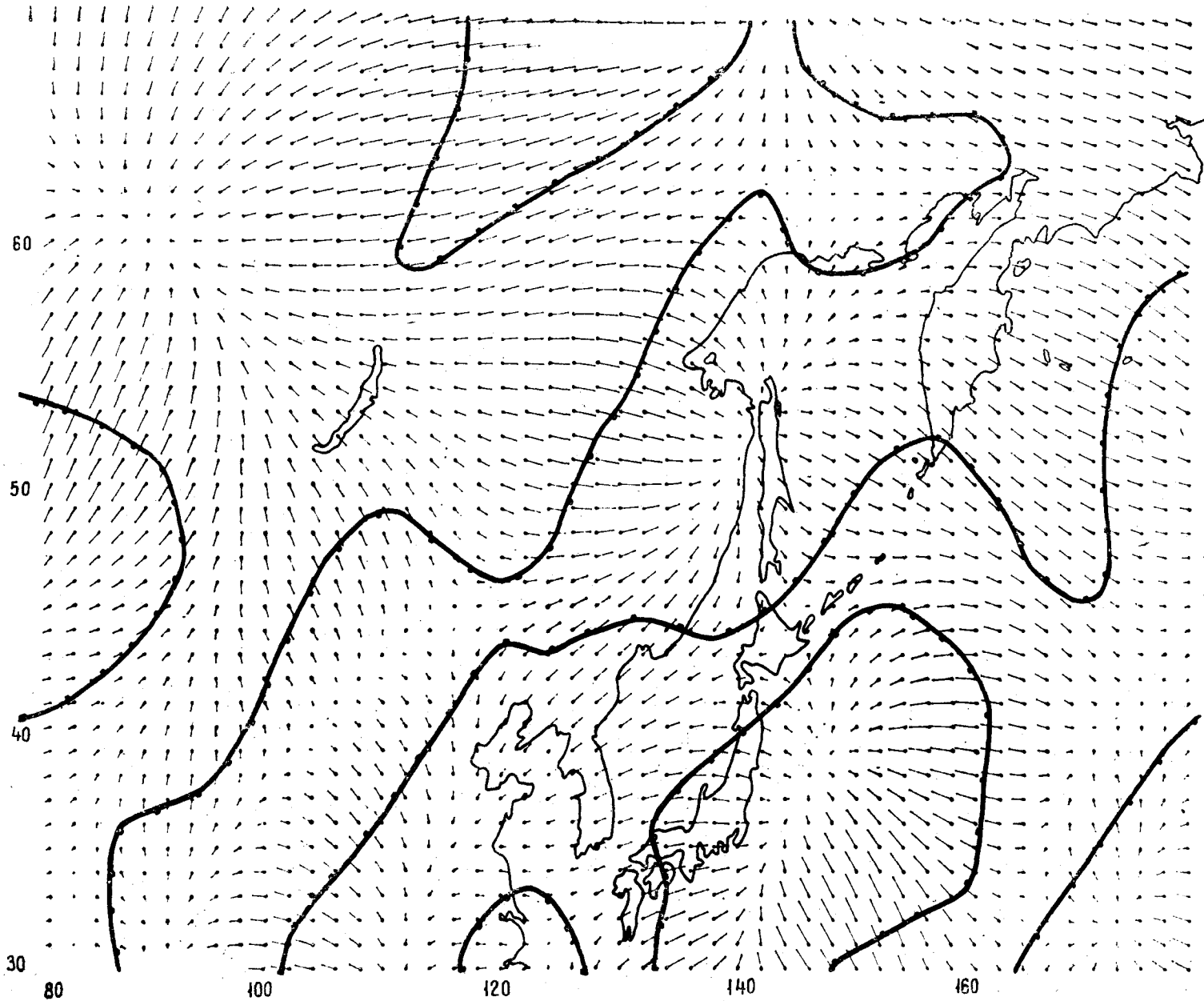


Рис. 1. Распределение напряжений, рассчитанное по гармоникам 5—25.  
1 — вектора напряжений, 2 — нулевая изолиния дивергенции.

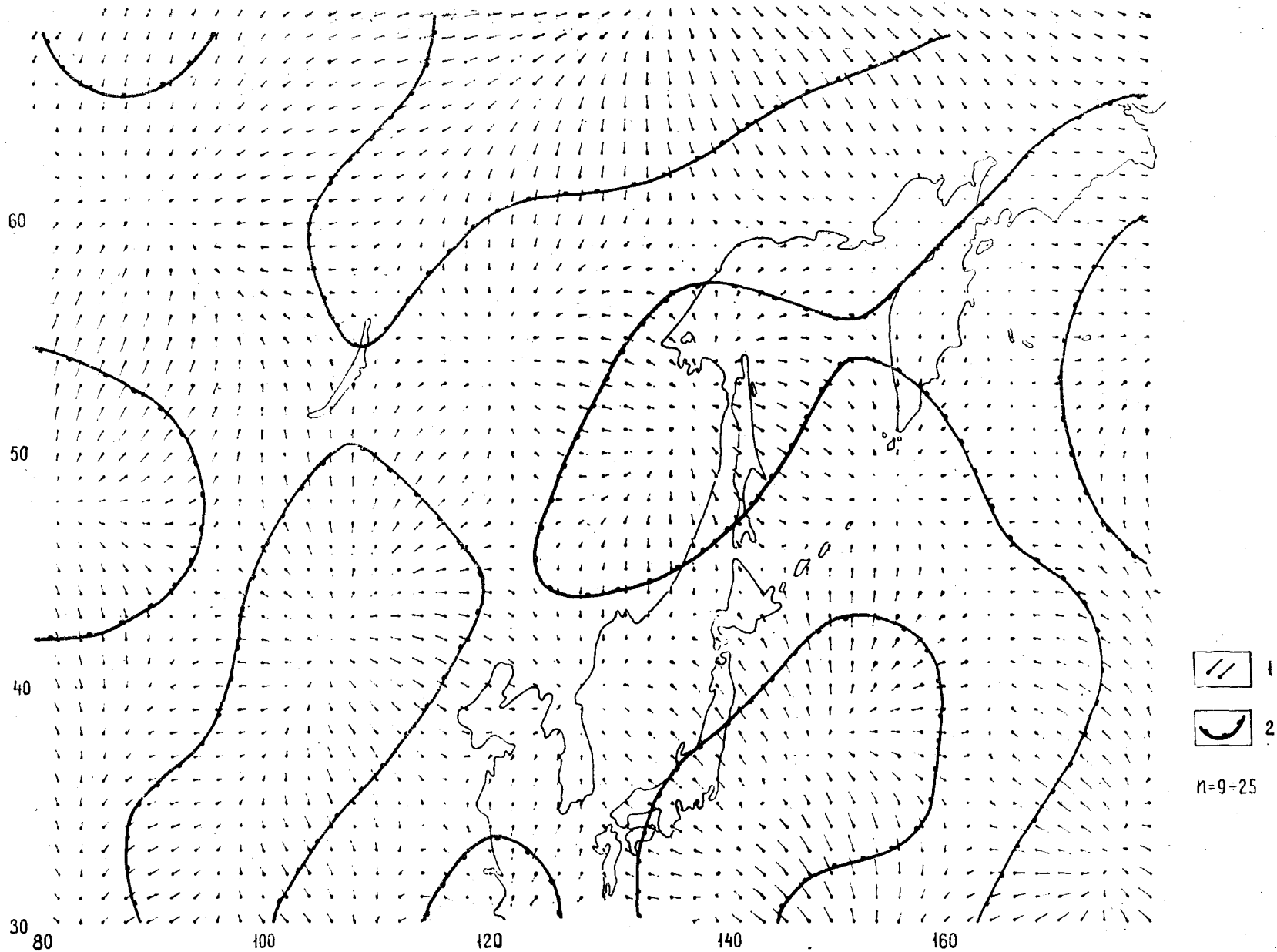


Рис. 2. Распределение напряжений, рассчитанное по гармоникам 9—25.  
Усл. обозн. см. рис. 1.

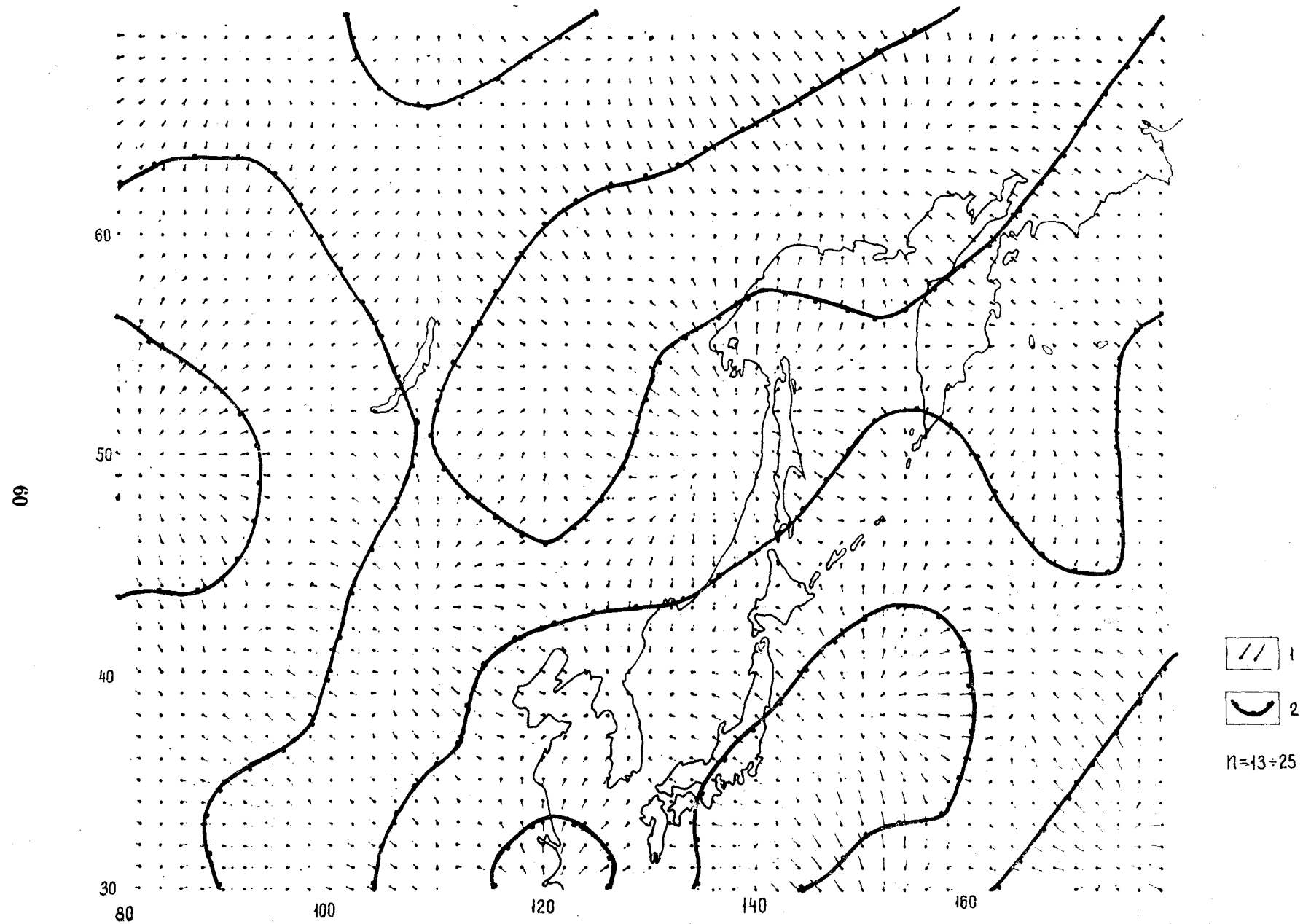


Рис. 3. Распределение напряжений, рассчитанное по гармоникам 13—25.  
Усл. обозн. см. рис. 1.

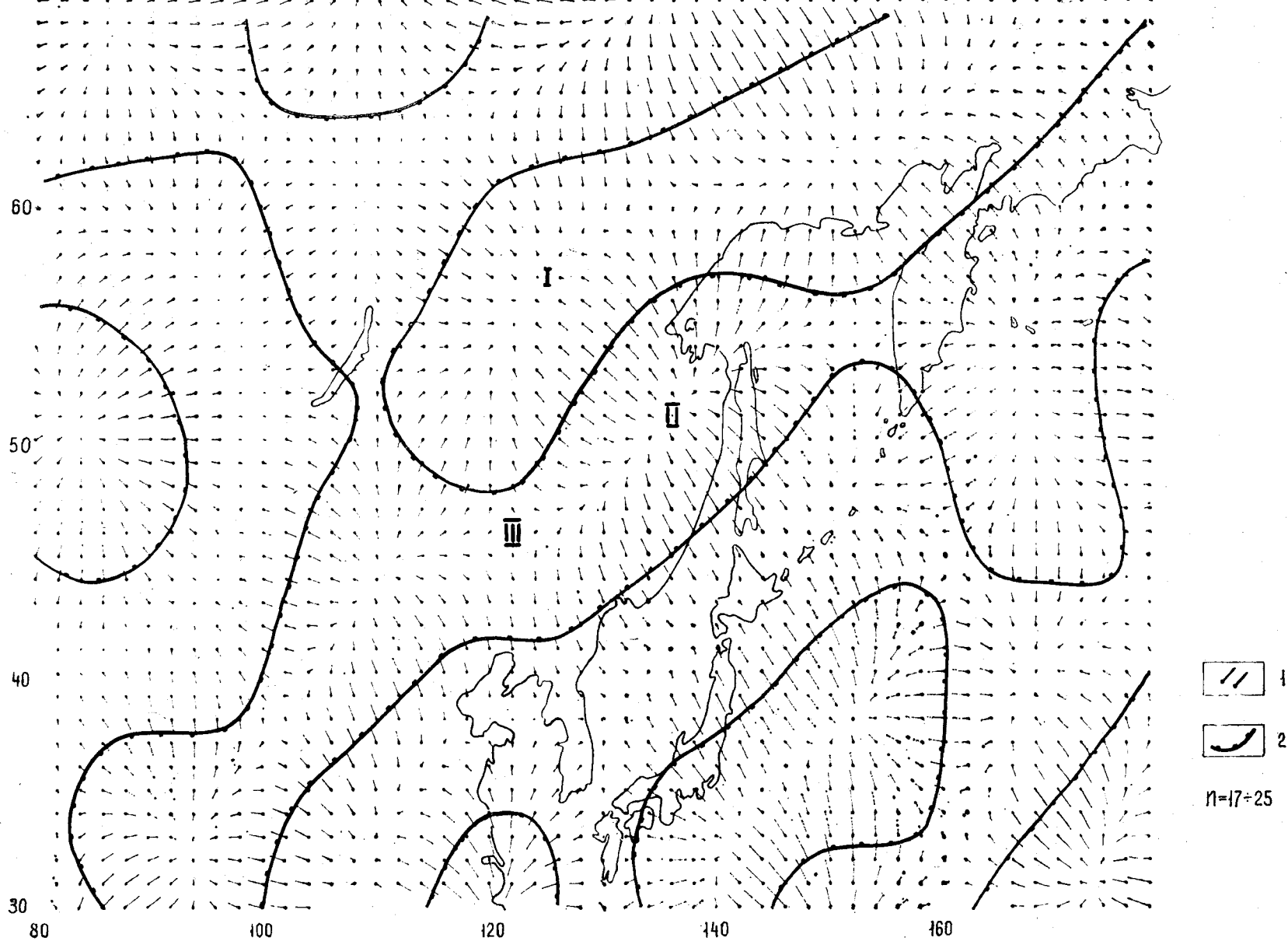


Рис. 4. Распределение напряжений, рассчитанное по гармоникам 17—25.  
Усл. обозн. см. рис. 1.

1. Можно выделить три типа конфигураций полей напряжений:

- а) области растяжения (I, см. рис. 4);
- б) области сжатия (II, см. рис. 4);
- в) области растяжения-сжатия (III, см. рис. 4).

Указанная классификация хорошо известна в теории обыкновенных дифференциальных уравнений как особые точки решений типа «неустойчивый узел», «устойчивый узел» и «седловая точка», определяющие устойчивость решения. Если материальная частица, двигаясь в окрестности особой точки, удаляется от нее (по крайней мере при больших  $t$ ), то такое движение называется неустойчивым. На приведенных картах напряжений области растяжения и растяжения-сжатия соответствуют неустойчивым движениям, а области сжатия — устойчивым.

Из-за быстрого стремления отношения  $(2n + 1)/(n + 1)$  в формулах (1) и (2) к константе при возрастающем  $n$ , структура рассчитываемого поля напряжений должна отражать структуру исходного гравитационного поля (или форму геоида) для данного набора гармоник. Отсюда, как подчеркивается Ранкорном [7], областям с возвышениями геоида должны соответствовать области подъема мантийного вещества, его растекания и, следовательно, появления растягивающих напряжений, а областям с понижениями геоида в силу тех же причин должны соответствовать области механического сжатия.

Как известно, способность материала выдерживать сжимающие нагрузки иногда значительно выше его способности сопротивляться растяжению. Отсюда можно установить связь «стабильных» и «нестабильных» в тектоническом отношении структур с рассчитанным полем напряжений. А именно, отрицательным аномалиям силы тяжести (понижениям геоида) соответствуют области сжатия и механически стабильные тектонические структуры, а положительным аномалиям силы тяжести — области растяжения и соответственно механически нестабильные структуры.

В работе Э. Э. Фотиади [4] при анализе связи глобального гравитационного поля по спутниковым данным с элементами структуры материков и дна океанов отмечено, что, как правило, на материках и в океанах к отрицательным глобальным аномалиям силы тяжести тяготеют устойчивые структуры типа древних платформ, щитов и океанических плит (талацленов), в то время как с положительными глобальными аномалиями силы тяжести (максимумами) связаны активные структуры: альпийские складчатые области, зоны рифтогенеза и эпиплатформенного орогенеза, срединно-океанические хребты. Этот вывод согласо-

уется с намеченной в настоящей работе схемой, связывающей воедино механическое предположение о способности материалов выдерживать нагрузки различного знака (сжатие — растяжение), математическое понимание устойчивости решений дифференциальных уравнений — типы особых точек («устойчивый узел», «неустойчивый узел», «седло»), рассчитанные поля напряжений и высоты геоида. Приведем ряд конкретных примеров.

Область всестороннего растяжения I (см. рис. 4) известна как восточный фланг Байкальской рифтовой зоны. К северу от Охотского моря также отчетливо видна область растяжения (Момский рифт). Именно эти области севера азиатского континента характеризуются высокой сейсмической активностью. Курильская глубоководная котловина Охотского моря и глубоководная котловина Японского моря также приурочены к зонам растяжения (см. рис. 1—4). Эти котловины можно рассматривать как системы грабенов на фоне общего поднятия и растяжения литосферы в этом регионе.

Область сжатия II (см. рис. 4) находится в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы мезозойского возраста. В настоящее время по геологическим данным эта область также характеризуется обстановкой сжатия, определяющей новейшую структуру региона [3].

И, наконец, области III отвечают, как правило, тектонически спокойным областям. Это, например, Охотоморская платформа и центральная часть Китайской плиты. На картах напряжений они видны как области с близкой к нулю дивергенцией.

2. Фундаментальным для геологической интерпретации полей напряжений, вычисленных по гравитационному полю, является вопрос о глубине аномалеобразующих объектов. В связи с неоднозначностью решения обратной задачи гравиметрии, данные о глубине этих объектов получаются разноречивыми. Они, как известно, определяются параметрами того класса тел, для которых решается обратная задача. В целом, однако, наблюдается заметное тяготение результатов к глубинам, меньшим 900 км. Причем для некоторых моделей существует зависимость между глубиной залегания аномального плотного тела и характером энергетического спектра соответствующего гравитационного поля — чем ближе тело к поверхности, тем больше его вклад в высокочастотную составляющую спектра. Например, согласно Эллану [5] гармоники 2—6 индуцированы аномалеобразующими объектами на глубинах 1250—1700 км, а гармоники 7—22 — объектами на глубинах 50—330 км. Это, очевидно, связано



с увеличением асимметрии поля, измеряемого на поверхности Земли при перемещении тела от центра к поверхности.

В районах Азии, представленных преимущественно древними структурами (Сибирская и Китайская платформы), аномалии полей напряжений проявляются в основном на верхних гармониках (13—25 и 17—25). Для нижних гармоник поле здесь оказывается сильно сглаженным, в то время как для рассмотренной части океана поле напряжений с изменением номера нижней гармоники изменяется слабее и остается сильно дифференцированным. С учетом сделанного выше замечания о зависимости между глубиной залегания центров масс и номерами гармоник индуцируемого гравитационного потенциала можно сделать вывод о том, что распределение плотностей

под океанами более однородно с глубиной, чем на континентах, т. е. вертикальная неоднородность вещества в настоящее время в континентальных областях выражена в большей степени, чем под океанами. В какую сторону направлен процесс изменения плотностей под этими структурами (выравнивание либо дифференциация), на основании данных настоящей работы сказать невозможно. Если он развивается в сторону нивелирования плотностных аномалий, то надо полагать, что в пределах древних структур он уже охватил нижние части разреза, а в океане он запаздывает. И, наоборот, если суть процесса заключается в дифференциации плотностей, то в океане он охватил весь изученный разрез Земли, а в пределах континента — только его верхнюю часть.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980.
2. Тараканов Ю. А., Черевко Т. Н. Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли.— Физика Земли, 1979, № 4.
3. Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С., Ставров В. Н. Новейшая тектоника Дальнего Востока и дна прилегающих акваторий.— Тез. докл. к 14 Тихоок. науч. конгрессу. Хабаровск, 1979.
4. Фотиади Э. Э. О связи глобального гравитационного поля по спутниковым данным с элементами структуры материков и дна океанов.— Геол. и геофиз., 1980, № 10.
5. Allan R. R. Depth of sources of gravity anomalies.— Nature, Physical Science, 1972, v. 236, N 63.
6. Runcorn S. K. Satellite gravity measurements and a laminar viscous flow model of the Earth's mantle.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 20.
7. Runcorn S. K. Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential.— Geophys. J. R. astr. Soc., 1967, 14.
8. Wagner C. A., Lerch F. J. a. o. Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM 7 and GEM 8).— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 5.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
11 мая 1982 г.

В. Ю. Косыгин, Н. В. Левый

## ОБ АСТЕНОСФЕРНОЙ ПРИРОДЕ КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ТЕКТОНИКЕ ЕЕ ОКРЕСТНОСТЕЙ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье на основе анализа новых геолого-геофизических данных делается вывод о существовании anomalно уплотненного объема под Курильской котловиной, являющегося, по-видимому, вертикальным продолжением астеносферы. Объем находится в более пластическом состоянии, чем его окрестности, а также

Представления о так называемом «фокальном слое», в пределах которого располагается подавляющее количество гипоцентров землетрясений, тесно связаны с сейсмичностью исследуемого региона. Фокальный слой и соответственно несущая его фокальная поверхность наклонены в сторону Азиатского материка в среднем под углом  $50^\circ$ .

Фокальный слой выходит на поверхность под северо-западным бортом Курило-Камчатского желоба. Линия пересечения фокальной поверхности с земной в плане представляет собой дугу, субпараллельную Курило-Камчатской, и отстоит от последней на расстоянии 125 км к юго-востоку.

Распространение очагов землетрясений по глубине внутри слоя неравномерно. Подавляющее количество землетрясений имеют очаги, лежащие в интервале глубин от 20 до 90 км. Эпицентры этих землетрясений лежат в основном к юго-востоку от Курильской островной дуги. В интервале глубин от 100 до 200 км очаги встречаются заметно реже. Эта область фокального слоя, в плане отвечающая Курильской гряде и юго-восточному борту Курильской котловины Охотского моря, протягивается в виде полосы соответствующего простирания (рис. 1).

Особенностью Курильской сейсмофокальной зоны является существование асейсмичной полосы на глубинах от 200 до 300 км. Эта область гипоцентров в плане совпадает с практически асейсмичной областью Курильской котловины Охотского моря. Северо-западнее этой области вновь фиксируются землетрясения с глубинами от 350 до 500 км (см. рис. 1).

Анализ гравитационного поля в пределах

в состоянии непрерывного самоуплотнения, приводящего к погружению дна котловины по оконтуривающим ее разломам. Асейсмичность вдоль плоскостей разломов связана с пластическим кривым характером скольжения по этим разломам.

юга Охотского моря (рис. 2) позволил выделить аномалийный район, в плане совпадающий с Курильской котловиной [5]. Гравитационным ступеням, оконтуривающим котловину, отвечают зоны потери корреляции сейсмических волн, интенсивные линейные магнитные аномалии и резкий уступ в рельефе дна. Оцененные геофизические признаки свидетельствуют о том,

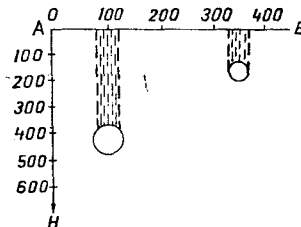
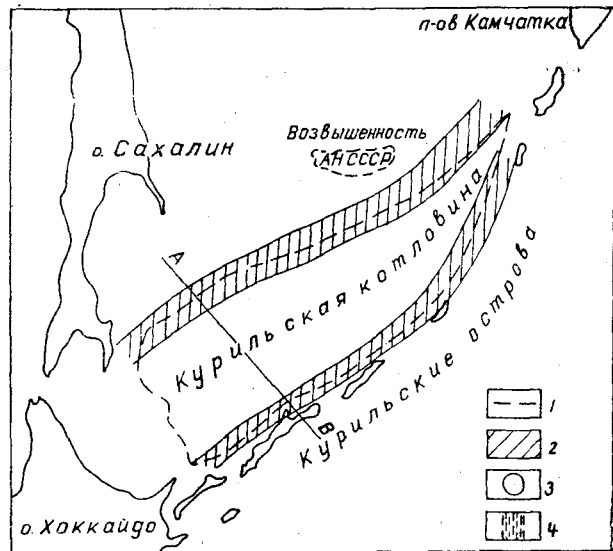


Рис. 1. Схема расположения полос эпицентров землетрясений.

1 — контур Курильской котловины; 2 — полосы эпицентров землетрясений; 3 — области скопления очагов землетрясений (разрез А — В); 4 — зоны глубинных разломов.

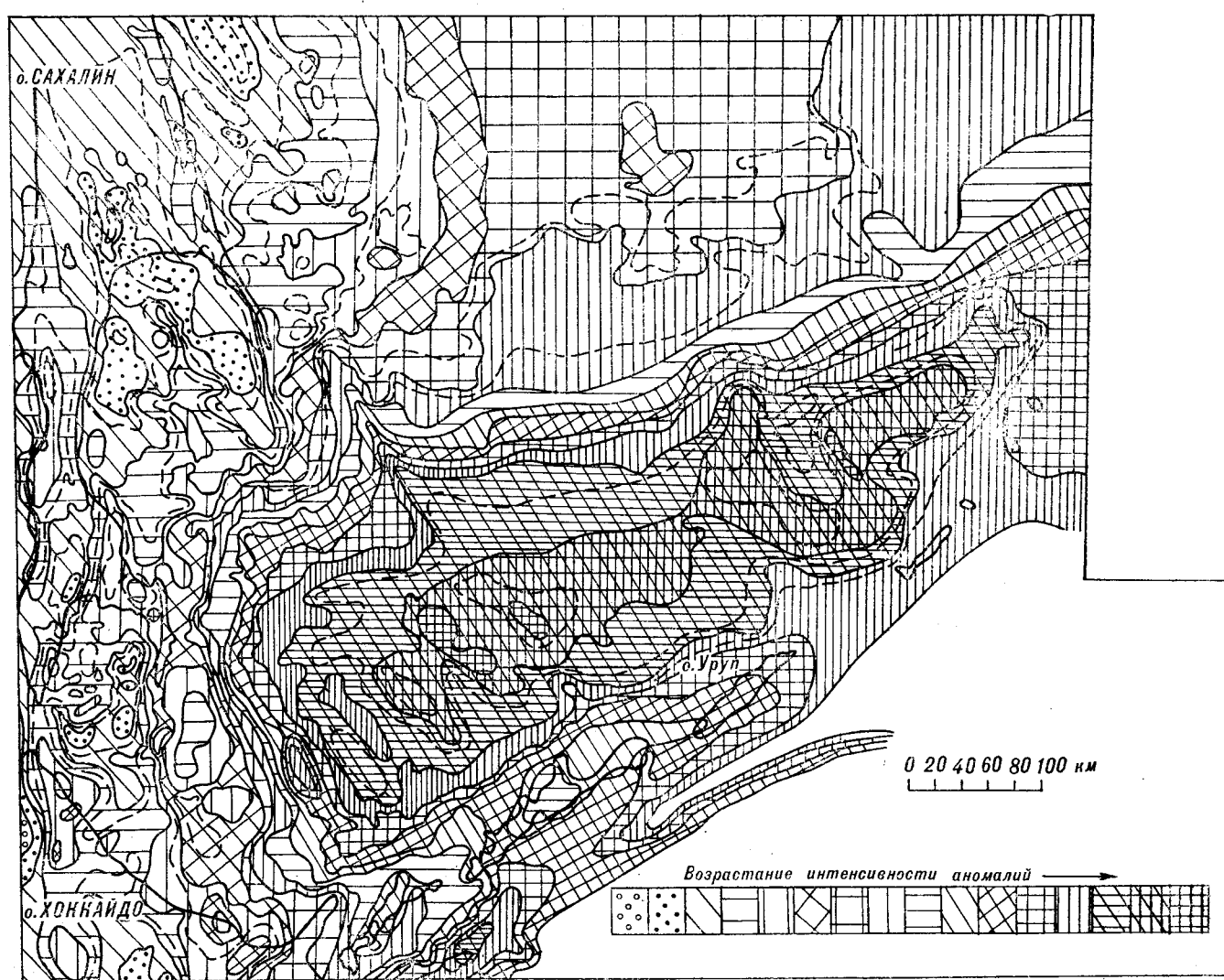


Рис. 2. Схема элементов аномального гравитационного поля в редукции Буге [5].  
1 — контуры градации интенсивности аномалий; 2 — контуры промежуточной градации аномалий.

что в этих районах блок земной коры Курильской котловины граничит с соседствующими блоками земной коры по разломам, его оконтуривающим (см. рис. 1).

Проведена количественная оценка глубин заложения разломов, ограничивающих блок земной коры Курильской котловины, по гравиметрическим данным, считая, что разломы субвертикальны, и предполагая горизонтально сложную структуру этого блока на основании данных ГСЗ и МОВ [12, 14]. Возможность такой оценки в большей мере обеспечивается детальной гравиметрической изученностью Курильской котловины. Вычисления производились по методике Ю. Я. Вашилова [3]. Интерпретационные профили выбирались вкrest простираения гравитационных ступеней. Вдоль профилей учитывалось гравитационное влияние толщи рыхлых осадков, неучет которого

ведет к большим ошибкам при решении обратной задачи гравиметрии.

Расчеты показали, что глубина разлома, оконтуривающего блок земной коры Курильской котловины с северо-запада, составляет 350—500 км. На этих же глубинах располагаются гипоцентры полосы глубокофокусных землетрясений, оконтуривающих в плане котловину с северо-запада (см. рис. 1).

Глубина заложения разлома, оконтуривающего блок земной коры Курильской котловины с юго-востока, составляет 150—200 км. Этим же глубинам отвечает полоса гипоцентров землетрясений, совпадающая в плане с юго-восточным бортом котловины (см. рис. 1).

Здесь следует отметить, что подобные расчеты для исследуемого региона проводились ранее [4] по редкой сети маятниковых гравиметрических съемок, однако вследствие отсутствия

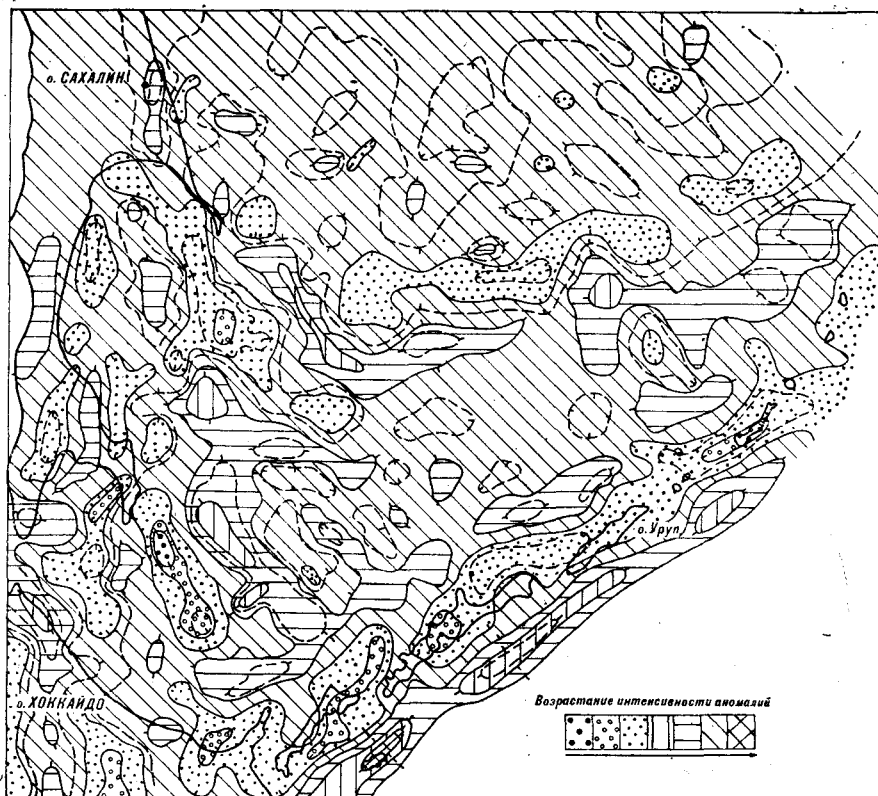


Рис. 3. Схема локальных гравитационных аномалий.  
Обозначения те же, что и на рис. 2.

данных по строению и мощности рыхлых осадков и бедности имевшегося на то время гравиметрического материала, результаты этих расчетов существенно отличались от приведенных выше. Так, для северо-западного борта Курильской котловины расчетные глубины заложения соответствующего разлома определялись в 120—220 км, а для юго-восточного — в 40—50 км.

На схеме локальных гравитационных аномалий (рис. 3) разломом, огибающим блок земной коры курильской котловины, отвечают серии локальных максимумов совпадающего с ними простирания. Эти максимумы, по-видимому, обусловлены гравитационным влиянием уплотнений мезо-палеозойского фундамента, вызванных внедрением основных и ультраосновных масс по зонам разломов, огибающих Курильскую котловину. Большое количество подводных вулканов, отмечаемых вдоль бортов Курильской котловины, наглядно подтверждает этот факт [5].

Анализ современных движений, по данным водомерных пунктов [11], данным триангуляционной сети на о. Хоккайдо [13], данным драгирования [2] и по данным анализа донных фораминифер [10], показывает, что, начиная с неогена по настоящее время, блок земной коры

Курильской котловины испытывает погружение.

Факты совпадения в пространстве полос гипоцентров землетрясений, огибающих в плане Курильскую котловину с северо-запада и юго-востока, с нижними кромками соответствующих глубинных разломов (см. рис. 1), внедрения плотных разогретых масс по зонам разломов, повышенного теплового потока в Курильской котловине, высоких значений гравитационного поля в котловине (см. рис. 2) и погружения котловины свидетельствуют о внедрении под котловину уплотненного разогретого пластифицированного объема, уплотнившего низы земной коры котловины. Отмеченный объем внедрился и внедряется под котловину и по разломом, ее ограничивающим, контролируясь этими разломом. С внедрением этого объема связаны: практическое отсутствие землетрясений в сейсмофокальном слое на глубинах от 200 до 350 км, наличие локальных гравитационных максимумов, трассирующих разломом, повышенный тепловой поток, отсутствие очагов вдоль плоскостей разломов, погружение котловины и все другие отмеченные факторы.

Полученный результат совместно с рядом других упомянутых выше данных и данными, приводимыми ниже, позволяет высказать ряд

предположительных утверждений о физических свойствах мантии под Курильской и аналогичными ей котловинами и о соответствующем характере тектоники ее окрестностей.

1. Мантия под Курильской котловиной находится в состоянии таких физико-химических превращений, которые ведут к уплотнению ее вещества. Об уплотнении свидетельствуют наблюдаемые гравитационные аномалии и погружение дна котловины, подтверждаемое данными по драгированию дна и по анализу донных фораминифер и происходящее, вероятно, с неогенового по настоящее время.

2. Уплотнение вещества под котловиной и соответствующее опускание верхних слоев аномального объема ведут к возникновению тектонических сил упругого растяжения в этом объеме и его окрестностях и к процессу опускания этих окрестностей синхронно опусканию дна котловины. Факт такого опускания близлежащего побережья подтверждается данными триангуляционной сети на о. Хоккайдо и данными водомерных пунктов на о. Сахалин.

3. Уплотняющиеся породы под Курильской котловиной более пластичны, чем вмещающие. Косвенно это подтверждается повышенным тепловым потоком под котловиной, поскольку разогрев содействует пластификации. Повышенной пластичностью можно объяснить асейсмичность предполагаемого нами субвертикального глубинного разлома под северо-западным бортом котловины: движение по разлому имеет характер пластического скольжения (крипа).

4. Опускание верхних слоев аномального объема под котловиной способствует, возможно, развитию Охотско-Курильского внутрикорового (а возможно, и более глубокого) разлома, прослеживаемого по цепочке слабых коровых землетрясений вдоль всей Курильской гряды северо-западнее основного сейсмофокального слоя и проходящего под юго-восточным бортом Курильской котловины.

5. Пластифицированный гравитационно аномальный объем под котловиной расположен над слабоактивной «белой зоной» сейсмофокального наклонного слоя. Эта зона находится на глубинах обнаруженной сейсмологами [15] горизонтальной астеносферы, в которой вещество также обладает повышенной пластичностью. Такое совпадение позволяет предположить, что процесс пластификации здесь распространился за пределы астеносферы вверх и аномальная область под котловиной является вертикальным отростком астеносферы.

6. Обобщая изложенное, можно полагать, что глубоководные котловины в окраинных морях возникают вследствие усиленной пластификации и уплотнения вещества в субгоризонтальных астеносферах и над ними. С этой точки зрения субгоризонтальные астеносферные слои в земной коре и мантии следует ожидать наи-

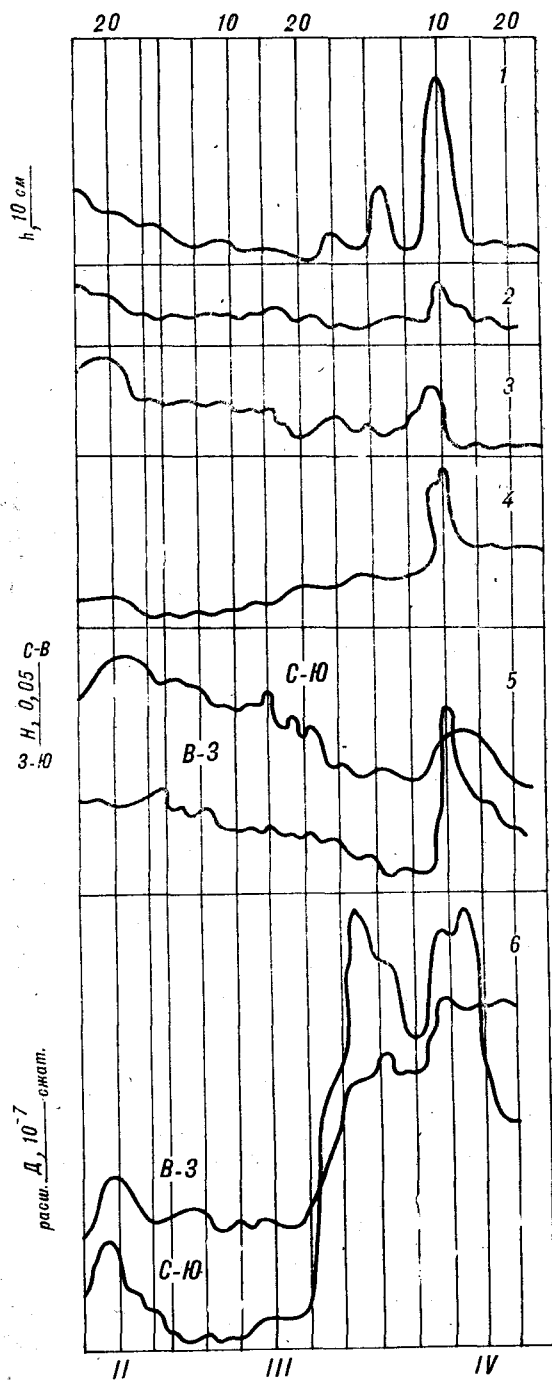


Рис. 4. Изменение геодинамических характеристик на о. Сахалин и Южных Курильских островах [8] с 15.II по 25.IV.79 г.

1—4 — кривые уровня воды в скважинах: 1 — в Южно-Курильске, 2 — в Курильске, 3 — в Охе, 4 — в Южно-Сахалинске; 5 — кривая наклона земной поверхности на о. Шикотан; 6 — кривая деформации на о. Шикотан (вверх — сжатие). II, III, IV — соответственно месяцы: февраль, март, апрель 1979 г., 10—20 — числа месяца.

более выраженными под глубоководными впадинами морей как вблизи сейсмофокальных зон, так и в асейсмичных областях. Развитие астеносфер и опускание земной поверхности

являются проявлением одного и того же процесса физико-химической пластификации пород Земли с их уплотнением. Обратный процесс разуплотнения, например, при разрастании гранитного слоя коры, будет приводить к подъему земной поверхности и к дополнительному над гидростатическим напряжению сжатия, которое наблюдается, например, в Фенноскандии [1]. С этой точки зрения, возможно, следует переосмотреть численные оценки вязкости вещества астеносферы, полученные Е. В. Артюшковым по поднятию Фенноскандии в послеледниковый период без учета возможного там авторасширения пород земной коры [1].

В качестве примера, по нашему мнению, подтверждающего изложенную выше концепцию, можно рассматривать геодинамический Сахалинско-Курильский феномен 8—10 апреля 1979 г. Суть этого феномена в следующем. В марте 1979 г. происходило систематическое понижение уровня воды в скважинах на о. Сахалин (в Охе) и на юге Курил (в Курильске и Южно-Курильске). Это был, по [9], признак возможного в ближайшее время сильнейшего землетрясения, непосредственно после которого уровень воды должен был снова повыситься. Однако землетрясения не последовало, но уровень воды 8—10 апреля резко поднялся и затем 10—14 апреля постепенно снизился до прежнего значения (рис. 4). Резкий подъем свидетельствовал о возникшей волне сжатия вследствие какого-то интенсивного тектонического явления регионального масштаба. При этом наклонномером на о. Шикотан зафиксирован резкий наклон земной поверхности на восток 8—10 апреля с постепенным возвратом к прежнему положению в течение трех следующих суток

(см. рис. 4). Кроме того, с этим событием можно связывать изменение в 1979 г. знака горизонтальных движений земной коры на юге Сахалина [7]: в 1975—1978 гг. происходило смещение на северо-восток со скоростью более 8 мм/год, а к июню 1979 г. оно сменилось на юго-западное со скоростью более 26 мм/год с возможным левосторонним сдвигом литосферных блоков по Центрально-Сахалинскому разлому. Для объяснения описанного явления Ф. И. Монахов [8] предположил, что в районе Средних Курильских островов произошло 8—13 апреля криповое движение, при этом игнорировались эффекты, наблюдавшиеся на Сахалине. Наоборот, Ю. А. Косыгин и другие [7] фактически пренебрегают данными об интенсивных эффектах на Курилах и объясняют событие асейсмичным сдвигом крыльев Центрально-Сахалинского глубинного разлома. Наше объяснение состоит в следующем. Под Курильской котловиной произошло временное усиление процесса самоуплотнения пород, и возникшие при этом силы растяжения привели к понижению уровня воды в скважинах, затем 8 апреля произошел пластический сдвиг по разломам, окаймляющим котловину, освободивший от растягивающих напряжений окрестности, которые устремились к положению равновесия, породив упруго-пластическую волну сжатия. Это сжатие вследствие сил инерции превзошло равновесный уровень, достигнув своего максимума 10 апреля, затем релаксировало к уровню равновесия к 13—14 апреля. При максимальном сжатии произошел и максимальный наклон земной поверхности на о. Шикотан в восточном направлении, т. е. противоположно направлению на впадину (см. рис. 4).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
2. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана.— ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4.
3. Ващилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования. М.: Наука, 1973.
4. Гайнанов А. Г. и др. Аномальные гравитац. поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
5. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона. М.: Наука, 1981.
6. Косыгин В. Ю. и др. Районирование аномального гравитационного поля южной части Охотского моря.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
7. Косыгин Ю. А., Сергеев К. Ф. и др. Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7—13 апреля 1979 года.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.
8. Монахов Ф. И. Некоторые аспекты проблемы прогноза землетрясений. Южно-Сахалинск, 1980.
9. Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. И. Гидрогеодинамические предвестники Южно-Курильских землетрясений.— ДАН СССР, 1977, т. 236, № 1.
10. Саидова Х. И. Распределение донных фораминифер в донных отложениях Охотского моря.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. института океанологии АН СССР, т. 32).
11. Семакин В. П. и др. Современные вертикальные движения побережья Сахалина по данным морских уровней наблюдений.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, 1975.
12. Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, Наука, 1974.
13. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
14. Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975.
15. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3.

УДК 553.98.041(265)

*Б. К. Остистый, Э. Г. Коблов, В. Ш. Бругман, Ю. С. Мавринский*

## ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АКВАТОРИЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ СССР

Рассмотрены особенности системы прогноза нефтегазоносности, разработанной для Сахалинской нефтегазоносной области и основанной на применении эталонных моделей, количественно выражающих результаты процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в различных литофациальных и литогенетических условиях.

Освоение потенциальных ресурсов нефти и газа акваториальных осадочных бассейнов Востока СССР после XXV съезда КПСС стало актуальной народнохозяйственной задачей. Эффективность ее решения определяется в первую очередь достоверностью прогнозной оценки величины этих ресурсов, распределения их по структурно-тектоническим и литолого-стратиграфическим зонам и, в конечном итоге, выбором первоочередных объектов для концентрации поисково-разведочных работ. В связи с этим особую практическую значимость приобретает создание системы прогноза нефтегазоносности территорий и акваторий, эффективной на любом уровне прогноза и при любой степени изученности региона.

В последние 10—15 лет все более широкое применение находят методы количественного прогноза, базирующиеся на моделировании процессов нефтегазообразования, а также сочетающие принципы аналогии и моделирования [1, 11—13, 15]. Для Сахалина и присахалинского шельфа разработана система прогноза нефтегазоносности [5, 7, 10], особенностями которой является использование эталонных моделей и комплексных критериев (параметров). Первые количественно выражают результативность процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в различных литофациальных и литогенетических условиях. Вторые являются качественной и количественной мерой влияния комплекса геологических факторов на важнейшие нефтегеологические свойства осадочной толщи — нефтегазопроизводящие, миграционные и аккумуляционные. Теоретической базой системы является теория осадочно-миграционного происхождения нефтяных и газовых залежей, фундаментальные понятия, как главная зона нефте-

газообразования и главная зона нефтегазонакопления [8, 17]. Анализ пространственно-временных соотношений и связей между этими зонами составляет основной принцип как качественного, так и количественного прогноза в целом.

Основные принципы и критерии системы достаточно универсальны, хотя практическое применение ее в других регионах Дальнего Востока, а также дальнейшее совершенствование требует решения ряда проблем теоретического, методического и информационного плана.

Согласно теории осадочно-миграционного происхождения нефтяных залежей нефтегазоносность является специфическим свойством осадочно-породного бассейна (ОПБ) для определенного этапа его эволюции. В таком случае разумно рассматривать ОПБ как ретроспективную динамическую систему, состоящую из трех подсистем — седикахитовой, минеральной и флюидной. Эти подсистемы, а также структурно-тектонические характеристики ОПБ определяют главные аспекты теоретических исследований.

Основная цель исследований по седикахитовой подсистеме — выделение в разрезе и локализация в плане отложений с оптимальными условиями нефтегазообразования и оценка их нефтегазопроизводящего потенциала. Последняя выполняется на основе моделей, количественно описывающих динамику и масштабы генерации и эмиграции углеводородов (УВ) в осадочных толщах различного состава и строения. Подобные модели разработаны не только для основных литофациальных комплексов Сахалина [4, 17], но также и для ряда других бассейнов региона [2, 3].

Включение в сферу прогноза акваторий сразу же поставило проблему оценки нефтегазопроизводящего потенциала при отсутствии прямых геохимических данных. Первые работы в этом направлении уже выполнены в институтах океанологии АН СССР [16] и СахалинНИПИнефтегаз.

Целесообразно сформулировать следующие три основные задачи исследований по седиментной подсистеме, необходимость решения которых вытекает непосредственно из методологического подхода:

1. Усовершенствование существующих и разработка новых методов оценки генерационного и эмиграционного потенциалов нефтегазопроизводящих отложений непосредственно по геохимическим данным.

2. Разработка методов оценки и картирования нефтегазопроизводящих свойств отложений в акваториальных ОПБ при отсутствии прямых литолого-битуминологических данных.

3. Создание типовых генерационных и эмиграционных моделей для всех ОПБ Дальнего Востока, подлежащих оценке.

Параметры минеральной составляющей седиментитов и прежде всего такие ее свойства, как объем и строение пустотного пространства, определяющие качества коллекторов и флюидоупоров, всегда включались в число основных критериев прогноза. Однако обычно при этом минеральная подсистема рассматривалась в ее современном статическом состоянии. На современном уровне такой подход уже недостаточен, и поскольку нефтегазообразование и формирование скоплений углеводородов являются длительным в геологическом времени процессом, необходимо ретроспективное (эволюционное) изучение минеральной подсистемы.

На основании анализа направленности и динамики изменения коллекторских и экраняющих свойств осадочных образований в ходе литогенеза установлено [6, 9], что минеральная составляющая седиментитов в своей эволюции проходит через этап, когда ее аккумуляционные свойства становятся оптимальными для нефтегазонакопления. На литогенетической эволюционной шкале выделяются две зоны: оптимального сочетания коллекторских и экраняющих свойств ( $ПК_2$ — $МК_1$ ) и литогенетической трещиноватости ( $МК_1$ — $МК_2$ ). Первая из них рассматривается как зона, оптимальная для нефтегазонакопления по аккумуляционным свойствам. Анализ изменения объемной плотности разведанных запасов нефти и газа в различных литофациальных комплексах Сахалина на разных уровнях литогенеза показал, что во всех рассмотренных литофациях данной зоне соответствует максимальное нефтегазонакопление. Это обстоятельство позволяет рассматривать ее как главную зону нефтегазонакопления.

Выделение зоны литогенетической трещиноватости заставляет пересмотреть традиционный взгляд на соотношение латеральной и вертикальной миграции и признать широкое развитие последней уже на стадии мезокатагенеза ( $МК_1$ — $МК_2$ ).

Приведенные результаты позволяют выдвинуть в качестве первоочередной задачи ретроспективное (эволюционное) изучение аккумуляционных свойств осадочных образований и в других районах Востока СССР. Конечная цель исследований — определение положения зон оптимального сочетания коллекторских и экраняющих свойств пород в осадочных толщах различного состава и строения, а также поисковых признаков, по которым они могут быть выделены и откартированы в разрезах акваториальных бассейнов.

Особого внимания заслуживают аспекты, связанные с изучением флюидной подсистемы и структурно-тектонических характеристик. Соответствующие параметры широко используются как предпосылки и критерии нефтегазонакопления при качественном прогнозе и детально (на уровне локальных складок) количественном прогнозе. На региональном и зональном уровнях количественного прогноза они находят весьма ограниченное применение при предварительном выделении перспективных и бесперспективных территорий и акваторий, обособлении объекта прогноза, выборе эталона и т. д. В то же время структурно-тектонические особенности бассейна и свойства флюидной подсистемы входят в число основных факторов, определяющих условия миграции и разрушения скоплений УВ. Поэтому в исследованиях по упомянутым аспектам целесообразно, наряду с традиционным выявлением структурно-тектонических и гидрогеологических предпосылок и обстановок, благоприятных для нефтегазонакопления, усилить поиски параметров, позволяющих количественно оценить нефтегеологическую значимость этих аспектов. Для флюидной подсистемы — это прежде всего оценка способности быть транспортирующим УВ агентом и динамика ее изменения в ходе развития бассейна. Для структурно-тектонического направления необходима разработка параметров, позволяющих в обобщенном виде охарактеризовать условия миграции, аккумуляции УВ и, при необходимости, их эволюцию, дать количественную оценку связи этих параметров с потенциальными ресурсами УВ. При этом форма их представления должна обеспечивать возможность прямой или косвенной оценки на основе информации, получаемой уже на этапе региональных исследований. Решение этих вопросов является одной из основных прикладных задач гидрогеологических и структурно-тектонических исследований в регионе.



Методические проблемы обусловлены недостаточной разработанностью многих аспектов практического применения теоретических положений и вытекающих из них принципов прогноза и требований к выбору критериев прогноза. Прежде всего нельзя не отметить, что уровень требований к прогнозированию действующих руководств по методам прогнозной оценки не соответствует ни теоретическим, ни методическим достижениям ряда научно-исследовательских организаций и высших учебных заведений. Рекомендуемый в качестве основного метод аналогии (подбор эталона, тождественного объекту прогноза) не является универсальным, поскольку выделение эталона с разведанными ресурсами нефти и газа возможно в очень ограниченном числе случаев. Кроме того, и сами требования к эталонным объектам строго не определены. Попытка ввести количественную меру сходства по существу означает отказ от аналогии. Разумней применять метод сравнения, существом которого является установление степени сходства эталонного и оцениваемого объектов по признакам, характеризующим основные процессы онтогенеза углеводородов. Сравнение предусматривает и качественную и количественную оценку сходства. В такой форме метод может быть использован в качестве основного для регионального прогноза (на уровне осадочно-породного бассейна или области нефтегазоаккумуляции), который в настоящее время методически наименее разработан.

Требуют дальнейших исследований такие вопросы, как унификация терминологии, принципы и методические приемы нефтегазогеологического районирования, принципы и критерии выделения категорий земель и акваторий по степени перспективности при качественном прогнозе [14]. Необходимы методические разработки по оценке достоверности прогноза, а также анализ выполненных оценок по конкретным регионам, позволяющий выявить основные факторы, определяющие разброс оценок.

Повышение достоверности прогноза тесно связано с уровнем решения проблем информационного плана. Например, анализ прогнозных оценок по Сахалинской нефтегазоносной области (НГО) показывает, что, наряду с выбором метода оценки, наибольшее влияние на ее изменение оказывает информация о составе и строении разреза.

В настоящее время, опираясь на теоретические представления об онтогенезе УВ, закономерности размещения разведанных запасов нефти и газа и опыт прогноза нефтегазоносности по Сахалинской НГО, можно наметить минимальный объем геологической информации, необходимой для выполнения с достаточно высокой степенью достоверности регионального и зонального прогноза акваториальных осадоч-

ных бассейнов Дальнего Востока. Это сведения о мощности осадочного чехла, его строении, вещественном составе, тепловом режиме, скоростных параметрах разреза и положении структурных зон нефтегазоаккумуляции.

Геолого-геофизическими исследованиями, выполненными в окраинных морях Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и на прилегающей суше, выявлены наиболее общие закономерности строения осадочной толщи в регионе и контуры относительно крупных прогибов и впадин с мощностью чехла, достаточной для развития процессов нефтегазообразования. В ряде акваториальных прогибов установлены протяженные и сложные антиклинальные структуры — возможные зоны нефтегазоаккумуляции. Сейсмосторостные характеристики осадочной толщи акваторий в первом приближении позволяют судить об уровне литогенеза пород. Эти же данные в сочетании со сведениями о плотности теплового потока позволяют построить тепловые модели различных участков региона и оценить степень катагенеза рассеянного органического вещества (РОВ). Таким образом, имеющиеся геолого-геофизические данные содержат предпосылки качественного прогноза нефтегазоносности акваториальных ОПБ. Для целей количественного и детального качественного прогноза нефтегазоносности необходимы сведения о вещественном составе осадочных толщ и физико-геохимических параметрах пород. Именно отсутствие этой информации является причиной недопустимо большого разброса количественных оценок нефти и газа на акваториях.

Выход из создавшегося положения виден прежде всего в развитии прямых и косвенных методов изучения состава и строения разреза. Прямым методом является бурение опорных и параметрических скважин на этапе региональных работ. В числе косвенных методов оценки строения осадочного чехла прибрежно-шельфовых ОПБ важное значение имеют достаточно крупномасштабные и детальные палеотектонические, палеогеографические и палеофаональные исследования. Для внутрিশельфовых бассейнов единственным источником информации о литофизических параметрах разреза являются геофизические данные, прежде всего — сейсморазведка. Современные технические средства морской сейсморазведки и ее камеральной обработки позволяют получать информацию по этим параметрам, что и должно являться одной из важнейших задач геофизических исследований на дальневосточных акваториях.

Комплексное решение всех упомянутых выше проблем и практических задач позволит существенно повысить достоверность прогноза нефтегазоносности и эффективность поисков нефти и газа на акваториях дальневосточных морей.

1. *Аминов Л. Э., Амосов Г. А. и др.* Анализ схем формирования месторождений и прогноз нефтегазоносности структур (с применением математических методов и ЭВМ). Л.: Недра, 1977. (Тр. ВНИГРИ, вып. 389).
2. *Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Свистунов Е. П.* Зависимость газообразования от формационного состава бассейнов северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса.— В кн.: Современные проблемы геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1978.
3. *Баженова О. К., Бурлин Ю. К.* Нефтегазогенерирующие толщи бассейнов северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Изд-во МГУ, 1977.
4. *Брутман В. Ш., Буценко Р. Л. и др.* Масштабы генерации и эмиграции битумоидов в толщах пород различного литофациального облика (на примере Северо-Сахалинского осадочно-породного бассейна).— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М., 1979.
5. *Журавлев А. В., Лившиц М. Х. и др.* Шельф Сахалина: геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. М.: Недра, 1975.
6. *Коблов Э. Г.* Коллекторы нефти и газа Северного Сахалина (типы и свойства, закономерности размещения, прогнозирования и роль в оценке нефтегазоносности). Автореф. канд. дис. Л.: ВНИГРИ, 1975.
7. *Коблов Э. Г., Брутман В. Ш. и др.* Модель формирования месторождений Сахалина как теоретическая основа прогноза нефтегазоносности области.— Тез. докл. к 14 Тихоок. науч. конгрессу. М., 1979.
8. *Коблов Э. Г., Брутман В. Ш. и др.* Эволюция седиментов и этапы нефтегазообразования и нефтегазо-накопления (на примере Сахалинской нефтегазоносной области).— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981.
9. *Коблов Э. Г., Буценко Р. Л., Брутман В. Ш.* Литогенетическая эволюция коллекторских и экранлирующих свойств пород и ее значение для прогноза нефтегазоносности (на примере Сахалинской нефтегазоносной области).— В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина. М., 1980.
10. *Коблов Э. Г., Буценко Р. Л., Брутман В. Ш.* Методические аспекты прогноза нефтегазоносности.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1979. (Тр. ВНИГРИ).
11. *Конторович А. Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 229).
12. *Конторович А. Э., Фогиади Э. Э. и др.* Прогноз месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1981.
13. *Методы оценки прогнозных запасов нефти и газа.* М.: Недра, 1978.
14. *Остистый В. К.* Об одном из условий совершенствования методики прогнозирования нефтегазоносности крупных регионов.— В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина. М., 1980 (Тр. ВНИИЭгазпрома).
15. *Соколов В. А.* Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980.
16. *Троцюк В. Я.* Прогноз масштаба нефтегазообразования в акваториях.— Сов. геол., 1979, № 12.
17. *Ярошевич М. С., Коблов Э. Г. и др.* Нефтегазогенерирующие толщи и условия реализации их потенциала в кайновозойском разрезе Северо-Сахалинского осадочно-породного бассейна.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.

СахалинНИПИнефтегаз  
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию  
25 января 1982 г.

УДК 553.98 : 550.812.1 (571.66)

*И. И. Тютрин*

## О НАПРАВЛЕНИИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ПОВЕ КАМЧАТКА

Приведены данные, доказывающие общность геологического строения восточного побережья Сахалина и Западной Камчатки, на основании чего сделан вывод, что эти районы являются краевыми частями охотоморской эпимезозойской платформы. С этой позиции неогеновые отложения определены как первоочередной

объект нефтегазопроисковых работ на Западной Камчатке. В статье также указаны основные направления геолого-геофизических исследований на нефть и газ в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском возможно нефтегазоносных районах.

На территории Камчатки до последнего времени проводились в основном региональные геолого-геофизические исследования и бурение параметрических скважин. К концу 1981 г. пробурено 40 параметрических и поисковых скважин объемом 105 тыс. м и 172 тыс. м структурных скважин, выполнено 15 тыс. км сейсморазведочных профилей. Средняя плотность глубокого бурения в пределах перспективных на нефть и газ территорий Камчатки составляет 0,7 м на 1 км<sup>2</sup>, а сейсмопрофилей лишь 0,1 км на 1 км<sup>2</sup>, что во много раз меньше, чем в среднем по Союзу в районах со слабой изученностью. Для примера можно указать, что по Сахалину плотность глубокого бурения составляет 40 м на 1 км<sup>2</sup>.

На Камчатке выделено три возможно нефтегазоносных района: Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский (рис. 1).

Наиболее изучено западное побережье полуострова.

В последние годы получены данные об однотипности геологического и тектонического строения Западной Камчатки и Сахалина, указывающие на общность их геологического развития в кайнозой [2, 4].

Сходство геологического строения Западной Камчатки и Сахалина выражается в четкой сопоставимости их кайнозойских отложений, однотипности тектонических структур (преобладание блоковых деформаций) и особенностях проявления в кайнозой магматизма (траппы).

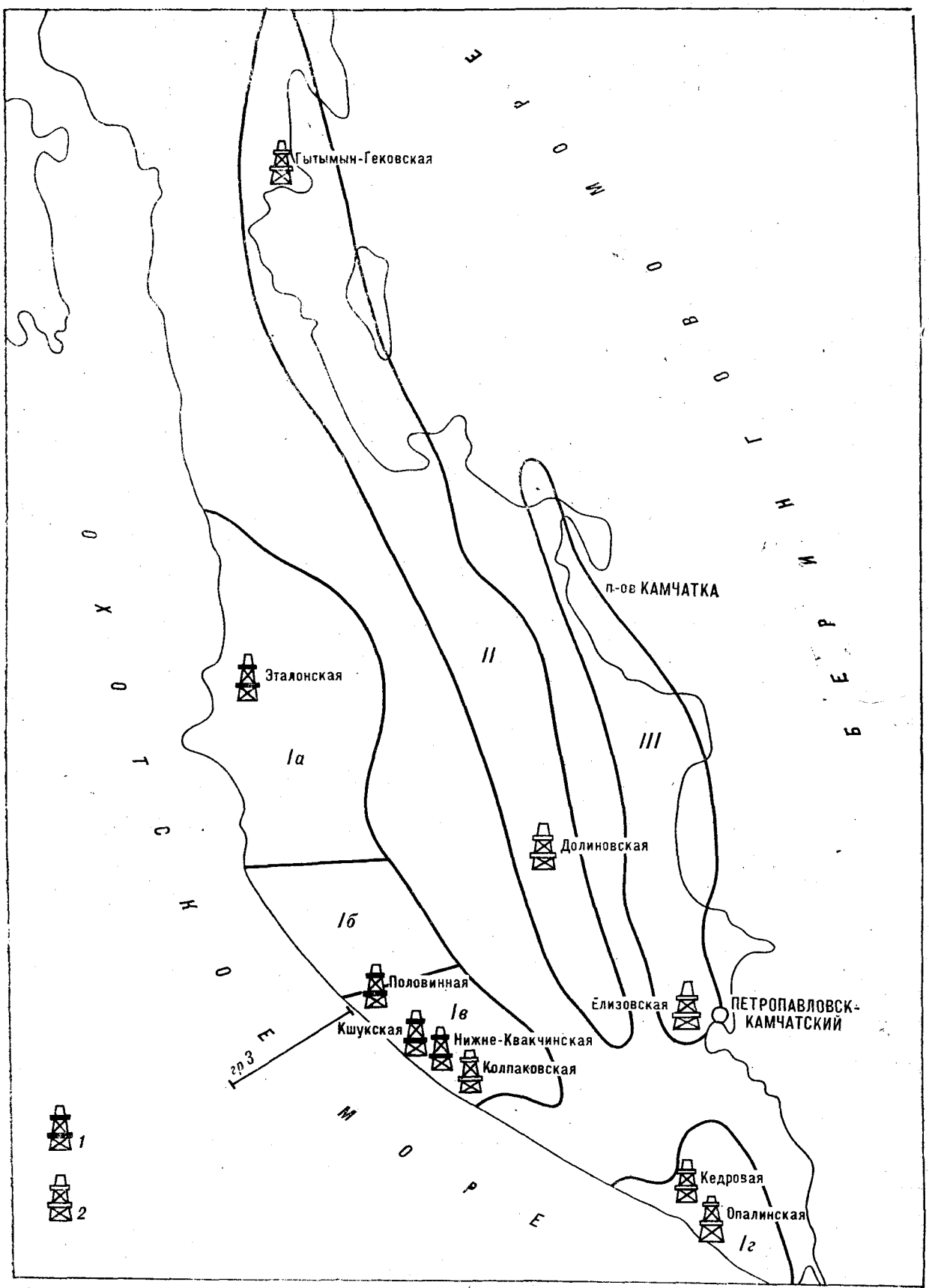
При сопоставлении кайнозойских разрезов Западной Камчатки и Сахалина выделяются два крупных цикла осадконакопления, каждый

из которых начинается континентальными угленосными отложениями и заканчивается морскими кремнистыми породами.

Первый цикл осадконакопления начинается угленосными фациями палеоцена. На Сахалине разрез низов палеогена представлен песчаниками, аргиллитами, алевролитами с пластами углей нижнедуйской и люкаминской свит, на Западной Камчатке — туфо-песчаниками, туфо-алевролитами также с пластами углей напанской свиты. На Сахалине в разрезе палеогена скважинами вскрыты песчаные пласты с незначительным количеством парафинистой нефти, а на Западной Камчатке с ними связаны проявления углеводородного газа.

На континентальных отложениях палеоцена согласно залегают морские породы эоцена, олигоцена и низов нижнего миоцена. На Западной Камчатке они начинаются туфо-песчаниками и туфо-алевролитами снатовской свиты, включают терригенные образования с примесью пирокластического материала гакхинской свиты и завершаются аргиллитами утхолокской свиты нижнемиоценового возраста. Песчаные пласты морских отложений палеогена содержат непромышленные залежи газа. Их аналогами в Сахалинском разрезе являются существенно терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) краснопольевской, такарадайской и мутновской свит, а также андезито-базальты, туфы и туфопесчаники аракайской свиты.

Разрезы нижнего миоцена и нижней части среднего миоцена обеих рассматриваемых территорий представлены морскими глубоководными кремнистыми породами. На Сахалине наиболее типичны кремнистые и опоковидные аргиллиты, опоки, туфодиазомиты, слагающие



пленгскую свиту, которая является промышленно нефтеносной.

Здесь дебиты нефти из трещиноватых кремнистых аргиллитов достигают  $180 \text{ м}^3/\text{сут}$ . Кремнистость пород сохраняется и в нижней части среднего миоцена (борская свита), представленной алевролитами и песчаниками, содержащими залежи нефти. Дебиты фонтанных притоков нефти из этих отложений достигают  $50 \text{ м}^3/\text{сут}$ . На Западной Камчатке кремнистые породы этого же возраста представлены вивентекской и кулувенской свитами. От сахалинского разреза они отличаются большим содержанием вулканического материала. В скважинах, вскрывающих эту часть разреза, встречаются непромышленные притоки газа.

Второй цикл осадконакопления кайнозой снова начинается с континентальных угленосных фаций среднемиоценового возраста. Разрез представлен чередованием песков, песчаников, алевролитов, туфоалевролитов с прослоями лигнитов и углей (верхняя часть борской и уранайская свиты Сахалина). Аналогичные по составу континентальные отложения прослеживаются на Западной Камчатке, где они представлены ильинской и какертской свитами.

Континентальные отложения выше по разрезу сменяются морскими верхнемиоценовыми породами — окремненными аргиллитами, диатомитами, туфодиатомитами, опоками. На Сахалине они представлены курасийской, а на Западной Камчатке — этолонской свитами.

Самые верхи верхнемиоценовых отложений на Западной Камчатке и Сахалине являются морскими и существенно терригенными. Они представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками. На юге Сахалина они представлены маруямской свитой, с которой связана промышленная газоносность, а на севере — окобыкайской свитой, к которой приурочены основные разведанные запасы нефти и газа. На Западной Камчатке им соответствует эрмановская свита, которая также является промышленно газоносной, что подтверждено фонтанным притоком газа на Кшукской площади. Здесь в 1980 г. при испытании песчаного пласта в скважине № 1 в интервале глубин 1219—1232 м получен приток газа  $800 \text{ тыс. м}^3/\text{сут}$ . Скважина работала непрерывно в течение месяца, при этом давление оставалось постоянным.

Плиоценовые отложения рассматриваемых территорий сходны по составу и характеризуются повышенной лигнитоносностью.

Осадочные образования неогена, изученные на суше Сахалина и Западной Камчатки, скры-

ваются под водами Охотского моря и далее, как установлено сейсмическими исследованиями, прослеживаются на его акватории, что видно на профиле, пройденном от берега Западной Камчатки (рис. 2). Осадочные образования на дне Охотского моря залегают более спокойно, чем на суше. Эти данные, а также сходство геологических разрезов Западной Камчатки и Сахалина позволили предположить [3], что в пределах Охотского моря располагается крупная Охотоморская эпимезозойская платформа, а территории Сахалина и Западной Камчатки являются ее краевыми частями, поднятыми в конце неогена выше уровня моря.

В результате нефтепоисковых работ на Камчатке в последние годы, а также 60-летнего опыта нефтепоисковых работ на Сахалине можно сделать вывод о том, что наиболее перспективными отложениями для поисков нефти и газа на Камчатке являются неогеновые и в первую очередь верхне-среднемиоценовые осадки.

Более высокие перспективы неогена также подтверждают оценки прогнозных запасов углеводородов. Институтом ВНИГРИ совместно с Камчатской геофизической экспедицией ПГО Сахалингеология произведен подсчет запасов углеводородов по перспективным площадям территории Камчатки. Около 60% прогнозных запасов связано с неогеновыми, 30% с палеогеновыми и 10% с верхнемеловыми отложениями.

Исходя из этого, нефтегазопроисковые работы на западном побережье Камчатки надо развивать в районах с наиболее мощными неогеновыми отложениями.

В состав Западно-Камчатского возможно нефтегазосного района входят Тигильско-Паланский, Ичинский, Колпаковский и Голыгинский прогибы, разделенные зонами субширотных разломов. Наиболее изучены глубоким бурением и геофизикой Тигильско-Паланский, Ичинский и Колпаковский прогибы. Они образуют три блока, ступенчато опускающиеся с севера на юг. Наиболее приподнятым является Тигильско-Паланский прогиб, выполненный в основном палеогеновыми отложениями; неоген сохранился только в депрессионных зонах. С юга к Тигильско-Паланскому прогибу примыкает Ичинский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями, общей мощностью до 4 тыс. м, в составе которых палеоген занимает 40%, а неоген — до 60% мощности. По Круторовскому разлому с юга Ичинский прогиб сочленяется с Колпаковским, где установлены значительные мощности неогена, в особенности

Рис. 1. Схема расположения возможно нефтегазосных районов п-ова Камчатка.

I — Западно-Камчатский, прогибы: а — Тигильско-Паланский, б — Ичинский, в — Колпаковский, г — Голыгинский; II — Центрально-Камчатский; III — Восточно-Камчатский.

1 — глубокие буровые скважины, пробуренные или находящиеся в бурении; 2 — проектируемые глубокие буровые скважины.

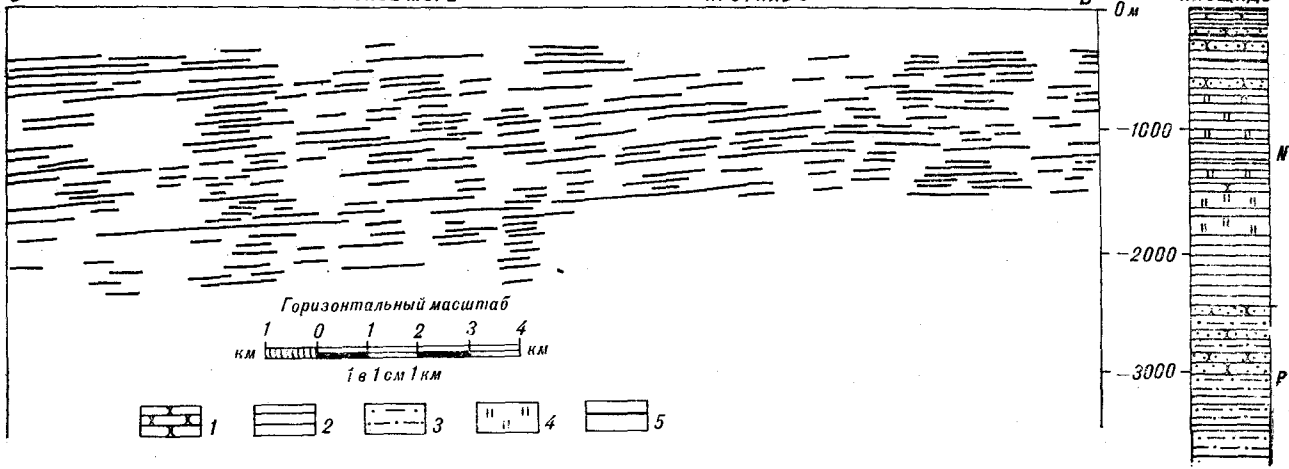


Рис. 2. Сопоставление морских геофизических данных с материалами глубокого бурения на суше.  
1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — кремнистые отложения; 5 — пласты угля.

верхнего миоцена. Именно из верхнего миоцена Колпаковского прогиба (эрмановская свита) получен промышленный приток газа на Кшукской площади.

Наиболее сложное тектоническое строение имеет Тигильско-Паланский прогиб. Блоковая структура прогиба, многочисленные тектонические нарушения, а также литологическое разнообразие и трещиноватость палеогеновых отложений затрудняют изучение общей его структуры. Результаты бурения и испытания глубоких скважин дают основание считать, что нефтегазопроявления связаны с прохождением скважин через зоны тектонических нарушений. В 1981 г. после окончания испытания параметрической скважины на Этолонской площади здесь проводится сейсморазведка.

Ичинский прогиб представляет собой систему вытянутых в северо-западном направлении горсто- и грабеноподобных блоковых зон. Здесь пробурено 8 поисковых и 10 параметрических скважин, выполнен значительный объем геофизических исследований МОВ. Большинство скважин было заложено в приподнятых блоках, где установлены большие мощности палеогена и маломощный неогеновый чехол. В скважинах отмечены притоки нефти и газа, но месторождений пока не открыто. Почти половину площади прогиба занимают зоны опущенных блоков, где отмечены большие мощности неогена и сокращенные объемы палеогена. В настоящее время поисковое бурение в Ичинском прогибе прекращено, но усилены геофизические работы, в частности сейсморазведка методом ОГТ и электроразведка.

Тектоника Колпаковского прогиба менее на-

пряженная, чем Ичинского и Тигильско-Паланского. Здесь в неогене развиты брахиантиклинальные и куполовидные структуры. Блоковое строение имеет только северная часть прогиба, примыкающая к Крутогоровскому разлому. В Колпаковском прогибе пробурено 8 параметрических скважин. В связи с открытием месторождения газа на Кшукской структуре в Колпаковском прогибе усилены буровые и геофизические работы.

Продолжается глубокое бурение в Гольгинском прогибе, расположенном в самой южной части полуострова. Здесь пробурена на Опалинской структуре скважина, которая вскрыла андезитобазальты и туфы.

В Центрально-Камчатском районе ведутся электро- и гравиразведочные, а также поисковые и детальные сейсморазведочные работы.

Поиски месторождений нефти и газа на Камчатке были впервые начаты в Восточно-Камчатском районе; здесь давно на Богачевской структуре известны выходы нефти в палеогене [1]. Ввиду сложности тектонического строения бурение положительных результатов не дало, поскольку по традиции наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности на Камчатке продолжали считаться отложения палеогена. Здесь геологические исследования на нефть и газ были прекращены.

В свете новых данных здесь целесообразно возобновить поиски месторождений нефти и газа.

Благоприятные особенности геологического строения Камчатки, имеющиеся прямые признаки нефтегазоносности, позволяют ждать здесь открытия месторождений нефти и газа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М.: Гостоптехиздат, 1961.
2. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М., Тютрин И. И. Об однотипности геологического развития в кайнозой Сахалина и Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1981, т. 256, № 2.
3. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М. и др. Перспективы нефтегазоносности Охотоморской платформы.— Геол. и геофиз., 1982, № 1.
4. Тютрин И. И., Дуничев В. М. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного бассейна Охотского моря.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981.

*ИГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию  
30 декабря 1981 г.*

*В. С. Шеймович*

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ АРЕАЛЬНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

В позднем плейстоцене и голоцене на Камчатке сформировались зоны ареального базальтового вулканизма: Южно-Камчатская, Ичинско-Еловская, Кимитивская, Кумрочская. Зоны имеют северо-восточное простирание, субпараллельное Курило-Камчатскому глубоководному желобу. Длина зон от 50 до 300 км, ширина — десятки километров. Зоны ограничены поперечными разломами северо-западного простирания. Ареальный вулканизм связан с растяжением земной коры. Чаще всего состав ареальных базальтов и структурное положение их полей не наследуют ни особенностей химизма, ни структурный план ранее сформированных вулканов. В этом основное отличие ареального базальтового вулканизма от побочных извержений центрального типа. Базальты отдельных зон однородны по химическому составу и по петрохимическим особенностям близки породам ранних фаз разновозрастных кайнозойских магматических формаций Центрально-Камчатского вулканического пояса.

Вулканологические исследования трещинных извержений Толбачинского дола и Ключевского вулкана, а также формационный анализ и попытки палеовулканических реконструкций вулканических поясов привлекли внимание к верхнеплейстоцен-голоценовому ареальному базальтовому вулканизму, с точки зрения его структурного положения, роли в формировании вулканических поясов и соотношения с иными типами вулканизма [5, 9, 11, 13, 14]. В пределах зон ареального вулканизма, характеризующихся сравнительно простым строением, возможно изучение соотношений вулканических фаций, строения элементарных вулканических аппаратов, определения механизмов их деятельности и развития.

Структурное положение линейных зон ареального вулканизма дает основание для заключений о геодинамических условиях развития региона в голоцене. Изучение геологического строения районов широкого развития нижнеплейстоценовых базальтов в Срединном хребте Камчатки показывает, что ареальный базальтовый вулканизм характерен не только для голоцена. Он проявлялся и в раннем плейстоцене и, возможно, в более ранние эпохи.

Необходимо четко определить понятие «ареальный вулканизм» и его соотношения с понятием «вулканизм центрального типа». Историческая справка о понятии «ареальный вулканизм» и его содержании дана А. А. Таракановским [12]. Он выделил различные типы ареального базальтового вулканизма. Однако, указывая на возможное проявление обоих типов вулканизма в одной структурной зоне и на связь

турное положение их полей не наследуют ни особенностей химизма, ни структурный план ранее сформированных вулканов. В этом основное отличие ареального базальтового вулканизма от побочных извержений центрального типа. Базальты отдельных зон однородны по химическому составу и по петрохимическим особенностям близки породам ранних фаз разновозрастных кайнозойских магматических формаций Центрально-Камчатского вулканического пояса.

ареального вулканизма с вулканами центрального типа, автор явление ареального базальтового вулканизма понимает более широко, относя к нему деятельность побочных вулканических центров (тип Этны).

В большинстве случаев ареальный вулканизм по комплексу геолого-структурных и петрографо-петрохимических признаков легко отделяется от трещинного вулканизма типа Этны. Исключением является вулканизм зоны Толбачинского дола, которая наложена на действующий вулкан Плоский Толбачик и характеризуется базальтовыми продуктами «смешанного» состава [4]. Она представляет собой переходное явление от трещинной зоны (тип Этны) к линейной зоне ареального вулканизма.

По ряду признаков побочные вулканические извержения и ареальный вулканизм близки вулканам, образуют на их склонах радиальные цепи шлаковых конусов, представляющих собой один из типов извержений стратовулкана. Химический состав их продуктов близок химическому составу пород терминальных эксплозий.

Ареальный базальтовый вулканизм не обнаруживает тесной связи со стратовулканами. Его поля могут формироваться на терригенном фундаменте в межвулканических котловинах, но чаще они накладываются на сравнительно древние вулканические аппараты, закончившие свое развитие и разрушенные задолго до начала ареального вулканизма. Здесь они располагаются у подножия плейстоценовых стратовулканов, заполняют кальдеры и эрозионные депрессии. Химический состав ареальных базаль-



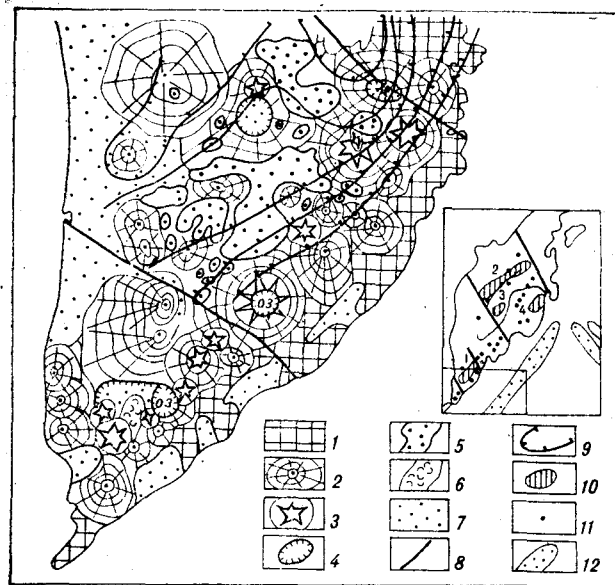


Рис. 1. Южно-Камчатская зона ареального базальтового вулканизма. На схеме-врезке указано положение известных зон ареального вулканизма Камчатки.

1 — миоценовые вулканогенные образования, 2 — плиоценовые и нижнеплейстоценовые вулканы, 3 — плейстоценовые и голоценовые стратовулканы, 4 — кальдеры и вулcano-тектонические депрессии, 5 — поля ареального базальтового вулканизма, 6 — экструзивные вулканы, 7 — рыхлые терригенные плейстоцен-голоценовые отложения, 8 — разломы, ограничивающие распространение ареальных зон, 9 — изоаномалы региональных аномалий силы тяжести (бергштрих в направлении уменьшения значений).

Условные обозначения к схеме-врезке: 10 — зоны ареального вулканизма (1 — Южно-Камчатская, 2 — Ичинско-Еловская, 3 — Кимитинско-Быстринская, 4 — Кумрочская), 11 — плейстоценовые стратовулканы, 12 — глубоководные желоба.

тов может не подчиняться пространственным изменениям петрохимических особенностей пород фундамента [14].

Зоны ареального базальтового вулканизма имеют большую протяженность — до нескольких сот километров, и ширину в десятки километров. Они вытянуты в северо-восточном направлении и прерывисто-кулисно расположены относительно друг друга (рис. 1). Интересно, что севернее  $57^\circ$  с. ш. зоны почти не прослеживаются. Каждая из них ограничена диагональными разломами северо-западного простирания [13]. Для внутренней структуры зон также характерно кулисное расположение звеньев шлаковых конусов, простирание которых совпадает с общим простиранием зон. Гравиметрические, аэромагнитные, сейсморазведочные и электроразведочные исследования, проведенные в Южно-Камчатской зоне, показывают, что ареальный вулканизм приурочен здесь к разнородным структурам — поднятиям и прогибам докайнозойского фундамента. Продукты ареального вулканизма не образуют гравитационных и магнитных аномалий, характерных для крупных ассоциаций вулканов центрального типа. Независимость положения зон ареального вулканизма от структур верхней части зем-

ной коры подчеркивается рядом авторов [3, 12].

Ранее, рассматривая тектоническое положение голоценовых ареальных зон [13], мы показали, что они, скорее всего, расположены в тылу выдвигающихся на юго-восток крупных тектонических блоков, ограниченных разломами северо-западного простирания, которые прослеживаются к Курило-Камчатскому желобу. Растяжение земной коры в тылу блоков, по-видимому, является реакцией на сжатие ее глубинных зон океанической плитой, которая ограничена Курило-Камчатским и Алеутским глубоководными желобами. Для Южно-Камчатской ареальной зоны эти предположения подтверждаются и сейсмологическими данными [10] об ориентировке плоскостей разрывов и векторов подвижек в очагах землетрясений. В связи с этим мы предположили, что простирание и ограничение (северное) всех зон ареального вулканизма соответствует границам океанической плиты, а ограничение отдельных линейных зон должно объясняться в таком случае блоковым характером океанической плиты и неравномерным геодинамическим режимом в ее пределах. Распространение зон ареального вулканизма не контролируется какими-либо крупными структурами и вулканическими поясами Камчатки. Они выделены в Восточно-Камчатском и Центрально-Камчатском вулканических поясах и в Южно-Камчатском регионе. Структурный план зон часто не соответствует генеральному направлению основных элементов вулканического пояса — региональных цепей стратовулканов. Это отчетливо видно на юге полуострова и в Центральной Камчатке на широте вулкана Чашаконджа, где направление зон и звеньев шлаковых конусов имеет азимут  $30-40^\circ$ , тогда как простирания цепей стратовулканов не отклоняются восточнее  $30^\circ$ .

В строении ареальных зон можно выделить следующие элементы: а) отдельные шлаковые конусы и связанные с ними лавовые потоки, б) цепи шлаковых конусов, в) изометричные лаво-шлаковые нагорья, представляющие собой небольшие щитовидные многоходовые вулканы, г) сплошные лаво-шлаковые покровы, представляющие собой наиболее крупные элементы зон ареального вулканизма, в которых сочетаются все перечисленные выше элементы (рис. 2, 3).

Единичные шлаковые конусы обнаруживаются чаще на флангах и торцовых окончаниях ареальных зон. На южном окончании Южно-Камчатской ареальной зоны находятся пологие конусы — сопки Беленькая, Сахач, имеющие диаметр 5—8 км, а высоту 500—700 м.

Цели конусов имеют общий лавовый, покровный постамент. Они обычно состоят из 3—5 миниатюрных вулканов, расположенных на

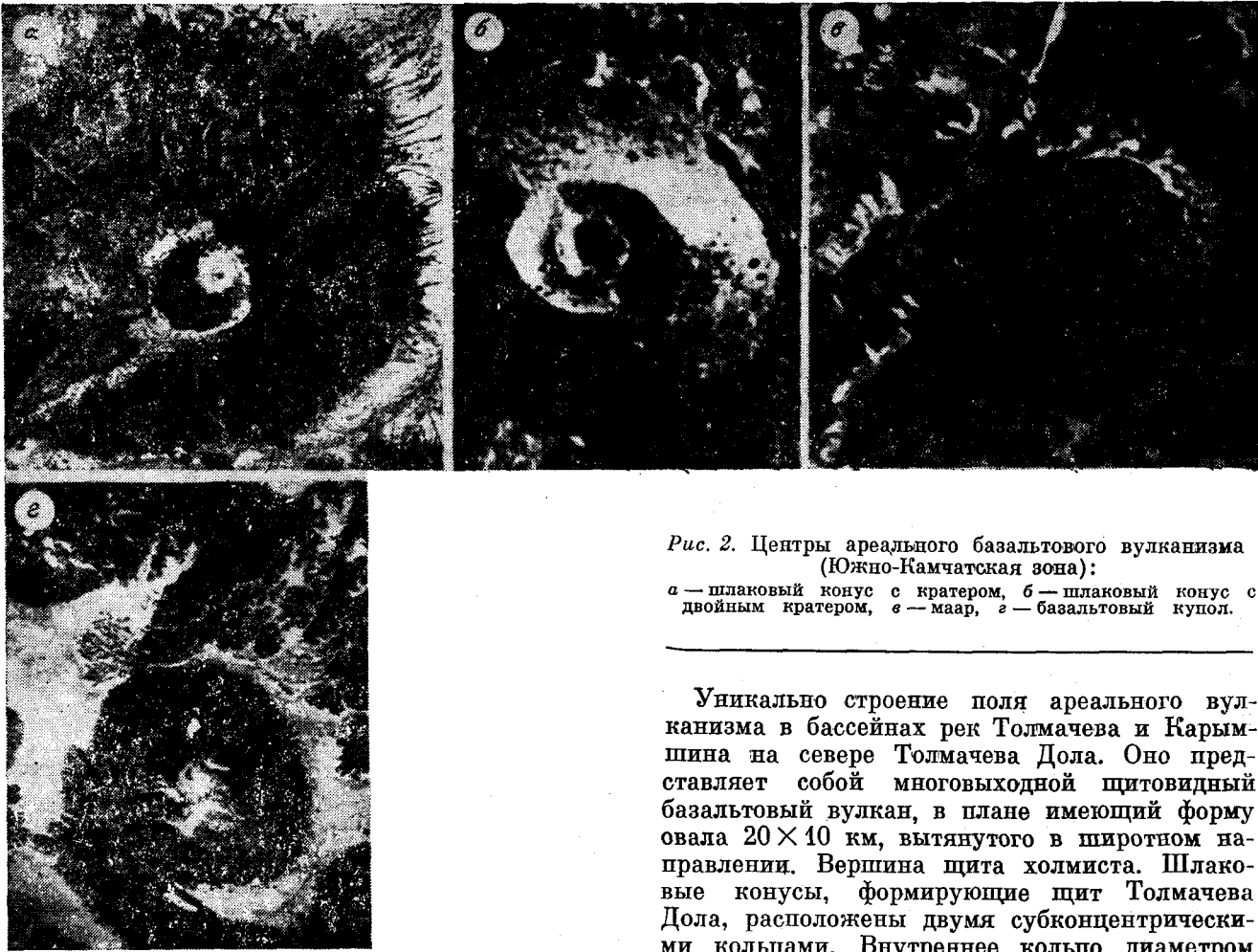


Рис. 2. Центры ареального базальтового вулканизма (Южно-Камчатская зона):

а — шлаковый конус с кратером, б — шлаковый конус с двойным кратером, в — маар, г — базальтовый купол.

Уникально строение поля ареального вулканизма в бассейнах рек Толмачева и Карымшина на севере Толмачева Дола. Оно представляет собой многовыходной щитовидный базальтовый вулкан, в плане имеющий форму овала  $20 \times 10$  км, вытянутого в широтном направлении. Вершина щита холмиста. Шлаковые конусы, формирующие щит Толмачева Дола, расположены двумя субконцентрическими кольцами. Внутреннее кольцо диаметром 8—10 км расположено на вершине щита и состоит из 10—12 более или менее выраженных конусов. Внешнее кольцо расположено у основания и образовано весьма крупными полуразрушенными конусами с диаметром основания 1—3 км. Некоторые из них имеют отчетливые и глубокие кратеры или являются типичными маарами, среди которых крупнейший на Южной Камчатке маар оз. Чаша с диаметром около 2 км и глубиной 400 м.

Щитовидный вулкан Толмачева Дола расположен в непосредственной близости от действующего вулкана Горелого. Вулкан Горелый расположен в овальной кальдере с диаметрами  $8 \times 13$  км (рис. 4). Его базальтовые потоки полностью заполняют кальдеру. Этот вулкан, так же как и Толмачев Дол, представляет собой пологую щитовидную постройку. Он образован продуктами излияний слившихся многочисленных шлаковых конусов. В кальдере или на ее внешних склонах находятся отдельные шлаковые конусы и их лавовые потоки. От щитовидного вулкана Толмачев Дол вулкан Горелый отличается наличием вершинных кратеров, строением привершинной части,

одной прямой. Их основания могут соприкасаться, но чаще отделены друг от друга. Длина таких цепей составляет 1,5—3 км, а ширина — 1—2 км. В одном поле может выделяться несколько кулисообразно расположенных цепей. Простираение цепей обычно параллельно простираению всей зоны ареального вулканизма. Конусы в цепи располагаются на одной тектонической трещине. При достаточной степени эрозии для конусов одной цепи дешифрируется общий гребень нека или жерловины.

Изометричные щитовидные многовыходные вулканы — горы с пологими склонами, сложенными базальтовыми потоками. Диаметр их основания составляет 3—6 км. В центральных частях щитовидных вулканов дешифрируются линейные цепи кратеров, вытянутые по простираению зоны и окруженные невысокими шлаковыми валами. За пределами щитовидных вулканов расположены единичные конусы или их линейные звенья. В некоторых случаях мелкие конусы окружают щитовидные вулканы (горы Ольховая, Казанцева, Отдельная, высота 739 на Ю. Камчатке).

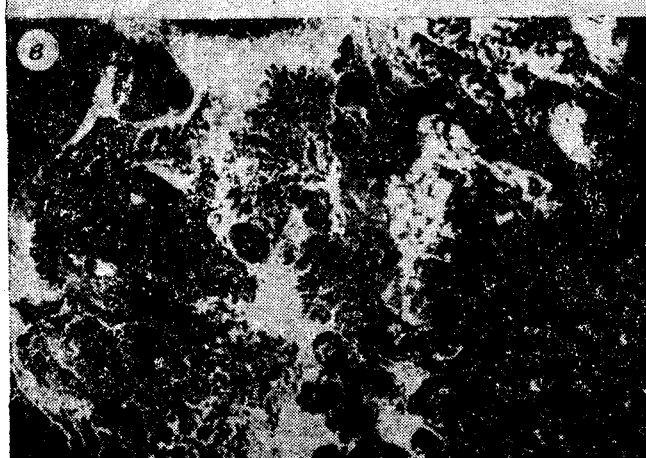
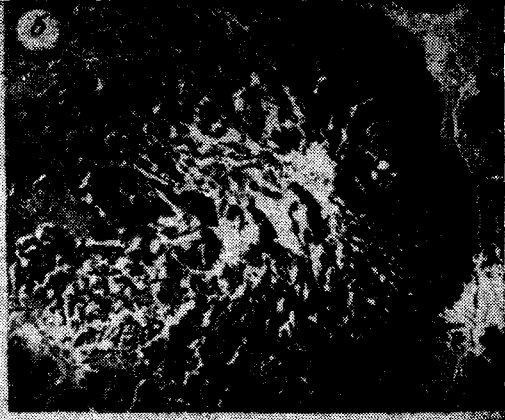


Рис. 3. Фрагменты полей ареального базальтового вулканизма (Южно-Камчатская зона):  
 а, б — цепи шлаковых конусов, в — небольшой щитовидный вулкан с диаметральной цепью шлаковых конусов.

как объект, в эволюции которого можно проследить один из вариантов зарождения вулкана центрального типа. Видимо, при этом небольшую роль может играть строение фундамента ареальной зоны. Не случайно, что ареальный вулканизм в кальдере, которая имеет

близкой строению обычного стратовулкана. Характер позднейшей вулканической деятельности вулкана Горелого типичен для стратовулкана.

Сопоставление химических составов лав Горелого с составами продуктов ареального вулканизма не выявило значимых различий ни по одному из сравниваемых 11 компонентов (см. таблицу). Это позволяет предположить генетическое родство вулкана Горелого и Южно-Камчатской зоны ареального вулканизма. Видимо, особенности развития поля ареальных базальтов, локализованного в пределах кальдеры, и привело к образованию вулкана центрального типа, каким представляется вулкан Горелый в историческое время. В то же время подобное сравнение ареальных лав с базальтами других стратовулканов юга полуострова и нижнечетвертичными базальтами такого сходства составов не обнаружило (см. таблицу).

В рассмотренных участках зоны ареального вулканизма можно различать все переходные образования в ряду: шлаковый конус — цепь шлаковых конусов — изометричные лаво-шлаковые горы — щитовидные многовыходные вулканы — стратовулкан. Все это позволяет рассматривать зону ареального вулканизма

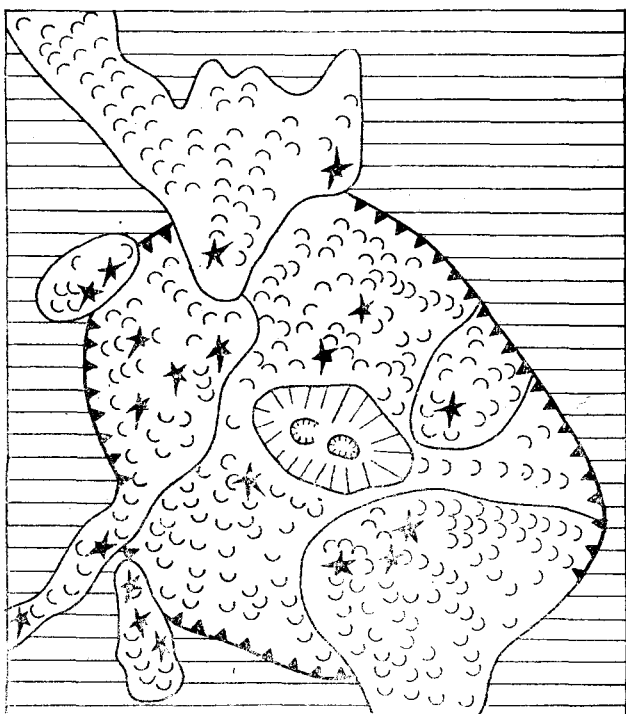


Рис. 4. Строение вулкана Горелого.  
 1 — доголоценовые образования, 2 — шлаковые конусы и цепи, 3 — вершинная часть, имеющая строение стратовулкана, 4 — уступы кальдеры.

Результаты сравнения химических составов базальтов Южно-Камчатской зоны ареального вулканизма (33 анализа) с базальтами других четвертичных зон ареального вулканизма и вулканов Камчатки методом условных средних при линейной интерполяции [2]

№ п/п	Компоненты	Базальты вулкана Горелова (10)	Нижнечетвертичные базальты юга Камчатки (89)	Ареальные базальты хр. Кумроч (10)	Базальты трещинной Толбачинской зоны (44)	Базальты Ичинско-Еловской ареальной зоны (18)	Базальты Ключевского вулкана (48)
1	TiO <sub>2</sub>	0,01	0,94	6,68	2,75	0,15	0,07
2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	7,16	1,51	7,29	2,67	8,73
3	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	4,13	0,03	6,78	0,37	0,64
4	FeO	1,14	1,81	0,07	0,50	1,95	0,50
5	MnO	0,63	1,43	6,09	0,03	0,68	0,63
6	MgO	2,96	14,72	8,29	11,92	0,74	7,73
7	CaO	2,45	1,52	6,10	5,66	3,14	3,93
8	Na <sub>2</sub> O	0,40	9,33	0,17	15,76	1,70	0,07
9	K <sub>2</sub> O	0,09	5,51	0,91	20,83	0,03	1,06
10	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	0,06	1,61	2,94	5,29	0,46	3,20
11	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,09	4,07	0,06	20,17	1,20	0,13
12	Σл	9,73	52,26	32,87	97,01	13,12	26,69

Примечание. Различия между компонентами в сравниваемых парах значимо при уровне значимости 5% и 1 степени свободы, если  $t \geq 3,84$ . Общее различие химизма сравниваемых множеств значимо при уровне значимости 5% и 11 степеней свободы, если  $\Sigma l \geq 19,7$ . В скобках указано количество сравниваемых анализов.

структуру битой тарелки [6], сформировал вулкан центрального типа (вулкан Горелый).

Для зоны ареального вулканизма в целом типичен однообразный набор слабо дифференцированных вулканитов, линейное расположение центров извержений (шлаковых конусов) и большая площадь, на которой изливаются близкие по химическому составу базальтовые лавы. Это, наряду с особенностями строения эродированных нижнечетвертичных зон трещинных излияний и эродированных звеньев шлаковых конусов в поле ареального вулканизма [13], доказывает преимущественно дайковый характер питающей системы ареального вулканизма в приповерхностной зоне, возможно, сочетающийся с образованием силловых залежей. По механизму питания ареальный и трещинный вулканизм близки трапповому вулканизму [4].

Чрезвычайно однообразный состав лав зоны ареального вулканизма свидетельствует о едином очаге магмогенерации и быстром подъеме магматического материала по дайково-силловой питающей системе.

В Центрально-Камчатском вулканическом поясе выделено шесть магматических формаций: миоценовая андезитовая, миоцен-плиоценовая липарито-дацитовая, плиоценовая андезито-базальтовая, нижнеплейстоценовая базальтовая, плейстоценовая андезито-базальтовая (стратовулканов) и голоценовая базальтовая (ареального вулканизма).

Для сравнения их петрохимических особенностей (рис. 5) использовано около 500 химических анализов. Из-за слабой дифференциации продуктов ареального вулканизма на всех

диаграммах их фигуративные точки образуют локальные поля. Большей частью своей площади эти поля совпадают с краевыми зонами полей всех выделенных формаций (за исключением липарито-дацитовой). Совпадающие участки, соответствующие базальтам с относительно высоким содержанием MgO, характеризуют химизм начальных фаз формаций. Это позволяет рассматривать ареальный вулканизм как, возможно, характерный период в образовании магматических формаций в вулканических поясах. Наряду с этим можно говорить о возникновении в позднем плейстоцене и голоцене магматической формации, единой для Центрально- и Восточно-Камчатского вулканических поясов.

Существенной особенностью характеризующих вулканитов является однообразие их составов, несмотря на громадные площади проявления зон ареального вулканизма. Например, площадь Южно-Камчатской зоны более 4000 км<sup>2</sup>. В то же время множество анализов ареальных базальтов обладает минимальной дисперсией по сравнению с множествами анализов базальтов, принадлежащих отдельным плейстоценовым стратовулканам или же нижнечетвертичным щитовидным вулканам [14]. Дисперсии увеличиваются при централизации вулканической деятельности. Например, дисперсии химического состава вулкана Горелого гораздо выше, чем других ареальных базальтов. На всех диаграммах ареальные базальты Южно-Камчатской зоны образуют единые рои векторов и фигуративных точек, подтверждая их принадлежность к генетически единой магматической ассоциации пород. Она недосыщена или

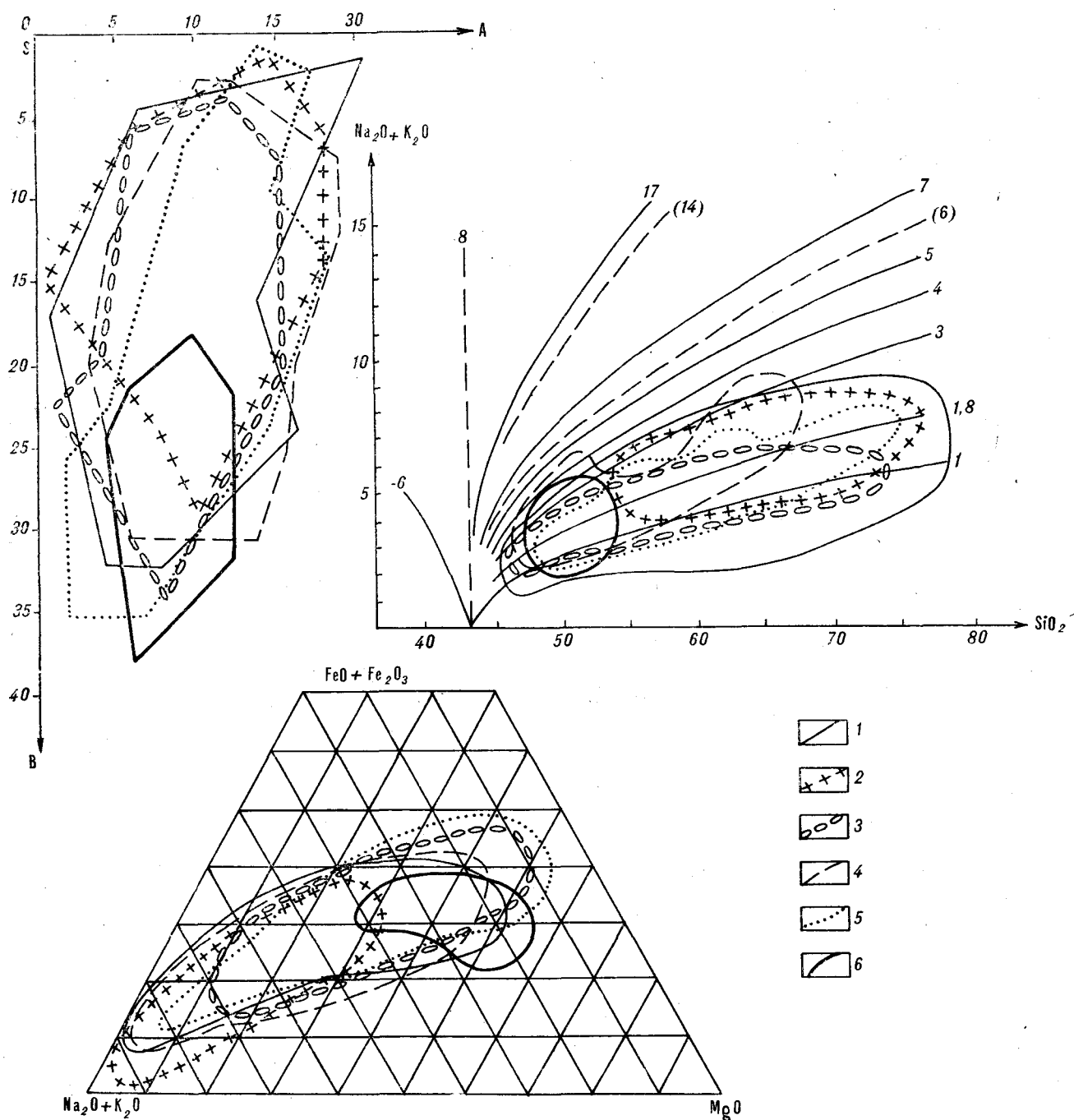


Рис. 5. Петрохимические особенности магматических формаций юга Камчатки:

1 — миоценовой андезитовой, 2 — миоцен-плиоценовой липарито-дацитовой, 3 — плиоценовой андезито-базальтовой, 4 — нижней-плейстоценовой базальтовой, 5 — плейстоценовой андезито-базальтовой (стратовулканов), 6 — голоценовой базальтовой (ареального вулканизма).

слабо пересыщена  $\text{SiO}_2$ , содержание  $\text{K}_2\text{O}$  слабо отклоняется от 1%.

Корреляция множеств химических составов ареальных базальтов Южной Камчатки и центральной части полуострова (Ичинско-Еловская ареальная зона) методом условных средних при линейной интерполяции не показывает их зна-

чимых различий ни в целом, ни по одному из одиннадцати сравниваемых компонентов (см. таблицу). Сравнение множеств Южно-Камчатской и Кумрочской зон показало значимые различия в целом, что обусловлено отличиями в содержаниях  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$ . Различия в содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  отсутствуют. Послед-

нее весьма существенно, так как имеются данные, позволяющие предположить, что именно щелочи определяют петрохимическую (геологическую, генетическую) специфичность той или иной вулканической ассоциации [15].

Резкое отличие химизма в целом и почти по всем компонентам трещинной зоны Толбачинского дола скорее всего объясняется широко проявленным здесь механизмом магматического смещения при сильном влиянии магматических очагов стратовулканов Ключевской группы [4].

По содержанию  $K_2O$  базальты зоны ареального вулканизма Южной Камчатки наиболее тесно коррелируются [7] с глубинами фокальной зоны (зоны субдукции) в интервале 180—200 км. По данным многих авторов, зона субдукции — это зона отделения флюида, генерирующего базальтовые очаги в верхних зонах мантии. Сходство продуктов зон ареального вулканизма по содержанию щелочей можно интерпретировать как сходство условий возникновения магмогенерирующего флюида [8], а различия в содержаниях  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$  (см. табл., результаты сравнения базальтов Кумроцкой и Южно-Камчатской зон) указывают на разницу условий образования магматических выплавок.

Таким образом, зоны плейстоцен-голоценового базальтового ареального вулканизма характе-

ризуются рядом особенностей, отличающих их от иных типов вулканизма. В их пределах происходили излияния базальтовых лав по кулисам трещин, к которым приурочены цепочки шлаковых конусов. В большинстве случаев поля ареального вулканизма не наследуют пространственно и генетически более ранние центры извержений. Этот тип вулканизма оторван от них по времени, имеет самостоятельный структурный план, нередко отличается от иных типов вулканизма особенностями химического состава своих продуктов.

Участки с наиболее интенсивными проявлениями ареального вулканизма выделяются в зоны, имеющие отчетливое северо-восточное простирание, которые секут линейный план плейстоценовых стратовулканов. По простиранию зоны ареального вулканизма ограничены северо-западными разломами, за которыми интенсивность этого типа вулканизма резко падает. Структура полей ареального вулканизма указывает на растяжение земной коры. Характерны одновременность и сходство проявления такого вулканизма для обоих неоген-четвертичных вулканических поясов Камчатки. Последнее, наряду со сходством состава пород, позволяет сделать вывод об образовании единой для камчатских вулканических поясов магматической формации в позднем плейстоцене — голоцене.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т., Каргопольцев А. А., Григорян Г. Б. Стрoение новых Толбачинских вулканов по сейсмическим данным.— В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении в 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
2. Бондаренко В. Н. Сравнительный анализ геологических объектов с закономерной изменчивостью свойств. М.: Недра, 1978.
3. Важеевская А. А. Два типа базальтов на Камчатке.— Бюл. вулканол. ст., 1976, № 52.
4. Волинец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н. Петрохимические особенности пород Большого трещинного толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса.— В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
5. Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
6. Зубин М. И., Мелекесцев И. В. и др. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Вулканизм и глубинные земли. М., 1971.
7. Зубин М. И., Шеймович В. С. О содержании  $K_2O$  в вулканитах в связи с геоструктурными особенностями Южной Камчатки.— ДАН СССР, 1979, т. 246, № 5.
8. Коржинский Д. С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 2.
9. Огородов Н. Н., Кожемяка Н. Н., Важеевская А. А. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
10. Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д. Неоднородности поля напряженности Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— Геол. и геофиз., 1976, № 1.
11. Сириш А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма (на примере вулкана Плоского и шлаковых конусов Ключевского вулкана на Камчатке). М.: Наука, 1966.
12. Таракановский А. А. Соотношение ареального и центрального типов вулканизма.— В кн.: Проблема глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.
13. Шеймович В. С. Кайнозойский базальтовый вулканизм Камчатки как индикатор раздвижения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
14. Шеймович В. С., Зубин М. И. Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 4.
15. Шеймович В. С. Вулканический аппарат — петрохимический единый и оригинальный магматический комплекс.— ДАН СССР, 1980, т. 253, № 2.

УДК 552.33(571.6)

П. П. Лычагин

## ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Выделены и рассмотрены следующие типы щелочнобазитовых ассоциаций: постконсолидационные складчатых зон и срединных массивов (сиенит-щелочногабброидные и щелочногабброидные; щелочных базальтоидов и оливинных базальтов; щелочнобазит-трахиандезитовые) и эвгеосинклиналильные (высокотитанистых щелочных базальтов; калиевых базальтоидов). Их формирование началось со среднего (?) палеозоя, однако

К группе щелочных базитов относятся ассоциации пород, укладывающиеся в рамки формации оливинных базальтов и щелочно-базальтоидной формации Ю. А. Кузнецова [21]. В состав этих формаций в переменных количествах входят как перенасыщенные щелочами эффузивные и интрузивные базиты, так и оливин- и кварцнормативные основные породы, несущие признаки повышенной щелочности. К минералогическим признакам такой щелочности относятся присутствие фельдшпатоидов, щелочных цветных минералов и титанистый характер клинопироксенов, ассоциирующих с оливинном и (или) с умеренно основным плагиоклазом. Химическими признаками повышенной щелочности базитов являются высокие содержания двуокиси титана (свыше 2 вес.%) и пятиокиси фосфора (свыше 0,3 вес.%), которые характерны для подавляющего большинства пород, отвечающих щелочным образованиям по минералогическим критериям. Подобные аномалии в содержаниях окислов титана и фосфора могут быть объяснены с позиций теории о кислотно-основном взаимодействии расплавов повышенной щелочности, обогащенных амфотерными компонентами [19].

Во многих щелочнобазитовых ассоциациях наряду с основными породами присутствуют и более кислые варианты. В интрузивных комплексах это обычно щелочные сиениты, в вулканических иногда появляются трахиандезиты (бенморейты, тристаниты), и изредка липариты, трахилипариты и феонолиты.

Проявления щелочнобазитового магматизма на Северо-Востоке СССР многообразны по ассоциациям пород, составу, фациальному облику образующих их пород и тектонической обстановке возникновения. Они обычны в сре-

днем максимум щелочнобазитового магматизма приходится на кайнозой. Характерна структурная «космополитичность» размещения рассмотренных ассоциаций. Вместе с тем щелочные основные породы наиболее широко и разнообразно представлены в пределах стабильных структур. Приведены данные по химическому и минералогическому составам рассмотренных образований.

длинных массивах, более редки в консолидированных складчатых сооружениях и встречаются среди вулканических накоплений эвгеосинклиналильного типа. Характерной чертой ассоциаций щелочных базитов является нередкое совмещение в их составе резко переменных количеств вулканических и интрузивных (субвулканических) образований, тесно взаимосвязанных друг с другом. Все это дает основания систематизировать рассматриваемые ассоциации следующим образом:

1. Постконсолидационные складчатых зон и срединных массивов:

а) сиенит-щелочногабброидные и щелочногабброидные,

б) щелочных базальтоидов и оливинных базальтов,

в) щелочнобазит-трахиандезитовые.

2. Эвгеосинклиналильные:

а) высокотитанистых щелочных базальтов,

б) калиевых базальтоидов.

Сиенит-щелочногабброидные комплексы распространены на Омолонском массиве, в Яно-Колымской, Чукотской и Анадырско-Корякской складчатых системах.

Наиболее известен омолонский эссексит-тепелитовый комплекс, описанный Ю. А. Билибиным [6]. Магматические тела этого комплекса, образованные контрастными щелочногабброидной и щелочносиенитовой группами пород, образуют свиту северо-восточного простирания, приуроченную к относительно подвижной структуре Омолонского массива — Гижигинской межглыбовой зоне (см. рисунок). Протяженность свиты 170—200 км при ширине 10—20 км.

Интрузивы комплекса представлены пологими залежами, дайками и более сложными по

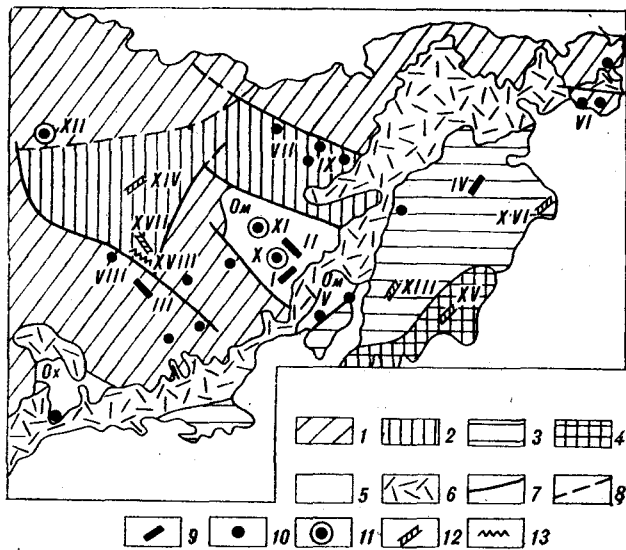


Схема расположения местонахождений щелочных базальтов на Северо-Востоке СССР.

1—4 — складчатые системы: 1 — миогеосинклинальные (Яно-Колымская и Чукотская), 2—4 — эвгеосинклинальные (2 — Алазейско-Олойская, 3 — Анадырско-Корякская, 4 — Олюторско-Камчатская), 5 — средние массивы (Ом — Омолонский, Ох — Охотский), 6 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 7 — некоторые главные разломы, 8 — граница эв- и миогеосинклинальных систем, 9—12 — местонахождения щелочных базальтов, ассоциации: 9 — сиенит-щелочногабброидные и щелочногабброидные (комплексы: I — омолонский, II — хуличанский, III — омулевский, IV — рарытнянский), 10 — щелочных базальтоидов и оливиновых базальтов (V — раннепалеозойские? щелочные базальтоиды и липариты Тайгоносской глыбы, VI — кайнозойские щелочные базальтоиды Восточной Чукотки, VII — палеогеновые? базальтоиды района пос. Пятистенное, VIII — четвертичные базальтоиды вулкана Балаган-Тас, IX — то же, Анюйского вулкана и вулканов Алучинской группы, X — то же бассейна р. Кедон), 11 — щелочнобазит-трахитандезитовые (комплексы: XI — рассохинский, XII — джахтардакский), 12 — высокотитанистых щелочных базальтов (XIII — «авгититы» и «меташениты» Пенжинского края, XIV — «базальтиновые анкармариты» Алазейского плоскогорья, XV — анальцимовые трахитбазальты патынской серии, XVI — «спилиты» Корякского нагорья, XVII — то же, хр. Арга-Тас), 13 — калиевых базальтоидов (XVIII — булдуктский комплекс).

форме телами. Они сложены тешенитами, крианитами, эссексит-диабазами, эссекситами, камптонитами, редко тералитами, часто находящимися в фациальных соотношениях. В резко подчиненном количестве присутствуют аналогичной формы интрузивы щелочных сиенитов, встречающихся также в виде сегрегационных обособлений и прожилков в щелочных габброидах.

С интрузивными телами местами ассоциированы небольшие выходы эффузивных щелочных базальтов и авгититов, локализованных в морских отложениях норийского и раннеюрского возраста. Пространственная совмещенность выходов вулканитов и тел эссексит-тешенитового комплекса, приуроченность последних только к выходам верхнего палеозоя, триаса и нижней юры и обнаружение М. И. Тереховым [34] обломков эссексит-диабазов в вулканокластических породах среднего лейаса дают основания для датирования омолонского комплекса поздним триасом — ранней

юрой, хотя нельзя исключать наличия среди них и более молодых образований.

Типоморфными минералами габброидов омолонского комплекса являются основной плагиоклаз, титан-авгит, баркевикит, анальцим, иногда также оливин, калинатровый полевой шпат, биотит и нефелин. Как в эффузивах, так и в некоторых интрузивных разностях встречается стекло. В щелочных сиенитах главными минералами являются пертитовый и антипертитовый калинатровый полевой шпат, эгирин и эгиринавгит, синий амфибол и гематит.

Химический состав основных интрузивных пород омолонского комплекса, охарактеризованный в таблице (колонка 1), свидетельствует о принадлежности их к нагревемому ряду. Характерны высокие содержания двуокиси титана и пятиокиси фосфора.

Ассоциацией близкого типа является ранне-меловой хуличанский эссексит-диабазовый комплекс. Принадлежащие к нему габброиды приурочены преимущественно к центральной части Хуличанской наложенной впадины Омолонского массива, щелочные сиениты — к ее обрамлению (см. рисунок). С габброидами ассоциированы вулканические щелочные оливиновые базальты и редко трахиты, залегающие в верхней части морских готерив-барремских отложений выполнения впадины.

Интрузивы хуличанского комплекса образования эссексит-диабазы (плагиоклаз, титан-авгит, изредка — калинатровый полевой шпат и анальцим), мелкозернистыми щелочными сиенитами, подобными по минералогии своим аналогам из омолонского комплекса, и изредка — тешенитами. Химический состав интрузивных и вулканических пород приведен в таблице (колонки 2—4). Эссексит-диабазы отличаются от габброидов омолонского комплекса пониженной относительной железистостью и высоким содержанием извести.

К бессиенитовому пикритовидному типу относятся интрузивы поздне-мелового (?) омулевского щелочногабброидного комплекса, описанные В. М. Мерзляковым и Н. М. Рогатных [28]. Они локализованы в палеозойских, реже — триасовых отложениях окраинной части Яно-Колымской складчатой системы, вблизи ее сочленения с Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной зоной (см. рисунок). Это небольшие, относительно редкие дайки и штоки, сложенные щелочными пикритовыми порфиридами, тешенит-пикритами с сегрегационными обособлениями тешенитов и изредка — камптонитами и роговообманковыми лампрофирами.

Типоморфными минералами пород комплекса являются плагиоклаз, баркевикит и биотит, встречающиеся практически во всех разновидностях. Иногда наряду с ними характерны



оливин (пикритовые порфириды и тешенит-пикриты), моноклиновый и ромбический пироксен (пикритовые порфириды), анальцит (тешенит-пикриты и тешениты).

Химический состав рассматриваемых пород весьма своеобразен (см. таблицу, колонки 5—7). От пикритоидов к камптонитам и роговообманковым лампрофирам возрастает содержание глинозема и щелочных окислов, увеличивается калиевость. Все породы характеризуются высокой магнезиальностью.

В пределах Рарыткинского и южной части Пекульнейского поднятий Анадырско-Корякской складчатой системы (см. рисунок) известны многочисленные тела тешенит-диабазов, тешенитов, кринанитов, трахидолеритов [11]. Эти тела прорывают сенон-датские отложения и перекрываются континентальной толщей эоцен-олигоценового возраста. В составе щелочных габброидов рарыткинского комплекса находятся основной плагиоклаз, титан-авгит, баркевикит, анальцит; в кринанитах присутствует оливин.

Кроме рассмотренных комплексов, к щелочногабброидной ассоциации принадлежат отдельные тела тешенитов, известные в верховьях р. Индигирки [8], на р. Колыме в районе г. Среднеколымска [22] и на других участках Яно-Колымской складчатой системы.

Ассоциация щелочных базальтоидов и щелочных оливиновых базальтов представлена преимущественно вулканическими образованиями. К ней принадлежат как наиболее древние (средний (?) палеозой), так и молодые (кайнозойские) щелочные базиты Северо-Востока СССР.

Среднепалеозойские (?) щелочные базальтоиды установлены Е. Г. Песковым (1977 г.) в пределах Тайноносской глыбы Омолонского массива. Совместно с более кислыми породами они образуют толщу мощностью около 400 м, перекрытую нижнекаменноугольными отложениями. Все вулканические породы чрезвычайно сильно изменены. По химизму среди них устанавливаются лейцитовые базаниты (?), щелочные ферробазальты, лейцитовые фonoлиты (?) и ультракалиевые липариты (см. таблицу, колонки 8—11). Для всех пород, исключая щелочные ферробазальты, свойственно очень высокое содержание окиси калия. В базитах, кроме того, присутствует много двуокиси титана и пятиокиси фосфора.

Большинство пород ассоциации щелочных базальтоидов и оливиновых базальтов имеют кайнозойский, в том числе антропогенный возраст. Обычно это небольшие потоки или сильно разрушенные вулканические постройки.

Наиболее широко кайнозойские щелочные базальтоиды распространены на Восточной Чукотке. Это Нунымувеевский, Энмеленский

и Игельхевеевский потоки, приуроченные к долинам одноименных водотоков. По данным различных исследователей, обобщенным в работе В. Ф. Белого и И. М. Миговича [3], в строении этих потоков участвуют нефелиновые, лейцитовые и анальцитомовые базальты, а также лимбургиты. Еще одно местонахождение щелочных базальтоидов в бассейне р. Энмыливеев описано М. И. Рабкиным [29]. Они представлены щелочными базальтами, лейцитовыми базанитами и лимбургитами, форма залегающих которых не установлена. В пределах Центральной Чукотки (междуречье Мургаля и Травки) известны потоки нефелиновых базальтов, фonoлитов и трахитов [11].

Для большинства перечисленных пород характерны редкопорфировые структуры. Вкрапленники образованы оливином, к которому иногда присоединяются титан-авгит или эгирин-авгит. Изредка присутствует биотит. Основная масса, как правило, сложена титан-авгитом, плагиоклазом и фельдшпатоидом — нефелином, лейцитом или анальцитом.

Данные по химическому составу щелочных базальтоидов Чукотки ограничены (см. таблицу, колонки 12—15). Все они сильно недосыщены кремнеземом, содержат много двуокиси титана и резко переменные количества магнезии и калия.

Отдельные местонахождения щелочных базальтоидов известны и на других участках Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем. Это потоки и дайки щелочных базальтоидов нижнего течения р. Бол. Анюй в районе пос. Пятистенного [1, 5], дайки гаюиновых мончикитов [33] и разрушенные шлаковые конусы лимбургитов бассейна р. Сугой, дайки анальцитомовых лимбургитов на Охотском массиве [33]. Их химизм приведен в таблице, колонки 16—20.

Особо следует отметить палеогеновые (?) щелочные базальтоиды района пос. Пятистенное, описанные Ю. А. Билибиным [5] под названием «лейцитофиры». Позже Т. Ю. Базарова и др. [1] установили, что лейцитом Ю. А. Билибин считал крупные вкрапленники анальцита. Это вызвало сомнения в качестве анализа породы, содержащей слишком мало для лейцитофира калия. Однако данные нового анализа [1] практически не отличаются от приводимых Ю. А. Билибиным [5] цифр (см. таблицу, колонки 16, 17). Вместе с тем присутствие лейцита в основной массе подтверждено рентгеноспектральным анализом.

Петрографически перечисленные образования подобны своим чукотским аналогам. Выделяются лишь гаюиновые мончикиты бассейна р. Сугой, содержащие в основной массе микрокристаллы гаюина [33].

К щелочным базальтоидам тесно примыкает группа оливиновых базальтов, образующих от-

Средние содержания (вес %) породообразующих окислов (числитель) и стандартные отклонения (знаменатель) в породах щелочнобазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР (составы пересчитаны на сухой остаток)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	$\frac{46,44}{2,36}$	$\frac{49,08}{1,69}$	$\frac{63,78}{2,73}$	$\frac{47,31}{2,15}$	$\frac{46,74}{1,32}$	$\frac{42,89}{2,82}$	49,35	44,0	$\frac{48,45}{1,76}$	52,94	$\frac{73,83}{2,15}$	41,60	47,80	46,50	41,76	47,98	49,06
TiO <sub>2</sub>	$\frac{2,80}{1,31}$	$\frac{2,35}{1,12}$	$\frac{0,47}{0,18}$	$\frac{2,28}{0,32}$	$\frac{1,14}{0,15}$	$\frac{2,80}{0,46}$	1,70	3,62	$\frac{3,48}{0,42}$	0,31	$\frac{0,22}{0,07}$	3,56	2,60	2,39	2,61	0,63	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{16,91}{2,47}$	$\frac{17,48}{2,27}$	$\frac{16,88}{1,44}$	$\frac{17,69}{1,24}$	$\frac{10,52}{1,53}$	$\frac{14,60}{2,60}$	20,60	17,13	$\frac{20,95}{2,63}$	22,38	$\frac{13,72}{1,89}$	11,89	19,50	19,81	14,39	14,67	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{4,78}{2,06}$	$\frac{2,53}{0,90}$	$\frac{4,73}{2,14}$	$\frac{2,90}{0,62}$	$\frac{3,10}{0,57}$	$\frac{2,81}{0,78}$	1,90	3,03	$\frac{2,54}{2,16}$	2,27	$\frac{1,70}{0,90}$	4,99	13,80	1,64	3,66	5,24	4,55
FeO	$\frac{8,42}{1,58}$	$\frac{6,68}{1,46}$	$\frac{1,93}{1,56}$	$\frac{8,89}{1,68}$	$\frac{9,20}{0,78}$	$\frac{9,58}{1,90}$	5,10	9,86	$\frac{11,70}{3,55}$	8,21	$\frac{1,19}{0,64}$	9,78	0,0	8,33	10,57	6,72	4,46
MgO	$\frac{5,68}{1,00}$	$\frac{6,55}{1,32}$	$\frac{0,35}{0,14}$	$\frac{7,99}{1,98}$	$\frac{19,34}{2,71}$	$\frac{11,86}{4,22}$	5,65	8,81	$\frac{2,72}{0,25}$	1,00	$\frac{0,20}{0,18}$	12,37	2,32	4,74	11,14	8,73	9,02
CaO	$\frac{8,73}{3,11}$	$\frac{9,19}{2,81}$	$\frac{1,02}{0,90}$	$\frac{7,42}{2,22}$	$\frac{7,36}{0,75}$	$\frac{10,56}{1,29}$	6,70	8,92	$\frac{4,52}{2,76}$	1,78	$\frac{0,21}{0,38}$	8,39	9,93	9,83	9,47	10,73	11,24
Na <sub>2</sub> O	$\frac{3,49}{1,18}$	$\frac{4,30}{0,66}$	$\frac{5,65}{0,88}$	$\frac{3,74}{2,22}$	$\frac{1,86}{0,49}$	$\frac{3,01}{1,12}$	4,25	1,10	$\frac{4,76}{0,77}$	0,14	$\frac{0,81}{0,92}$	5,03	2,70	3,68	2,85	3,95	4,21
K <sub>2</sub> O	$\frac{1,53}{0,53}$	$\frac{1,44}{1,37}$	$\frac{4,78}{1,44}$	$\frac{1,67}{0,92}$	$\frac{0,66}{0,21}$	$\frac{1,42}{0,54}$	3,75	3,08	$\frac{0,80}{0,68}$	10,90	$\frac{8,12}{1,59}$	2,17	1,24	3,08	3,52	1,32	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,56}{0,38}$	$\frac{0,62}{0,28}$	$\frac{0,08}{0,03}$	$\frac{0,65}{0,16}$	$\frac{0,14}{0,05}$	$\frac{0,47}{0,45}$	0,75	0,45	$\frac{0,70}{0,51}$	0,02	$\frac{0,01}{0,01}$	0,22	0,20	—	—	—	—
n	12	4	24	6	5	7	2	2	4	1	6	1	1	1	1	1	1
Окисел	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	42,52	40,28	$\frac{46,31}{0,85}$	$\frac{52,01}{1,90}$	$\frac{46,80}{0,36}$	$\frac{50,50}{0,74}$	$\frac{56,10}{1,70}$	$\frac{44,65}{2,93}$	$\frac{52,69}{1,25}$	$\frac{57,02}{1,23}$	$\frac{64,32}{1,93}$	$\frac{58,84}{1,30}$	$\frac{57,70}{1,40}$	47,70	$\frac{62,67}{0,81}$	$\frac{58,88}{1,00}$	$\frac{50,07}{1,41}$
TiO <sub>2</sub>	1,97	2,30	$\frac{3,16}{0,44}$	$\frac{1,76}{0,28}$	$\frac{2,28}{0,27}$	$\frac{1,63}{0,09}$	$\frac{1,19}{0,27}$	$\frac{3,73}{1,15}$	$\frac{1,50}{0,48}$	$\frac{0,70}{0,24}$	$\frac{0,26}{0,14}$	$\frac{0,08}{0,02}$	$\frac{1,10}{0,17}$	1,35	$\frac{0,80}{0,22}$	$\frac{1,22}{0,22}$	$\frac{2,31}{0,67}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,34	11,33	$\frac{15,65}{0,61}$	$\frac{15,38}{0,19}$	$\frac{16,18}{0,77}$	$\frac{18,83}{0,01}$	$\frac{19,31}{1,22}$	$\frac{15,95}{1,16}$	$\frac{18,36}{1,65}$	$\frac{19,96}{1,91}$	$\frac{16,00}{1,08}$	$\frac{18,73}{0,65}$	$\frac{16,26}{0,54}$	12,25	$\frac{16,25}{1,12}$	$\frac{16,22}{0,65}$	$\frac{14,97}{0,93}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	10,29	$\frac{5,18}{0,40}$	$\frac{2,13}{0,90}$	$\frac{3,90}{1,02}$	$\frac{4,82}{0,82}$	$\frac{5,24}{1,31}$	$\frac{3,87}{1,86}$	$\frac{6,17}{4,67}$	$\frac{3,94}{1,33}$	$\frac{5,53}{2,76}$	$\frac{4,23}{0,72}$	$\frac{2,61}{1,21}$	3,30	$\frac{2,57}{1,16}$	$\frac{1,56}{0,57}$	$\frac{2,96}{1,18}$
FeO	7,14	4,62	$\frac{5,26}{1,00}$	$\frac{7,77}{1,54}$	$\frac{8,08}{2,33}$	$\frac{9,44}{1,34}$	$\frac{4,78}{1,58}$	$\frac{10,11}{2,76}$	$\frac{5,18}{2,05}$	$\frac{3,90}{2,27}$	$\frac{0,83}{0,38}$	$\frac{1,00}{0,88}$	$\frac{4,84}{1,45}$	6,50	$\frac{3,52}{1,94}$	$\frac{5,54}{0,31}$	$\frac{9,53}{1,50}$
MgO	8,76	7,88	$\frac{7,85}{0,62}$	$\frac{6,51}{0,54}$	$\frac{8,69}{0,75}$	$\frac{2,32}{0,85}$	$\frac{1,61}{0,59}$	$\frac{7,06}{0,85}$	$\frac{1,79}{0,46}$	$\frac{0,66}{0,48}$	$\frac{0,16}{0,10}$	$\frac{0,27}{0,10}$	$\frac{3,05}{0,72}$	11,45	$\frac{1,45}{0,93}$	$\frac{3,66}{0,94}$	$\frac{6,22}{1,61}$
CaO	9,31	15,51	$\frac{8,69}{0,46}$	$\frac{7,61}{0,47}$	$\frac{8,43}{0,76}$	$\frac{4,03}{1,14}$	$\frac{2,54}{1,62}$	$\frac{9,87}{1,62}$	$\frac{5,56}{3,33}$	$\frac{2,04}{0,78}$	$\frac{0,52}{0,36}$	$\frac{0,59}{0,23}$	$\frac{5,54}{0,97}$	9,35	$\frac{3,67}{0,48}$	$\frac{4,80}{0,87}$	$\frac{9,10}{1,75}$
Na <sub>2</sub> O	5,16	3,05	$\frac{4,82}{0,26}$	$\frac{3,63}{0,07}$	$\frac{3,30}{0,67}$	$\frac{5,56}{0,59}$	$\frac{5,21}{0,64}$	$\frac{2,84}{1,66}$	$\frac{4,92}{0,87}$	$\frac{6,48}{1,07}$	$\frac{6,23}{1,07}$	$\frac{9,43}{0,84}$	$\frac{3,03}{0,19}$	1,90	$\frac{3,33}{0,33}$	$\frac{2,86}{0,36}$	$\frac{3,21}{0,65}$

Окисел	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
K <sub>2</sub> O	2,30	1,85	$\frac{2,58}{0,24}$	$\frac{1,94}{0,46}$	$\frac{1,99}{0,67}$	$\frac{1,77}{0,93}$	$\frac{3,59}{2,06}$	$\frac{1,28}{0,79}$	$\frac{2,44}{0,90}$	$\frac{4,38}{0,61}$	$\frac{4,45}{1,18}$	$\frac{4,88}{0,13}$	$\frac{5,41}{0,50}$	5,45	$\frac{5,43}{0,30}$	$\frac{4,92}{0,34}$	$\frac{1,41}{0,37}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,73	2,90	$\frac{0,47}{0,21}$	$\frac{0,40}{0,14}$	$\frac{0,09}{0,03}$	$\frac{0,85}{0,51}$	$\frac{0,58}{0,24}$	$\frac{0,56}{0,29}$	$\frac{0,42}{0,16}$	$\frac{0,24}{0,10}$	$\frac{0,06}{0,05}$	$\frac{0,06}{0,04}$	$\frac{0,46}{0,10}$	0,75	$\frac{0,33}{0,15}$	$\frac{0,36}{0,17}$	$\frac{0,28}{0,15}$
n	1	1	14	6	5	4	6	4	4	8	7	9	14	2	6	5	12
Окисел	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
SiO <sub>2</sub>	$\frac{47,00}{1,33}$	$\frac{48,95}{1,54}$	50,55	$\frac{48,82}{2,13}$	$\frac{48,55}{1,41}$	$\frac{48,76}{1,46}$	48,83	$\frac{50,07}{3,05}$	$\frac{50,62}{1,63}$	$\frac{54,43}{1,67}$	$\frac{62,17}{2,13}$	$\frac{50,45}{2,67}$	$\frac{47,65}{0,99}$	49,00	45,9	$\frac{48,16}{1,83}$	$\frac{52,52}{2,59}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{3,25}{1,40}$	$\frac{1,72}{0,69}$	0,75	$\frac{2,56}{0,40}$	$\frac{3,10}{0,45}$	$\frac{3,03}{0,44}$	3,51	$\frac{2,68}{1,30}$	$\frac{0,78}{0,12}$	$\frac{1,08}{0,18}$	$\frac{1,21}{0,42}$	$\frac{2,75}{0,46}$	$\frac{2,42}{0,40}$	3,50	3,6	$\frac{2,80}{0,37}$	$\frac{0,69}{0,36}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{15,75}{1,62}$	$\frac{14,80}{1,07}$	15,48	$\frac{14,36}{0,87}$	$\frac{13,43}{1,13}$	$\frac{16,49}{1,66}$	15,54	$\frac{16,17}{1,47}$	$\frac{18,51}{1,35}$	$\frac{19,58}{0,92}$	$\frac{17,28}{0,96}$	$\frac{17,58}{1,74}$	$\frac{15,70}{1,33}$	14,45	13,4	$\frac{17,72}{1,74}$	$\frac{17,84}{1,94}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{3,32}{1,86}$	$\frac{2,10}{1,08}$	5,37	$\frac{5,93}{2,73}$	$\frac{5,03}{1,44}$	$\frac{5,02}{1,66}$	6,92	$\frac{4,82}{0,98}$	$\frac{3,35}{0,98}$	$\frac{3,58}{1,69}$	$\frac{2,45}{1,04}$	$\frac{2,20}{1,75}$	$\frac{6,08}{2,35}$	1,10			$\frac{4,77}{1,18}$
FeO	$\frac{8,20}{0,88}$	$\frac{7,38}{1,48}$	4,15	$\frac{8,20}{2,77}$	$\frac{8,29}{1,37}$	$\frac{8,45}{1,31}$	5,24	$\frac{5,79}{1,61}$	$\frac{6,23}{1,35}$	$\frac{4,23}{1,50}$	$\frac{3,12}{2,39}$	$\frac{10,30}{2,26}$	$\frac{7,30}{1,06}$	13,95	16,7	$\frac{12,00}{1,78}$	$\frac{4,88}{1,27}$
MgO	$\frac{6,72}{0,60}$	$\frac{7,98}{1,46}$	5,80	$\frac{7,90}{1,50}$	$\frac{8,78}{2,46}$	$\frac{6,78}{2,73}$	3,42	$\frac{6,08}{2,40}$	$\frac{6,70}{1,51}$	$\frac{3,26}{1,27}$	$\frac{2,40}{1,03}$	$\frac{7,10}{2,44}$	$\frac{7,92}{2,04}$	7,60	8,0	$\frac{6,44}{3,40}$	$\frac{4,72}{1,59}$
CaO	$\frac{9,15}{1,58}$	$\frac{10,15}{1,95}$	7,08	$\frac{9,81}{3,63}$	$\frac{9,38}{1,51}$	$\frac{6,21}{1,52}$	8,85	$\frac{9,30}{2,04}$	$\frac{6,95}{1,63}$	$\frac{4,28}{2,00}$	$\frac{1,29}{0,96}$	$\frac{3,50}{1,44}$	$\frac{8,22}{1,78}$	6,45	6,9	$\frac{7,48}{1,92}$	$\frac{8,29}{0,91}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{3,15}{0,54}$	$\frac{1,75}{0,65}$	4,28	$\frac{3,06}{1,10}$	$\frac{2,61}{0,92}$	$\frac{4,19}{0,35}$	4,98	$\frac{3,81}{1,36}$	$\frac{3,42}{0,54}$	$\frac{3,79}{0,95}$	$\frac{4,73}{0,89}$	$\frac{3,90}{1,09}$	$\frac{3,78}{0,29}$	2,60	5,3	$\frac{4,00}{0,87}$	$\frac{3,58}{1,67}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{2,95}{0,97}$	$\frac{4,72}{1,09}$	2,22	$\frac{0,95}{0,54}$	$\frac{0,32}{0,37}$	$\frac{1,10}{0,94}$	1,87	$\frac{0,85}{0,53}$	$\frac{3,04}{0,73}$	$\frac{5,20}{1,89}$	$\frac{4,85}{1,13}$	$\frac{1,83}{2,01}$	$\frac{6,50}{0,14}$	0,80	0,2	$\frac{1,36}{0,65}$	$\frac{2,73}{1,63}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,48}{0,28}$	$\frac{0,51}{0,28}$	0,24	$\frac{0,41}{0,14}$	$\frac{0,30}{0,21}$	$\frac{0,49}{0,17}$	0,85	$\frac{0,46}{0,09}$	$\frac{0,27}{0,15}$	$\frac{0,57}{0,19}$	$\frac{0,14}{0,11}$	$\frac{0,35}{0,08}$	$\frac{0,43}{0,05}$	0,65			
n	4	6	1	9	11	9	3	8	14	15	4	6	4	2	5	12	27

Примечание. 1—7 — сиенит-щелочногабброидные и щелочногабброидные комплексы: 1 — щелочной габброид позднеэриасового — раннеэриасового омолоного эссекит-тешенитового комплекса (по данным [6]\* и М. И. Терехова), 2—4 — хуличанский эссекит-диабазовый комплекс, по данным В. А. Шмелева (2 — эссекит-диабазы, 3 — щелочные сиениты, 4 — щелочные оливиновые базальты), 5—7 — позднемеловой (?) омулевский щелочногабброидный комплекс [28]\* (5 — щелочные пикритовые порфириты, 6 — тешенит-пикриты и тешениты, 7 — камптониты); 8—22 — щелочнобазальтоидные и оливин-базальтовые комплексы: 8—11 — среднепалеозойские (?) щелочные базальтоиды и ассоциирующие с ними породы, по данным Е. Г. Пескова (8 — лейцитовые базальты?, 9 — оливиновые базальты, 10 — лейцитовые фонолиты?, 11 — ультракалийные липариты), 12 — лимбургит четвертичного Нуя — мувеемского потока [3], 13, 14, 15 — четвертичные оливиновый базальт, лейцитовые базальт и лимбургит Восточной Чукотки [29] соответственно, 16, 17 — палеогеновые (?) щелочные базальтоиды района пос. Пятистенное [1,5], 18 — четвертичный (?) лимбургит бассейна р. Сугой (по данным В. М. Кузнецова), 19 — то же, р. Ини [33], 20, 21, 22 — современные щелочные базальтоиды вулканов Балаган-Тас [32]\*, Аюйского [35]\* и верховьев р. Кедон (по данным В. М. Гусарова); 23—36 — щелочнобазит-трахиандезитовые комплексы: 23—29 — раннериасовый ряссохинский комплекс, по данным автора (23 — щелочные ферробазальты, 24 — бенмориты, 25 — криваниты, 26 — трахидолериты, 27 — меланократовые щелочные сиениты, 28 — лейкократовые щелочные сиениты, 29 — нефелиновые сиенит-порфиры), 30—36 — позднемеловой (?) джахтардаахский комплекс [9]\* (30 — тристаниты, 31 — базаниты, 32 — трахиты, 33 — монцитониты, 34 — эссекит-диабазы, 35 — камптониты, 36 — монцитониты); 37—42 — эвгеосинклинальные комплексы высококританитических щелочных базальтов: 37 — позднемеловой (?) палеогеновый анальцитимовый базальт южной части Корьянского нагорья [30], 38 — рифеско-раннепалеозойские (?) базальтоиды Пенжинского кряжа [16]\*, 39 — то же, Алазейского плоскогорья (по данным М. И. Терехова и автора), 40, 41 — верхнепалеозойские базальты Корьянского нагорья [10\*, 7], 42 — то же, хр. Арга-Тас (по данным Е. П. Сурмиловой); 43—45 — комплекс калиевых базальтоидов Рассошинской структурно-формационной зоны (по данным В. М. Мерзлякова и автора): 43 — трахидеозиты, 44 — трахиандезиты-базальты, 45 — трахиты; 46—50 — высококританитические щелочные базальты других регионов: 46 — верхнепалеозойские пояса Тибету, Япония [48]\*, 47 — пермские Новой Зеландии [42]\*, 48, 49 — соответственно позднедокембрийские и каменноугольные Северо-Американских Кордильер [45, 46], 50 — девонские района Лан-Дилл Западной Европы [41]\*; 51 — базиты ириунейского комплекса калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки [31]. Средние содержания окислов и их стандартные отклонения подсчитаны по результатам частных анализов, приводимых в отмеченной звездочкой работе.

дельные потоки в различных местах Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем.

К переходному типу принадлежат лавы четвертичного вулкана Балаган-Тас на р. Мома [32]. Минералогически эти породы относятся к оливиновым базальтам, так как состоят из лабрадора, авгита, оливина и стекла, однако результаты химических анализов наводят на мысль о принадлежности их к группе базанитов (см. таблицу, колонка 24).

Типичные оливиновые базальты представлены в потоках широко известного голоценового Анюйского вулкана [35], вулканов Алучинской группы [14] и трещинных излияний в верховьях р. Кедон на Омолонском массиве. Они состоят из умеренно основного плагиоклаза, оливина (часто во вкрапленниках) и моноклинного бесцветного или бледно-сиреневого моноклинного пироксена. В кедонских базальтах присутствует небольшое количество анальцима. По своим химическим особенностям щелочные оливиновые базальты относятся к слабо насыщенным кремнеземом породам натриевой специализации (см. таблицу, колонки 22, 23).

И, наконец, к ассоциации щелочных базальтоидов и щелочных оливиновых базальтов, по видимому, относятся практически не изученные кайнозойские базальтоиды верховьев р. Купка и бассейна р. Среднекан, базальты мыса Хаимчики на Тайгоносе и другие, менее известные проявления базальтового вулканизма. Не исключено присутствие щелочных базитов среди вулканитов верхней части разреза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [2].

Щелочнобазит-трахиандезитовая ассоциация представляет собой редкий парагенезис пород, которому свойственно широкое распространение щелочных пород среднего состава. На Северо-Востоке известны два выхода таких пород — на Омолонском массиве и в зоне сочленения Яно-Колымской и Алазейско-Олойской складчатых систем, в пределах Уядинского блока. Объединение их в одну группу достаточно условно, так как они различаются целым рядом особенностей. Характерной для данной ассоциации особенностью является тесная сопряженность вулканических и интрузивных тел.

Проявления щелочнобазит-трахиандезитовой ассоциации на Омолонском массиве представлены породами раннеюрского рассохинского комплекса [24]. В его составе локально распространены измененные трахиандезиты (бенморейты), щелочные ферробазальты и их туфобрекчии, вклиненные в морскую тефроидную толщу плинсбахского возраста, и разнообразные по форме тела меланократовых и лейкократовых щелочных сиенитов, трахидолеритов, кринанитов и нефелиновых сиенит-порфиров. Собственно щелочные базиты (кринаниты и

трахидолериты) играют незначительную роль в составе комплекса.

Кринаниты и трахидолериты образованы моноклинным пироксеном, плагиоклазом и, в небольшом количестве — анальцимом; в кринанитах присутствует также оливин. Для сиенитов характерно переменное содержание калинатрового полевого шпата (антипергита) и цветных минералов — эгирип-авгита, эгирина, щелочного амфибола. В нефелиновых сиенит-порфирах вкрапленники образованы нефелином.

Химический состав пород рассохинского комплекса очень своеобразен, что выражается в значительном увеличении относительной железистости от основных пород к более кислым (см. таблицу, колонки 24—30). Это же относится и к эффузивам. Все породы имеют ясно выраженную натриевую специализацию.

К щелочнобазит-трахиандезитовой ассоциации отнесены также эффузивные и субвулканические образования бассейна р. Джахтардаах [9]. Они занимают площадь свыше 400 км<sup>2</sup> и представлены трахиандезитами (тристанитами), андезито-базальтами, базальтами, лейцитовыми базанитами (?)\*, трахитами, залегающими на терригенных континентальных отложениях аптальбского возраста. С вулканитами ассоциированы тела монцонитов, монцонит- и граносиенит-порфиров, а также дайки и другой формы плитообразные тела эссексит-диабазов, камптоитов, мончикитов и керсантитов. Перечисленные тела локализованы вокруг выходов вулканических пород.

Эффузивные породы состоят из основного плагиоклаза (в трахитах — андезина), калинатрового полевого шпата, моноклинного пироксена и оливина (только в базальтоидах и иногда в трахиандезитах), биотита. Нередко присутствует анальдим. Количество стекла резко переменное. В интрузивных породах основного состава, наряду с перечисленными минералами, присутствует амфибол (керсутит или буровато-зеленая роговая обманка); более заметную роль играет анальдим.

По химическому составу породы джахтардаахского комплекса выделяются благодаря высокой калиевости как относительно кислых, так и основных членов (см. таблицу, колонки 31—37), хотя наряду с калиевыми вариантами встречаются и относительно натриевые (колонки 35, 36). В этой связи следует заметить, что в наиболее бедных кремнеземом разновидностях возможно нахождение лейцита (колонка 33). Из других особенностей эффузивов следует отметить низкую титанистость. Среди интрузивных пород известны разности, обогащенные двуокисью титана (колонки 35 и 36).

\* Название дано нами, исходя из химического состава, приводимого А. Ш. Ганевым [9].

Присутствие щелочных базитов среди эвгеосинклинальных накоплений обычно игнорируется. Тем не менее они играют существенную роль в строении отдельных складчатых зон не только на Северо-Востоке, но и в других регионах. Некоторые из них имеют выраженный минералогически и химически щелочной характер, для других (измененных) повышенная щелочность устанавливается исходя из сходства их химического состава с постконсолидационными базитами. Слабая изученность щелочных основных пород геосинклиналей позволяет пока дать лишь их приблизительную систематику и описание.

Первая группа щелочнобазитовых ассоциаций условно названа группой высокотитанистых щелочных базальтов. К ней относятся базальтоиды ватынской серии южной части Корякского нагорья, так называемые «авгититы» Пенжинского кряжа и «безоливиновые анкарамиты» Алазейского плоскогорья, некоторые «спилиты» Корякского нагорья и Рассошинской структурно-формационной зоны Алазейско-Олойской складчатой системы.

В южной части Корякского нагорья в составе кремнисто-вулканогенной ватынской серии позднемелового — палеогенового возраста наряду с базальтами нормальной щелочности известны трахибазальты (до 1/3 объема вулканитов), в том числе анальдимовые разновидности [30]. С ними связываются тела эссекситовых габбро. В составе щелочных вулканических пород находятся лабрадор-битовнит, клинопироксен, иногда оливин и анальдим. Химический состав эффузивов, приведенный в таблице (колонка 37), свидетельствует об их насыщенном характере. Породы низкотитанистые и низкофосфористые, однако содержание щелочей очень высокое. При этом наблюдаются как натриевые, так и калиевые варианты.

Своеобразными породами являются щелочные базальтоиды, известные под названием «авгититы», с которыми ассоциированы «метатешепиты» [16] и «безоливиновые анкарамиты» [25], приуроченные к нижним частям разреза эвгеосинклинальных накоплений (рифей — нижний палеозой?) Анадырско-Корякской и Алазейско-Олойской складчатых систем. В обоих случаях они ассоциируют с толеитовыми, базальтами океанического типа. Минералогически их щелочность проявляется в титанистом характере моноклинного пироксена, являющегося единственным минералом-вкрапленником и образующего перистые скелетные кристаллы. Изредка наблюдается образование титан-авгита эгририном. Химические особенности этих базальтоидов заключаются в высоких содержаниях двуокиси титана, магнезии и извести и низких — глинозема (см. табл., колонки 38, 39).

К рассмотренным базальтоидам примыкают

некоторые разновидности верхнепалеозойских «спилитов», широко распространенных в составе эвгеосинклинальных комплексов Корякского нагорья [7, 10] и хр. Арга-Тас (Алазейская складчатая зона). Для этих эффузивов характерны вкрапленники обычно альбитизированного плагиоклаза и моноклинного пироксена (часто титанистого). По химическому составу породы выделяются высокими содержаниями двуокиси титана и щелочей (см. таблицу, колонки 30—42), вследствие чего среди них встречаются нефелиннормативные разновидности.

Своеобразная ассоциация калиевых щелочных базальтоидов установлена на Северо-Востоке лишь в окраинной части Алазейско-Олойской складчатой системы (Рассошинская структурно-формационная зона), где базиты этого типа входят в состав эвгеосинклинальных накоплений. Основные черты их локализации и состава приведены в работах В. М. Мерзлякова [26], В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина [27]. В последние годы В. М. Мерзляковым и автором получены новые данные об их составе, использованные в приводимом ниже описании.

Характерными породами рассматриваемого комплекса, называемого булктским и датированного средним — поздним ордовиком, являются трахибазальты и трахиандезитобазальты, наряду с которыми встречаются трахиты. Вкрапленники в трахибазальтах представлены в основном моноклинным пироксеном, в трахиандезитобазальтах — лабрадором. В трахибазальтах встречены также единичные мелкие кристаллы псевдолейцита (?). Химический состав пород весьма примечателен высокой калиевостью, фосфористостью (трахиандезитобазальты), глиноземистостью и обычно низким содержанием двуокиси титана (см. таблицу, колонки 43—45).

Ареал щелочнобазитового магматизма Северо-Востока СССР является частью гигантского пояса аналогичных проявлений, обрамляющего Тихий океан. Области развития постконсолидационных щелочных базитов известны на Дальнем Востоке [4, 15, 17], в Австралии [47], Новой Зеландии [40], Антарктиде [23, 39], Северной и Южной Америке [13]. Возраст подавляющего большинства из них приходится на поздний палеозой — ранний мезозой и конец мела — кайнозой. В рамках этих двух эпох сформировались почти все щелочные базиты Северо-Востока СССР. Следует заметить, что последняя эпоха с максимальным проявлением щелочнобазитового магматизма в конце палеогена — неогена является глобальной. Именно на это время приходится формирование большинства щелочных базитов Тихоокеанского пояса [11], рифтообразование и щелочной вулканизм в Африке, Западной Европе и Цент-

ральная Азия [35], и, наконец, смена толеитового магматизма щелочнобазитовым на островах Тихого [38] и Индийского океанов. Напряженность щелочнобазитового магматизма кайнозойской эпохи, по-видимому, можно считать максимальной в истории Земли.

Щелочные базиты в составе эвгеосинклинальных комплексов Северо-Востока СССР также не являются исключением. Образования, аналогичные рассматриваемым нами в группе высокотитанистых базальтов, широко известны в составе вулканогенных накоплений геосинклинальных зон Тихоокеанского пояса. Это верхнепалеозойские образования зоны Титибу в Японии [43, 48], вероятно, пермские вулканические формации Харрис-Сэдл на Южном острове Новой Зеландии [42], некоторые базиты позднекембрийской формации Хаклбера и каменноугольные — формации Шуковер в Североамериканских Кордильерах [45, 46]. Высокотитанистые щелочные базальты известны и в составе девонских образований герцинид Западной Европы, в частности, в районе мульты Лан-Дилл [41] и палеозойских толщах Центрального Казахстана [18], Южного Тянь-Шаня [20] и других регионов. В некоторых случаях базальтоиды несут явные минералогические свидетельства повышенной щелочности. Так, в базальтах пояса Титибу известен керсутит, а титан-авгит обрастается эгирином [43]. Составы щелочных базитов из некоторых названных районов приведены в таблице, колонки 46—50.

В большинстве случаев эти базальтоиды ассоциируют с толеитовыми низкотитанистыми и низкофосфористыми базальтами, что сближает их с некоторыми континентальными и океаническими вулканогенными толщами оливинных базальтов, также нередко переслаивающихся с толеитами [38, 44].

Сравнительно широко распространены и эвгеосинклинальные ассоциации калиевых щелочных базальтоидов. Среди них наиболее известны ирунейский комплекс Западной Камчатки [31], а также широко распространенная на Урале формация базальтовых порфиритов и трахитовых порфиритов [37]. Химический состав камчатских калиевых базальтоидов приведен в таблице, колонка 51.

В заключение рассмотрим некоторые вопросы структурной локализации щелочных базитов на Северо-Востоке СССР.

Изложенные материалы свидетельствуют о структурной «космополитичности» проявлений щелочнобазитового магматизма. Несмотря на это, наблюдается максимальная концентрация их в жестких структурах. При этом имеет место не только насыщенность телами щелочных базитов площадей этих структур, но и многократность их возникновения, что наиболее ярко проявлено на Омолонском массиве. Менее закономерной является приуроченность тел щелочных базитов к зонам сочленения различных тектонических элементов неодинаковой активности. На Омолонском массиве это стык наиболее жесткого элемента — Юкагирской глыбы с более подвижными окраинами (омолонский, рассохинский и хуличанский комплексы). В пределах распространения складчатых сооружений мезозойд большинство проявлений приурочено к зоне сочленения Яно-Колымской и Чукотской миеосинклинальных и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальных складчатых систем (омулевский и джахтардаахский комплексы, плейстоценовые вулканы Балаган-Гас и Анюйской группы). Последнее относится и к эвгеосинклинальным калиевым щелочным базальтоидам. Условия локализации эвгеосинклинальных высокотитанистых щелочных базальтов неясны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Базарова Т. Ю., Костюк В. П., Хмельникова О. А. Особенности формирования щелочных базальтов Большого Аюя (приток Колымы). — ДАН СССР, 1981, т. 259, № 5.
2. Белый В. Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
3. Белый В. Ф., Мигович И. М. Неоген-четвертичные вулканические образования Восточной Чукотки и нижнего течения р. Пенжины. — В кн.: Петрология неоген-четвертич. базальтоидов северо-зап. сектора Тихоокеан. подвижного пояса. М.: Наука, 1971.
4. Берсенева И. И., Денисов Е. П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрология неоген-четвертич. базальтоидов северо-зап. сектора Тихоокеан. подвижного пояса. М.: Недра, 1971.
5. Билибин Ю. А. О нахождении лейцитовых пород в бассейне р. Колымы. — В кн.: Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
6. Билибин Ю. А. Эссексит-гешенитовый комплекс Омолонского района. — В кн.: Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1980.
7. Бялужеский С. Г., Григорьев В. Н. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района. — Геотектоника, 1981, № 3.
8. Васильковский А. П. Тешениты скалы Хара-Хая в долине Индигирки. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3, Магадан, 1948.
9. Ганеев А. Ш. Позднемеловой вулканизм северо-западной окраины Колымского срединного массива. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
10. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6.

11. Геология СССР, т. XXX, кн. 2. М.: Недра, 1970.
12. Геология Тихоокеанского подвижного пояса. Т. 2. Л.: Недра, 1978.
13. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974.
14. Горюбинский М. Е., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е. Алуинская группа позднечетвертичных вулканов Западной Чукотки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
15. Гузиев И. С. Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки.— Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 24. 1967.
16. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
17. Залищак Б. Л. Формации щелочных пород Дальнего Востока.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Тр. I Дальневосточного петрографич. совещания. Владивосток, 1971.
18. Зардиашвили Н. И. Субщелочной характер раннепалеозойских вулканитов Тектурмасского и Атасуйского антиклинориев (Центральный Казахстан).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, № 3.
19. Коржинский Д. С. Зависимость содержания редких элементов в магматических породах от их щелочности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4.
20. Корсаков В. С., Мушкин И. В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканитических пород Зирабулак-Зиаэтинских гор (Южный Тянь-Шань).— ДАН СССР, 1971, т. 197, № 5.
21. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
22. Куплетский В. М. Тешениты и другие основные интрузии р. Колымы.— В кн.: Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. (Тр. СОПС, т. 7, ч. 4).
23. Лопатин Б. Г. Антарктический вулканогенный пояс.— В кн.: Антарктика. Вып. 12. М.: Наука, 1973.
24. Лычагин П. П. Раннеюрские щелочные породы на Омолонском массиве.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан, 1975.
25. Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 77).
26. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омуповского поднятия. М.: Наука, 1971.
27. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
28. Мерзляков В. М., Рогатных Н. М. Меланократовые щелочные габброиды и лампрофиты Омуповских гор.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. 2. Магадан, 1975.
29. Рабкин М. И. Щелочные основные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова. Тр. НИИГА. Т. 43, вып. 3. Л.— М.: Водгосиздат, 1954.
30. Радченко Н. С., Косыко М. Н. О субщелочных базальтоидах в южной части Корякского нагорья.— ДАН СССР, 1968, т. 178, № 5.
31. Ротман В. К., Марковский Б. А. О притихоокеанских геосинклинальных базитах.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1973.
32. Рудич К. Н. Позднечетвертичный вулкан Балагантас.— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964.
33. Соколова Е. А. О двух редких базальтоидно-щелочных породах, найденных в бассейнах рек Колымы и Инги.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 3. Магадан, 1948.
34. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М., Наука, 1979.
35. Устинов Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
36. Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М.: Недра, 1971.
37. Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
38. Энгель А. Е., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океанов.— В кн.: Основные проблемы океанологии (II Междунар. океанограф. конгресс). М.: Наука, 1968.
39. Adie R. J. Evolution of volcanism in the Antarctic Peninsula.— Antarctic Geol. and Geophys. Oslo, 1972.
40. Gregg D. R., Coombs D. S. Volcanism in the South Island.— Inform. Ser. New Zealand Dep. Scient. and Industr. Res., 1965, N 51.
41. Juteau T., Rocci G. Vers une meilleure connaissance du probleme des spilites a partir de donnees nouvelles sur de cortege spilite — keratophyrique Hercynotype.— Spilites and spilitic rocks (Ed. Amstutz G. C.). Berlin: Springer, 1974.
42. Kawashi Yo. Geology and petrochemistry of weakly metamorphosed rocks in the Upper Wakatipu district, Southern New Zealand.— New Zealand J. Geol. and Geophys., 1974, v. 17, N 1.
43. Maruyama Sh., Yamasaki M. Paleozoic submarine volcanoes in the high P/T metamorphosed Chichibu System of eastern Shikoku, Japan.— J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, v. 4, N 1—2.
44. Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting.— Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1975, v. 3.
45. Rodgers J. W., Burchfiel B. C. e. a. Paleozoic and lower mesozoic volcanism and continental growth in the Western United States.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 12.
46. Stewart J. H. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline; evidence of a late precambrian (850 m. y.) continental separation.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, N 5.
47. Sutherland F. L. Mesozoic — cainozoic volcanism of Australia.— Tectonophysics, 1978, v. 48, N 3—4.
48. Tanaka T. Chemical composition of geosynclinal volcanic rocks from the paleozoic Chichibu group in Central Japan.— J. Geol. Soc. Jap., 1970, v. 76.

*Е. А. Лоншаков*

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

На Южной Камчатке выделяются олигоцен-раннемиоценовая андезитовая, раннемиоценовая липарито-дацитовая, среднемиоценовая андезит-базальтовая, позднемиоцен-плиоценовая контрастная (липарит-базальт-андезит-липаритовая) и четвертичная базальт-андезитовая формации. Направленность вулканизма представлена следующим последовательным рядом: кислый (смешанный) — средне-основной — кислый — средне-основной в олигоцене — среднем миоцене, кислый (смешанный) — основной (средне-основной) —

Полученный в последние годы обширный фактический материал по вещественному составу и петрогеохимическим особенностям кайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов Южной Камчатки, их парагенетическим ассоциациям, структурно-фациальным взаимоотношениям и рудоносности позволяет дополнить и уточнить существующие классификации [1—3, 7, 9, 11, 14] и обосновать последовательный ряд формаций, которые уверенно сопоставляются с аналогичными образованиями Курил и Японии (см. рисунок). По общепринятым представлениям, кайнозойские вулканические комплексы Курило-Камчатской системы сформированы в три фазы вулканической активности с направленнымгомодромным развитием в пределах каждой фазы. Имеющиеся материалы свидетельствуют о последовательности, обусловленной синхронным существованием аппаратов, извергавших вулканические продукты различного состава — от кислого до основного. Самые древние вулканы входят в состав олигоцен-раннемиоценовой андезитовой формации, которая объединяет эффузивно-пирокластические, вулканогенно-осадочные и субвулканические образования постинверсионного раннеорогенного этапа, отличающегося островодужными условиями с синхронной аккумуляцией вулканических осадков и продуктов подводных и субаэральных извержений. Состав вулканитов варьирует от базальтов до риолитов, при существенном преобладании средне-основных и средних разностей. Начало вулканизма характеризуется трещинными подводными изверже-

кислый в позднем миоцене — плиоцене, преимущественно средне-основной в антропогене. Петрохимические особенности вулканизма выражены в сосуществовании низкокальциевых толеитовых и известково-щелочных серий, отражающих поперечную зональность вулканического пояса. Формирование формаций сопровождалось газо-гидротермальной деятельностью и рудообразованием, наиболее продуктивные этапы которых для меднополиметаллической и золото-серебряной минерализации ограничены олигоценом и ранним миоценом.

ниями лав умеренно кислого и кислого состава, сопровождавшимися внедрением субвулканических интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров (дацитов). Последующее развитие вулканической активности знаменуется деятельностью аппаратов преимущественно центрального типа, в строении которых принимают участие лавы и пирокластиты средне-основного и смешанного состава, а также субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и липаритов. Петрохимический тип вулканических серий калиево-натриевый с существенно натриевым уклоном. Выделяются нормальные известково-щелочные и низкокальциевые известково-щелочные серии. Дифференциаты низкокальциевых серий распространены вдоль океанского побережья, нормальные известково-щелочные локализованы западнее. Вулканокластические осадки (туффыты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты) содержат фаунистические остатки, включающие формы, характерные для такарадайского, аракайского, мачигарского и холмского биостратиграфических горизонтов Сахалина, аманинско-гакхинского и утолского Западной Камчатки, формаций Мадзэ, Поронай и Асагаи Японских островов (заключения В. М. Гладиковой, КРГО и И. Г. Прониной, ВНИГРИ). Формация отличается общей пропилитизацией слагающих пород, широким развитием адуляровых и гидрослюдистых метасоматитов, аргиллизитов и рудоносных жил замещения и выполнения. Металлогеническая специализация ее выражена медной минерализацией в пропилитизированных средне-основных вулканитах, медно-молибденовыми проявлениями в наиболее глубоко



Возрастная шкала	Северо-восток Японской островной дуги [8]		Южная Камчатка			Большая Курильская гряда [13]	
			Характеристика формаций				
	Состав вулканитов	Возраст, название, мощность, м	Строение	Состав вулканитов	Состав вулканитов	Комплекс	
четвертичная система	андезитовый (с дацитами)	четвертичная базальт-андезитовая, до 800		базальт-андезитовый (с дацитами и липаритами)	базальт-андезитовый (с дацитами и липаритами)	больше-курильский	
	андезитовый и дацитовый	позднемиоценовая контрастная (липарит-базальт-андезит-липаритовая), до 1100		липаритовый и дацитовый	базальтовый		
плиоцен	контрастный	среднемиоценовая андезит-базальтовая, до 1000		базальтовый и андезитовый (с дацитами и липаритами)	липарито-дацитовый (с андезитами)	кунаширский	
				липаритовый (с базальтами, андезитами и дацитами)			
верхний	андезитовый (с базальтами и липаритами)	раннемиоценовая липарито-дацитовая, до 1300		андезито-базальтовый (с дацитами)	базальтовый	итурупский.	
				липарито-дацитовый	липарито-дацитовый		
средний	андезитовый (с базальтами и липаритами)	олигоцен-раннемиоценовая андезитовая		андезитовый	базальтовый	парамуширский	
			базальт-андезитовый и липарито-дацитовый				
нижний	андезитовый (с базальтами и липаритами)	эоценовая нижне-молассовая					
			липарито-дацитовый				
эоцен	липарито-дацитовый	эоценовая нижне-молассовая					

Схема корреляции вулканогенных комплексов Южной Камчатки и сопредельных областей.

1 — осадочные образования: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты; 2 — вулканогенно-осадочные образования: переслаивание туфов, туффитов, туфопесчаников, туфокогломератов, туфоалевролитов; 3 — вулканиты основного состава, субвулканические тела базальтоидов; 4 — вулканиты основного и среднего состава, субвулканические тела андезито-базальтов; 5 — вулканиты среднего состава, субвулканические тела андезитов; 6 — вулканиты умеренно кислого и кислого состава, субвулканические тела дацитов, липаритов, альбитофиров, гранит-порфиров; 7—10 — субвулканические образования: 7 — трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты, 8 — андезиты и диоритовые порфириты, 9 — сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты и граносиенит-порфиры, 10 — диориты и габбро-диориты; 11 — игнимбриты; 12—14 — геологические границы: 12 — залегание на древних поверхностях выравнивания, 13 — залегание на неровной с «карманами» поверхности, 14 — залегание с угловым несогласием.

эродированных срезах, золото-серебряными и полиметаллическими проявлениями. Значимые объекты последних связаны с кварцевыми и адуляр-кварц-карбонатными жилами, локализованными в узлах пересечений [10] глубинных зон повышенной проницаемости. Убого-

сульфидные минеральные типы рудной минерализации проявлены среди полей развития нормальных известково-щелочных серий, сульфидные — в области, сложенной вулканитами пониженной калиевого. Радиологический возраст формации по калий-аргоновым определе-

ниям 8 образцов (Л. М. Кононов, БТГУ) выражены цифрами (млн. лет): 30; 31; 24,7; 25,6; 21; 20,7; 19,2; 30,8; 30,1; 35,7; 39; 35,6; 30,8; 28,6; 40; 37,5.

Формирование следующей, раннемиоценовой липарито-дацитово́й формации связано с массовыми извержениями кислых продуктов, обусловивших накопление мощной толщи игнимбри́тов в бассейнах рек Банная — Карымчина — Паратунка. Компенсационные обрушения (опускания) способствовали заложению в этом районе депрессионной [10] вулкано-тектонической структуры (ВТС), которой и ограничен ареал ее вулканитов на Южной Камчатке. Формация объединяет игнимбри́ты липаритового и липарито-дацитового состава, средне-основные эффузивно-пирокластические образования, субвулканические интрузии андезитов, диоритовых порфиритов, сиенито-диоритов, дацитов и липаритов. Доминируют игнимбри́ты и туфы разной степени спекания. В целом, ее вулканиты образуют известково-щелочную серию калиево-натриевого типа щелочности. Средне-основные породы отличаются от соответствующих разновидностей андезитовой формации заметно повышенной щелочностью и соответственно более высокими щелочностными петрохимическими характеристиками (калье́востью, сериальным индексом Риттмана, коэффициентом общей щелочности, отношением  $K_2O/Na_2O$ ). Геохимический фон кремнекислых вулканитов характеризуется существенно пониженным уровнем циркония, хрома, отношения  $Ba/Sr$  и повышенным — бария, цинка, марганца, ванадия и величин отношений  $Mn/Cr$ ,  $Zn/Cu$ ,  $Zn/Pb$ ,  $V/Cr$  при относительном дефиците меди и свинца. Сравнительно с позднеорогенными образованиями формации отличаются более высоким фоном бария, стронция, меди, цинка, хрома, марганца и серебра. Вулканиты подверглись общей площадной низкотемпературной пропилитизации и локальным гидротермально-метасоматическим изменениям, обусловившими формирование кварц-серицитовых, кварц-каолини́товых и кварц-адуляровых метасоматитов с рудоносными гидротермальными адуля́р-кварц-карбонатными жилами, с рудной минерализацией убого-сульфидных минеральных типов. Радиологический возраст формации (калий-аргоновый метод, определения 14 образцов игнимбри́тов и липаритов, Т. К. Ковальчук, ДВГУ) выражены цифрами (млн. лет): 17,5; 22,2; 22,4; 23; 20; 17; 16,3; 22,3; 25; 21; 28; 27; 20,5; 18.

Становление среднемиоценовой андезит-базальтовой формации приурочено к заключительной фазе раннеорогенного этапа. Особенности ее состава и строения обусловлены слабо проявленным вулканизмом в сочетании с неустойчивым характером осадконакопления.

В общем объеме формации преобладают пирокластические и туфогенные фации, насыщенные фаунистическими остатками, которые содержат характерные формы кулувенского и ильинского биостратиграфических горизонтов Западной Камчатки и сертунайского — Сахалина (заключения В. М. Гладиковой, КПО). Основным объемом магматических продуктов формации по кислотности соответствует андезитобазальтам. Выделяются дифференциаты известково-щелочной и толеитовой серий. Известково-щелочные вулканиты локализованы в северной части рассматриваемой территории. По петрохимическим характеристикам они близки соответствующим разностям липарито-дацитово́й формации. Дифференциаты толеитовой серии развиты южнее бухты Асача. По классификации Пикока (индекс равен 63), они образуют серию известковых пород. Кислотность и щелочность базальтов типичны для толеитов (51,8%  $SiO_2$  и 3,01%  $Na_2O + K_2O$ ). Постмагматические изменения вулканитов выражены главным образом в незначительном развитии хлоритов, карбонатов и цеолитов. Исключение составляют образования, пересекаемые глубинной зоной повышенной проницаемости на широте Курильского озера. В пределах последней породы формации локально интенсивно преобразованы с новообразованием кварц-каолини́товых и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, среди которых развиты мощные и протяженные кварцевые жилы с бедной полиметаллической минерализацией.

Позднемиоцен-плиоценовая формация охватывает сложнопостроенные ряды позднеорогенных комплексов, отвечающих стадиям вулканических хребтов по Г. М. Власову и др. [9, 10]. Ее отличительной особенностью является контрастная последовательность типа вулканизма (кислый — основной — кислый) в сочетании с широким распространением контрастных ассоциаций конкретных построек. Вулканомиктовые осадки развиты преимущественно в южной части полуострова, простираясь далее на Курильские острова, где они слагают кунаширский [13] вулканогенно-осадочный комплекс. По преимущественному типу общая направленность вулканизма в позднем миоцене — плиоцене Южной Камчатки представлена следующим рядом: 1) умеренно кислый и кислый в позднем миоцене с проявлениями, главным образом на юге, основного; 2) средне-основной и основной в плиоцене с массовым развитием экструзий липаритов; 3) кислый в позднем плиоцене, сформировавший поля игнимбри́тов и связанных с ними куполов липаритов. Повышенная щелочность проявлена лишь в бассейнах рек Банная — Карымчина в пределах депрессионной ВТС, где широко развиты ассоциации липарит — трахилипарит — андезит — ба-

базальт — трахилипарит (трахиандезит). Постмагматические изменения пород формации выражены в основном автометасоматозом, наиболее интенсивным в апикальных частях позднемiocеновых куполов липаритов. Совокупность комплексов формации, объединяющая по типу щелочности калиевые, калиево-натриевые и натриевые породы, охватывает ряды ассоциаций толеитовой (вдоль океанского побережья, совпадающего с фронтом вулканизма) и известково-щелочной (ассоциации тыловой области) серий. Ареал толеитовой серии характеризуется индексом Сугимурь «толеит» [15], равным 38—40 (постройки междуречья Фальшивая — Жировая, гора Перевал, Древняя Ходутка, Инканюш, Древний Камбальный). Величина индекса определяет большую насыщенность кремнеземом родоначальной магмы по сравнению с известково-щелочным рядом ассоциаций построек Дед и Баба, Явинский, Б. Иголки, Шапочка, междуречье Средняя — Левая Карымчины, комплексы которых отличаются значением индекса «толеит» менее 37 (32—36).

Радиологический возраст (млн. лет) образованной формации по данным определения в 14 образцах игнимбритов, липаритов и туфов (калий-аргоновый метод, Т. К. Ковальчук, ДВГУ и Л. М. Кононов, БТГУ) выражен цифрами 6,6; 4; 4,5; 6,5; 7; 12; 11,5 для плиоценовых и 10—11; 10—9,5; 9,8—10; 9,4—9,8; 13,3—13,7; 12,9—12,5; 12,8—13,3 для позднемiocеновых.

Особенности состава, петрохимические аспекты и вопросы зональности четвертичного вулканизма, сформированного базальт-андезитовую формацию, освещены в многочисленных публикациях [5, 6, 12, 16 и др.]. В дополнение можно отметить, что геохимический фон бария, молибдена, меди, цинка, хрома, никеля, кобальта и ванадия в эффузивах формации отражает качественный скачок в общей эволюции кайнозойского вулканизма Южной Камчатки. Во временном интервале олигоцен-плиоцен фоновый уровень этих элементов отличается устойчивой последовательной тенденцией снижения, тогда как в четвертичных вулканах он резко возрастает.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В.* Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения. — *Геол. и геофиз.*, 1978, № 12.
2. *Василевский М. М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973.
3. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
4. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
5. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
6. *Ермаков В. А., Волюнец О. Н. и др.* Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977.
7. Карта магматических формаций СССР./Гл. ред. Харневич Д. С., м-б 1 : 2 500 000. М., 1974.
8. *Конда Т.* Базальты среднемиоценового возраста в северо-восточной части Японской островной дуги. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977.
9. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
10. *Лоншаков Е. А.* Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района. — *Бюл. вулк. станций*, 1979, № 57.
11. Магматические формации СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1979.
12. *Пополитов Э. И., Волюнец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенеза. Новосибирск: Наука, 1981.
13. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
14. *Остроумова А. С., Ротман В. К. и др.* Сравнительный петрохимический анализ андезитовых серий в связи с проблемой реконструкции древних островных дуг. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979.
15. *Сугимуря А.* Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в областях островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
16. *Шеймович В. С., Зубин М. И.* Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки. — *ДАН СССР*, 1976, т. 230, № 4.

ПГО Камчатгеология  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
15 февраля 1982 г.

С. Н. Рычагов

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Рассматриваются закономерности распределения рудных минералов и минеральных парагенетических ассоциаций в пределах кольцевых структурных неоднородностей земной коры и, в целом, в вулканогенных рудных полях. Выделены четыре парагенетические ассоциации рудных минералов. Каждая ассоциация занимает определенное положение в структуре рудного поля и в конкретных неоднородностях центрального

Кольцевые структурные неоднородности с характерными концентрическими, эксцентрическими, орбитальными соотношениями кольцевых форм различных порядков размерности известны в настоящее время достаточно широко. Наиболее изученный класс таких неоднородностей представлен концентрическими структурами, контролирующими размещение магматических продуктов. Это кольцевые магматические комплексы, конические дайки, структуры с радиально-концентрическим магматическим каркасом, купольно-кольцевые структуры, вулканотектонические структуры различных типов [7]. Диаметры таких структур достигают сотен километров.

Менее известны и изучены кольцевые структурные неоднородности земной коры меньших размеров, возникающие в связи с резким высвобождением энергии в очагах неглубокого заложения. Среди работ, посвященных структурам рудных полей и месторождений, приуроченных к локальным образованиям центрального типа — жерлам, неккам, куполам и другим, следует прежде всего назвать обобщающие работы В. Н. Котляра [3, 4], Н. П. Лаврова с соавторами [5, 6], П. Д. Яковлева [13, 14], Г. Ф. Яковлева [10—12]. Значительное количество кольцевых орбитальных, концентрических и эксцентрических структур диаметром от 50 м до 1,5 км выявлено и описано на эпитеpmальных месторождениях субвулканической фации глубинности М. М. Василевским и др. [1, 8]. При этом решен ряд общих вопросов, касающихся закономерностей распределения структурных неоднородностей на площади рудного поля и связи с ними оруденения [8].

По изученной парагенетической ассоциации рудных минералов участка рудного поля определяется соответствующее участку структурное положение. Решается и другая задача — по характерному структурному положению участка можно выделить наиболее вероятную для участка парагенетическую ассоциацию рудных минералов.

Центральные части рудных полей и известные рудоносные участки характеризуются насыщенностью структурными неоднородностями диаметром до 500 м, контролирующими распределение основного оруденения рудных полей [2]. Очевидно структуры таких участков сформированы под влиянием структурообразующего воздействия самого рудоносного флюида. Этот же флюид обусловил и минерализацию в пределах сформированных им структурных неоднородностей — отложение жильных и рудных минералов и гидротермальное преобразование вмещающих пород [2, 9]. Рудовмещающие структуры, жильное и рудное вещество, а также метасоматиты фации вторичных кварцитов — монокварцитов находятся в рудных полях в соотношениях, определяемых как парагенетические. В пределах рудных полей в таком же парагенетическом соотношении находятся структуры и размещающиеся в них магматические образования — интрузии, субвулканические и экструзивные тела, дайки и другие, контролируемые областями развития структурных неоднородностей диаметром 500—1000 м [2].

В общем случае, структурно-вещественные парагенезисы характеризуют совокупность структурных неоднородностей центрального типа различных порядков размерности с характерным вещественным составом [2, 9]. Однако это не только разноразмерные, но и разноглубинные, а также и разные по времени образования. В этом проявляется принцип геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогенного процесса, включающего в себя и эндогенное структурообразование [8].

Комплексные исследования по изучению вещественного состава и структурного контроля руд в пределах рудного поля и отдельных структурных неоднородностей центрального типа проведены по ряду вулканогенных рудных полей Корякского нагорья (Ичигинского, Таловского и др.). Все минералы установлены обычными методами классической минераграфии, а идентифицированы с помощью рентгеноспектрального анализатора JXA-5 (Geol) доцентом кафедры полезных ископаемых Геологического факультета МГУ Ю. С. Бородавным. Выполнены единичные лазерные микроспектральные анализы пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита. Выделение парагенетических ассоциаций рудных минералов основано на использовании большого числа спектральных полукорректированных и химических анализов.

Минеральный состав руд включает около 30 минералов. Ниже приводится характеристика структурных особенностей распределения основных рудных минералов.

*Пирит* установлен в рудах не менее чем в четырех генерациях. Пирит первой генерации образует рассеянную вкрапленность идиоморфных зерен во вмещающих породах и обломках этих пород в рудах. Пирит второй генерации отмечается в кварцевых жилах и образует решетчатые структуры с арсенопиритом и «разъедается» более поздними сульфидными минералами — сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами и др. Форма вкрапленников пирита различная, зерна имеют зональное строение. Вкрапления пирита второй генерации характерны для рудных тел средних и нижних горизонтов рудного поля. Пирит третьей генерации образуется в гидротермальном кварце в сростании с халькозином, содержит включения блеклых руд, сфалерита и самородного золота. Пирит этой генерации широко развит в средних и верхних горизонтах рудных полей. Пирит четвертой генерации наблюдается в колломорфном кварце и образует каемки вокруг зерен кварца, сфалерита, антимонита. Характерен для верхних горизонтов рудных полей и образует мономинеральные агрегатные скопления.

В целом пирит характерен для всех выделенных ниже парагенетических ассоциаций рудных минералов. Отличить пирит одной генерации от пирита другой генерации по химизму весьма сложно.

К числу особенностей распределения пирита в пределах вулканогенного рудного поля относятся следующие:

а) широкое и практически равномерное распределение в горизонтальных сечениях, но резкое обогащение им пород и руд приповерхностных и поверхностных горизонтов (отчетли-

вое уменьшение содержания с глубиной);

б) характерные для пирита мономинеральные агрегатные выделения в приповерхностных условиях. Примечательно, что именно в таких агрегатах пирита отмечается повышенное содержание эмульсионного вкрапленного золота;

в) приуроченность кристаллокластов, деформированных зерен пирита к скоплениям мелкоосколочного материала вмещающих пород во внешних концентрических зонах и в расколах по диаметру кольцевых структурных неоднородностей.

*Арсенопирит* широко представлен в рудах Ичигинского рудного поля, характеризующегося значительным эрозионным срезом. Отмечается в нижних горизонтах Таловского и других вулканогенных рудных полей в виде идиоморфных призматических, игольчатых кристаллов размером до 1,0 мм и радиально-лучистых агрегатов в гнездовых мономинеральных скоплениях. Арсенопирит выполняет зальбанды кварцевых прожилков в апикальных частях субвулканических гранитоидных тел, где имеет отчетливо-зональное строение. Содержит мелкие включения сфалерита, прорастается пиритом второй генерации, халькопиритом и блеклой рудой; иногда сечется марказитом. Структурно арсенопирит приурочен к нижним горизонтам рудных полей: к апикальным частям субвулканических тел, к корневой системе структурных неоднородностей, пучкам кварцевых жил, глубоким срезам сложных рудных брекчий и по совокупности данных (структурных и химсостава) является высокотемпературным.

*Сфалерит* образует равномерно рассеянную вкрапленность во вмещающих гидротермально измененных породах. При этом в условиях малой эродированности поверхности частота встречаемости лейст сфалерита незначительна. Средние уровни эрозионного среза поверхности рудного поля характеризуются максимальным значением содержания сфалерита во вмещающих породах. Сфалерит рудных зон совместно с другими сульфидами образует сложные агрегаты на средних уровнях глубинности рудных полей (200—300 м от поверхности). Это один из наиболее ранних высокотемпературных минералов. С халькопиритом сфалерит образует эмульсионные структуры распада твердых растворов, замещается галенитом и блеклыми рудами. В рудных зонах, выполняющих расколы по диаметру кольцевых структурных неоднородностей, сфалерит чаще образует мономинеральные прожилки в зальбандах зон. Внешние концентрические рудные зоны отдельных структур либо не содержат включений сфалерита (в условиях малого эрозионного среза), либо крайне бедны им (на средних глубинах).

*Халькопирит* наблюдается в ксеноморфных и пластинчатых вкрапленниках, корродирующих кварц. Минерал образует эмульсионные структуры распада твердых растворов: теннантит — халькопирит и сфалерит-халькопирит. Выполняет каемки вокруг зерен пирита, разъедает кристаллы пирита, марказита и арсенопирита, а замещается галенитом, блеклыми рудами. Содержит редкие видимые вкрапленники самородного золота, это подтверждают данные пробирного и спектрального анализов. Халькопирит приурочен к средним и большим глубинам развития оруденения, к рудным зонам, выполняющим расколы по диаметру, по радиусу или внутренние концентрические разломы структурных неоднородностей. Стабильное проявление халькопирита на глубине 250—300 м от кровли пород позволяет использовать это в качестве одного из критериев оценки абсолютного уровня эрозионного среза поверхности рудного поля. В приповерхностных условиях халькопирит обнаруживается в сложных сульфидных агрегатах рудных тел, входящих в состав участков интерференции (наложения) близких по времени образования структурных неоднородностей одного порядка размерности.

*Галенит* отличается от галенита других эпitherмальных месторождений высокой степенью кристалличности, эффективным проявлением спайности и треугольников выкрашивания, образует рассеянную и гнездовую вкрапленность в кварце. Наблюдается в близповерхностных горизонтах рудного поля во внешних концентрических зонах структурных неоднородностей центрального типа в срастании с пиритом и сфалеритом. На периферии рудного поля и отдельных структурных неоднородностей крупного диаметра (500 м и более) галенит выполняет мономинеральные линзы — прожилки мощностью до 0,1 м. Не отмечается галенит на глубоких уровнях эрозионного среза рудных полей.

*Марказит* встречается в виде призматически-удлиненных и игольчатых кристаллов, иногда образует радиально-лучистые сростки. Чаще всего наблюдается в самостоятельных вкрапленниках в кварце, редко встречается в срастании с халькопиритом и блеклыми рудами, которые либо корродируют, либо секут его зерна. Кристаллы марказита, в свою очередь, прорастают через аллотриоморфно-зернистые агрегаты арсенопирита.

*Блеклые руды* при изучении на зонде обнаруживают значительные колебания в содержании серебра, цинка, мышьяка, сурьмы. Состав минерала колеблется от теннантита до тетраэдрита, характерна примесь зандбергитовой и фрейбергитовой составляющих. Блеклые руды установлены в рассеянных ксеноморфных вкрапленниках, корродирующих гидротермальный

кварц, образуют эмульсионные структуры распада твердых растворов с халькопиритом, структуры замещения халькопирита и марказита. Иногда блеклые руды содержат мелкие включения зерен пирита и образуют сетчатые структуры срастания с ним же. Блеклые руды другой генерации образуют пленки обрастания обломков пород, тонкие прожилки в брекчиевых приповерхностных телах, ассоциируя с аргентитом в центральных зонах структурных неоднородностей.

*Антимонит* образует рассеянную и гнездовую вкрапленность в кварце, реже выполняет тонкие трещинки скола. Выделяется в виде сплошных спутанно-волокнистых и радиально-лучистых агрегатов, игольчатых, призматических и ромбовидных кристаллов. В прожилках антимонит ассоциирует с пиритом, образуя вокруг его зерен каемки. Мономинеральные агрегатные выделения антимонита характерны для верхних горизонтов структурных неоднородностей, формирующихся в начальные этапы вулканической деятельности (Ичигинское рудное поле). В пределах Таловского рудного поля антимонит, по данным бурения, отмечается в нижних горизонтах вулканогенной толщи, структурно сложных участках: центральных частях рудных зон, местах пересечения элементов радиального и концентрического каркаса структурных неоднородностей. В целом, минерал характерен для средних горизонтов рудных полей и верхних горизонтов приподнятых блоков.

*Висмутин* встречается крайне редко, в виде удлиненных шестоватых кристаллов размером до 0,6 см, в кварце. Срастаясь, кристаллы образуют друзовидные агрегаты. Включения висмутина обнаружены в кварце и халькопирите. В структурном плане выделения висмутина характеризуют участки с гидротермально измененными породами и рудами, отличающиеся средней насыщенностью структурными неоднородностями на верхних горизонтах вулканогенных образований близ апикальных частей экстрезивных и субвулканических тел.

*Пираргирит* образует рассеянную вкрапленность в кварце в виде ксеноморфных зерен. Срастается со сфалеритом и арсенопиритом. В верхних горизонтах рудных полей пираргирит встречается в виде пленок, прожилков облекая обломки эксплозивных брекчий. С пираргиритом ассоциируют пирит, халькопирит, блеклые руды, халькозин, самородное серебро.

*Самородное золото* отмечается в достаточно крупных, видимых при увеличении в 135—315 раз, зернах округлой, неправильно-изометричной, проволочковидной и других форм в единичных образцах на поверхности и в близповерхностных горизонтах рудных полей. Еще реже оно встречается в корневых частях си-

стем рудных жил, где ассоциирует с арсенопиритом в гидротермальном кварце.

На средних уровнях эрозионного среза рудного поля золото ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, пиритом и блеклыми рудами в центральных частях структурных неоднородностей. Повышенные содержания и наиболее крупные выделения (до 0,05 мм) его установлены в рудах в местах осложнения расколов по диаметру кольцевых структурных неоднородностей внутренними концентрическими разрывами.

В близповерхностных условиях самородное золото в качестве элемента-примеси отмечается в блеклых рудах брекчиевых тел, ассоциирует также с халькопиритом и другими сульфидами, а также с сульфосолями серебра и самородным серебром в местах интерференции разновременных кольцевых неоднородностей.

Как элемент-примесь золото встречается в пирите, халькопирите, сфалерите и блеклых рудах повсеместно по площади и в вертикальном разрезе рудного поля. Содержания его резко возрастают на участках неоднократных тектонических подвижек и структурного осложнения рудных зон, характеризующихся многостадийными эксплозивными, гидротермальными и другими брекчиями.

В качестве характерной особенности поведения самородного золота необходимо отметить приуроченность его выделений к участкам деформации (дробления, излома, изгиба) как пород, так и отдельных кристаллов кварца и пирита.

На поверхности рудных полей золото наблюдается и как перетолщенное, в виде наиболее крупных, до 0,1—0,2 мм, неправильно древовидных, изометричных пластинок в пустотках выщелачивания. По-видимому, оно же выполняет трещинки, межкристаллизационные промежутки в наиболее позднем гидротермальном, аметистовидном кварце, приуроченном к зонам интерференции кольцевых структур.

*Самородное серебро* в целом подчиняется тем же закономерностям распределения по площади рудного поля, что и золото, ассоциируя с золотом, а также образуя с ним твердые растворы.

Серебро входит в состав сульфосолей серебра и висмута, а также устанавливается в качестве элемента-примеси (по данным лазерного спектрального и обычного полуколичественного спектрального анализом) в галените, пирите, сфалерите, халькопирите.

Аргентопирит, аргентит, сульфосоли серебра, киноварь, самородная сера образуют структуры замещения в приповерхностных участках — центральных частях сложных структурных зон и расколах в брекчиевых телах.

Наиболее часто встречающимися гипергенными минералами являются лимонит, ковеллин,

гетит, гидрогетит; редкими — англезит, церуссит, сурьмяные охры, скородит, борнит, самородная медь.

По совокупности структурных, минераграфических, геохимических данных выделяются следующие *парагенетические ассоциации рудных минералов*:

а) наиболее ранняя высокотемпературная золото-арсенопиритовая, характерная для нижних структурных горизонтов рудных полей и центральных частей корневых рудных систем, где она приурочена к кварцево-жильным пучкам, гидротермальным и другим брекчиевым телам;

б) среднетемпературная золото-антимонитовая, минералы которой характерны для верхних горизонтов структурных образований начальных этапов вулканической деятельности;

в) среднетемпературная золото-сульфидная (сфалерит, пирит, халькопирит) ассоциация среднеглубинных образований центральных частей кольцевых структурных неоднородностей;

г) низкотемпературная приповерхностная золото-сульфосолевая рудная ассоциация с блеклыми рудами и выделениями самородных золота и серебра. Минералы данной рудной ассоциации отмечаются в структурно сложных (особых) зонах: участках наложения близких по времени образований структурных неоднородностей одного порядка размерности, участках пересечения концентрических и расколов по диаметру структурных неоднородностей центрального типа, наложения разновременных структурных образований.

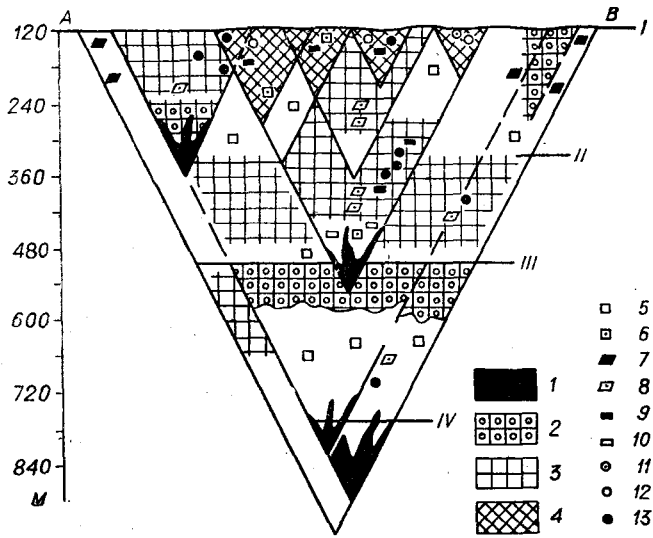
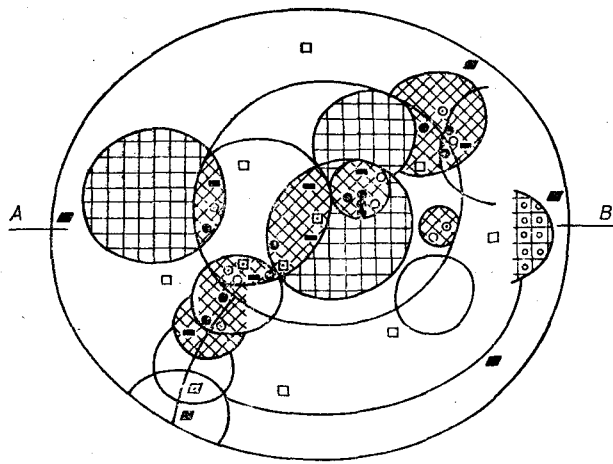
Таким образом, комплексное изучение минерального состава оруденения и закономерностей его распределения в структуре вулканогенных рудных полей позволило решить две основные задачи:

1. По характерному набору (парагенетической ассоциации) рудных минералов участка рудного поля определить его структурное положение.

2. По характерному структурному положению участка рудного поля на геолого-структурной схеме определить наиболее вероятную для данного участка парагенетическую ассоциацию рудных минералов.

Так, глубинные брекчиевые тела — корневые системы гидроконфокальных образований [1], входящие в состав кольцевых структурных неоднородностей диаметром 100—300 м, вмещают рудные тела с золото-арсенопиритовой ассоциацией.

Верхние горизонты структурных неоднородностей, включающие отложения начальных фаз вулканизма и характеризующиеся проявлением густой сети параллельных расколов в гидротермально измененных породах, характеризуются минералами среднетемпературной золото-



Распределение рудных парагенетических минеральных ассоциаций и повышенных концентраций отдельных рудных минералов по площади и в разрезе гидроконформальной структуры и отдельных структурных неоднородностей центрального типа.

I — уровень поверхности эрозионного среза одной системы жил Таловского рудного поля; II — уровень поверхности эрозионного среза другой штокерково-жильной системы Таловского рудного поля; III — уровень поверхности эрозионного среза одной системы рудных тел Ичигинского рудного поля; IV — уровень поверхности эрозионного среза другой системы жил Ичигинского рудного поля. 1—4 — парагенетические ассоциации рудных минералов: 1 — золото-арсенопиритовая, 2 — золото-антимонитовая, 3 — золото-сульфидная, 4 — золото-сульфосолевая; 5—13 — повышенные концентрации отдельных рудных минералов: 5 — пирита, 6 — халькопирита, 7 — галенита, 8 — сфалерита, 9 — блеклых руд, 10 — антимонита, 11 — арсентита, 12 — самородного серебра, 13 — самородного золота.

антимонитовой ассоциации. Антимонит в данном случае образует крупноагрегатные гнездовые скопления. В любой другой структурной обстановке антимонит наблюдается в виде редких рассеянных в массе пород кристаллов, не образуя мономинеральных агрегатных скоплений.

Центральные (ядро-стержневые) части структурных неоднородностей среднего уровня глубинности рудного поля включают среднетемпературную золото-сульфидную ассоциацию. В местах осложнения структурных неоднородностей расколами по диаметрам и внутренними концентрическими разломами на участках дробления отмечается значительное повышение содержания золота и основных сульфидов (пирита, сфалерита, халькопирита) этой рудной ассоциации.

В условиях малого эрозионного среза рудного поля брекчиевые тела малого диаметра (10—100 до 150 м) с осложнением их расколами по диаметрам и радиусам, участки сложной интерференции элементов кольцевых неоднородностей характеризуются проявлением золото-сульфосолевой ассоциации с блеклыми рудами.

Периферические концентрические зоны гидроконформальных штокерковых структур диаметром 300 м и более характеризуются выделениями в кварцевых жилах крупноагрегатного кристаллического галенита, образующего мономинеральные линзы-прожилки.

Диаметровые и радиальные структурные элементы в конформальных субвулканических телах гранитоидного состава, как правило, включают кварцево-рудные жилы и прожилки с мономинеральными арсенопиритовыми агрегатами в зальбандах рудных зон. По данным спектрального анализа арсенопирит таких рудных тел содержит примесь золота и серебра.

В рудных зонах, совпадающих с расколами по диаметру структурных неоднородностей, в условиях средних глубин сфалерит образует мономинеральные прожилки в зальбандах зон.

Приподнятые и глубоко эродированные кольцевые блоки пород характеризуются широким развитием в рудах золото-антимонитовой ассоциации. Менее эродированные, но также приподнятые блоки рудных участков включают оруденение золото-сульфидной ассоциации.

Отмеченные особенности распределения рудных минералов и парагенетических минеральных ассоциаций по площади и в разрезе рудного поля, а также в пределах отдельных структурных неоднородностей центрального типа отражены на рисунке. Каждый уровень эрозионного среза рудного поля отличается своим набором парагенетических рудных ассоциаций, тяготеющих наряду с характерными рудными минералами к определенным структурным участкам. Положение структурных неоднородностей, вмещающих их гидротермально измененных пород, а также рудных образований на отмеченных четырех уровнях эрозионного среза рудного поля (см. рисунок) установлено геолого-разведочными выработками в пределах разных рудных полей.



1. *Василевский М. М.* Энергетические классы орбитальных оротектонических структур Тихоокеанского региона и вопросы металлогении Тихоокеанских окраин.— Бюл. вулканолог. станций. М.: Наука, 1978, № 55.
2. *Василевский М. М., Стефанов Ю. М. и др.* Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза).— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4.
3. *Котляр В. Н.* Структурные условия вулканогенного рудообразования.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
4. *Котляр В. Н.* Экструзивы, эффузивы, оруденение.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1960, № 9.
5. *Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В.* Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. М.: Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 82).
6. *Лаверов Н. П., Толкунов А. Е.* Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
7. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, т. 2.
8. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
9. *Рычагов С. Н.* Генетические типы брекчий и структурное положение брекчиевых тел в пределах вулканогенных рудных полей Корякского нагорья Камчатки.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
10. *Яковлев Г. Ф.* Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений.— Вест. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1.
11. *Яковлев Г. Ф.* Тектоногенные и тектоно-магматические структуры рудных полей и месторождений.— Сов. геол., 1968, № 3.
12. *Яковлев Г. Ф.* Вулканогенные структуры рудных полей.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 3.
13. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрыва.— Сов. геол., 1966, № 10.
14. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— Сов. геол., 1967, № 9.

*Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
Петропавловск-Камчатский*

*Поступила в редакцию  
30 ноября 1981 г.*

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.124.4(265)

И. Н. Горяинов, Л. С. Винокурова, И. П. Федоров

ОСОБЕННОСТИ МИКРОКОНКРЕЦИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

В работе рассмотрены морфологические особенности микроконкреций и закономерности их распределения по плотностям и размерам. На основании полученных закономерностей делается вывод о том, что масса микроконкреций не является однородной, а представляет

смесь генетически различных образований. Предполагается, что одни из них связаны с «нормальным» седиментогенезом, другие — с деятельностью фригидно-гидротермальных растворов.

Микроконкреции, стяжения гидроокислов железа и марганца размером менее 1 мм, представляют собой один из важных компонентов пелагических осадков. Именно микроконкреции являются связующим звеном между осадками и макроконкрециями. В то же время детальные исследования микроконкреций немногочисленны. Имеющиеся работы посвящены структурным и текстурным особенностям микроконкреций, а также их химическому составу в плане сравнения с химическим составом макроконкреций [4, 5, 6, 7, 9 и др.].

Одной из наиболее распространенных форм является гроздевидная, представленная агрегатами шариков разных размеров. В одних случаях мелкие шарики нарастают на более крупный центральный, в других случаях примерно одинакового размера шарики срастаются в виде столбиков или веточек. Друг к другу шарики примыкают через тончайший прослой глинистого вещества или же срастаются непосредственно рудными оболочками.

Нами рассмотрен не затрагиваемый ранее вопрос о морфологических особенностях микроконкреций и закономерностях их распределения по плотности и размерам. Исследовались микроконкреции северной части Центральной котловины Тихого океана, отобранные попутно при работах, проводимых ВНИИОКЕАНГЕО. Морфология микроконкреций исследовалась на пробах десяти станций, массовый замер плотностей индивидуальных микроконкреций был произведен для одной станции.

Другой широко распространенной формой микроконкреций является шаровидная, с переходами к сплюснутой сфероидальной и веретенообразной. В центральной части сплюснутых микроконкреций нередко наблюдается ямочка, от которой лучами равномерно расходятся выпуклые валики. Интересной разновидностью шаровидных микроконкреций являются полые микроконкреции. В одних случаях они полностью замкнуты, в других — полости имеют округлый выход. Когда полые микроконкреции сплюснуты, одна из половинок часто имеет сосочек, а вторая — соответствующее овальное углубление. Поверхность микроконкреций гладкая или шероховатая с бугорками и ямочками. Следует подчеркнуть, что все микроконкреции этой группы по морфологическим особенностям очень похожи на хондры [2].

Изучение морфологии и замер поперечников микроконкреций производились под бинокулярной лупой. Выделяются две основные группы микроконкреций — с ядрами\* и без ядер. Морфология микроконкреций не зависит от того, содержат они ядра или нет. В тех случаях, когда в качестве ядер наблюдаются какие-либо минералы, рудное вещество микроконкреций в первую очередь начинает нарастать на ребра, вершины и углы скола таких затравок.

Третью группу представляют плоские, пластинчатые конкреции, иногда скрученные. Поверхность микроконкреций часто имеет глубокие борозды и выемки, в результате чего микроконкреции приобретают скелетообразный облик.

\* Просмотр ядер в иммерсионных жидкостях показал, что большинство их представлено измененным вулканическим стеклом. Реже отмечается кальевый полевоый шпат, в единичных случаях — целестин, барит, гранат.

Между тремя описанными морфологическими группами существуют взаимные переходы. Одной из характерных особенностей микроконкреций является частое присутствие на их поверхности в углублениях и морщинках тончай-

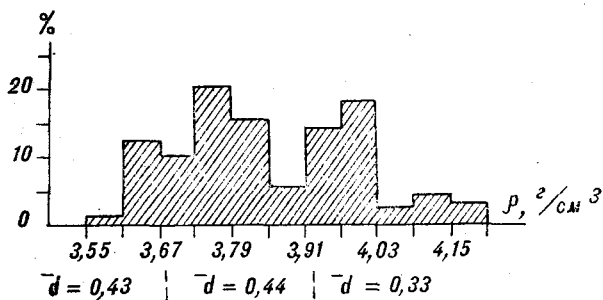


Рис. 1. Распределение плотностей микроконкреций (объем выборки 526). Средние размеры по группам определены по выборке объемом 236 микроконкреций.

ших присыпок белого недиагностированного нами материала.

В литературе отсутствуют данные об объемном весе, плотности и пористости микроконкреций. Известно, однако, что пористость макроконкреций составляет в среднем, по нашим и литературным данным [8], 45—60%. Это приводит к значительной разнице между объемным весом и плотностью. Так, объемный вес макроконкреций во влажном состоянии независимо от их формы, размеров и глубины залегания в осадках, по нашим и литературным данным [8, 10, 11], составляет в среднем 1,91—1,95 г/см<sup>3</sup>, в то время как плотность сухих образцов равна 3,4 г/см<sup>3</sup> [8]. Аналогичная картина наблюдается и для микроконкреций. При разделении проб в бромформе (плотность 2,9 г/см<sup>3</sup>) микроконкреции всплывают и уходят в легкую фракцию. Измерение объемного веса двух навесок микроконкреции методом Василевского дало результаты 2,090 и 2,573 г/см<sup>3</sup> \*. Плотность микроконкреций определялась нами методом термоградиентной трубки. В качестве рабочей жидкости была использована жидкость Клеричи. Вначале все микроконкреции плавают в верхней части трубки, однако по мере ее нагревания начинают опускаться вниз до тех пор, пока не установятся в равновесии. Медленный и неравномерный по поверхности выход газовой фазы из пор и полостей микроконкреций обуславливает реактивный эффект, в результате которого часть микроконкреций длительное время колеблется вниз — вверх.

Всего было выполнено 526 замеров плотности. Распределение плотностей приведено на рис. 1. На гистограмме отчетливо выделяются два главных максимума и два небольших вспомогательных. Анализ разделенного центрифугированием рудного вещества оболочки макрокон-

\* Расхождение в объемном весе может быть в значительной степени обусловлено различными соотношениями ядра и рудной части в микро- и макроконкрециях.

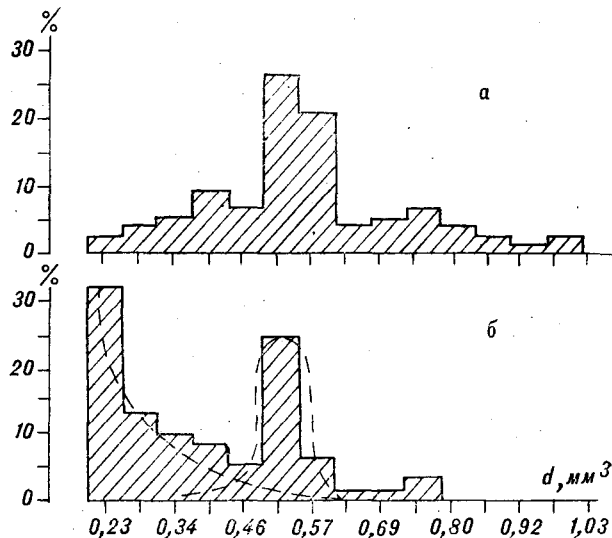


Рис. 2. Распределение размеров микроконкреций. а — до измерения плотности (объем выборки 500 микроконкреций); б — после измерения плотности (объем выборки — 236 микроконкреций).

креций [1] показал, что фракции с плотностью 3 г/см<sup>3</sup> по сравнению с фракциями с плотностью 2,75—3,00 г/см<sup>3</sup> характеризуются меньшими значениями отношений Mn/Fe и MnO/MnO<sub>2</sub>. Иными словами, увеличение плотности рудного вещества конкреций сопровождается возрастанием их железистости и степени окисленности марганца. Исходя из этого, можно сделать вывод, что правый максимум на рис. 1 по сравнению с левым характеризует более железистые микроконкреции с марганцем, находящимся в более окисленном состоянии.

Поперечники микроконкреций замерялись до и после работы с термоградиентной трубкой. Вначале распределение размеров близко к симметричному (рис. 2, а). Картина принципиально меняется после того, как микроконкреции побывали в термоградиентной трубке. Исходное распределение распадается на два максимума (см. рис. 2, б), один из которых наследует старый, а второй является новым. Хорошо видно, что этот максимум образуется за счет уменьшения или даже исчезновения классов, которые на исходной гистограмме располагались в правой части. В эти классы входило большинство гроздевидных конкреций. Появление нового максимума связано с их распадом и высвобождением шариков, агрегированных до этого в грозди \*. Конфигурация гистограммы показывает, что в ней сочетаются два различных распределения, одно из которых можно аппроксимировать гиперболой, а другое — симметричной кривой (см. рис. 2, б).

\* Некоторые микроконкреции частично растворяются в слабнокислом растворе, каковым является жидкость Клеричи, окрашивая раствор в желтый цвет.

Сопоставление размеров микроконкреций с их плотностью (см. рис. 1) показывает, что высвобождающиеся при распаде гроздевидных микроконкреций шарики, распределение размеров которых описывается гиперболой (см. рис. 2, б), обладают самой высокой плотностью и, по-видимому, являются более железистыми [4]. Это согласуется с результатами Адди, по данным которого в микроконкрециях, характеризующихся минимальными размерами, отношение Mn/Fe также является минимальным [4].

Наличие для микроконкреций двух распределений на гистограмме размеров и двух четких максимумов на гистограмме плотности являет-

ся, по нашему мнению, отражением генетического различия соответствующих совокупностей. В этом случае масса микроконкреций не является однородной, а представляет смесь генетически различных образований. Можно согласиться, что одни из них связаны с «нормальным» седиментогенезом, другие — с деятельностью фригидно-гидротермальных растворов [3]. Длительное воздействие на микроконкреции после их образования одних и тех же факторов приводит к нивелированию первичных специфических морфологических особенностей микроконкреций и сближению их облика.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железо-марганцевые конкреции.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980.
2. Кваша Л. Г. К строению хондр и хондритов.— В кн.: Метеоритика. Вып. 26. М.: Наука, 1965.
3. Чухров Ф. В. О поведении некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования.— В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и эндогенные месторождения. М.: Наука, 1980.
4. Addy S. K. Distribution of Fe, Mn, Cu, Ni and Co in co-existing manganese nodules and micronodules.— *Marine Geology*, 1978, 28, M9-M17.
5. Addy S. K., Lindsay J. F. Cluster analyses of manganese nodules and micronodules.— In: H. Paquet, Y. Tardy (editors), Proceedings of 2-nd International Symposium on Waterrock Interaction, Strasbourg, France, 1977.
6. Dugolinsky B. K., Margolis S. V., Dudley W. C. Biogenic influence on growth of manganese nodules.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, 47.
7. Greenslate J. L. Manganese and biotic debris associated in some deep sediments.— *Science*, 1974, 186.
8. Greenslate J. L. Manganese concentration wet density: a marine geochemistry constant.— *Marine Mining*, 1977, 1, N 1/2.
9. Margolis S. V., Glasby G. P. Microlaminations in marine manganese nodules as revealed by scanning electron microscopy.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1973, 84.
10. Mizuno A., Moritani T. (Editors). Deep sea mineral resources investigation in the central-eastern part of central Pacific basin.— Cruise report N 8. Geol. Survey Japan, 1977.
11. Mizuno A., Moritani T. (Editors). Deep sea mineral resources investigation in the central-eastern part of central Pacific basin.— Cruise report N 12. Geol. Survey Japan, 1979.

ПГО Севморгеология  
Ленинград

Поступила в редакцию  
5 апреля 1982 г.

УДК 550.311+551.1+551.241

О. А. Мельников

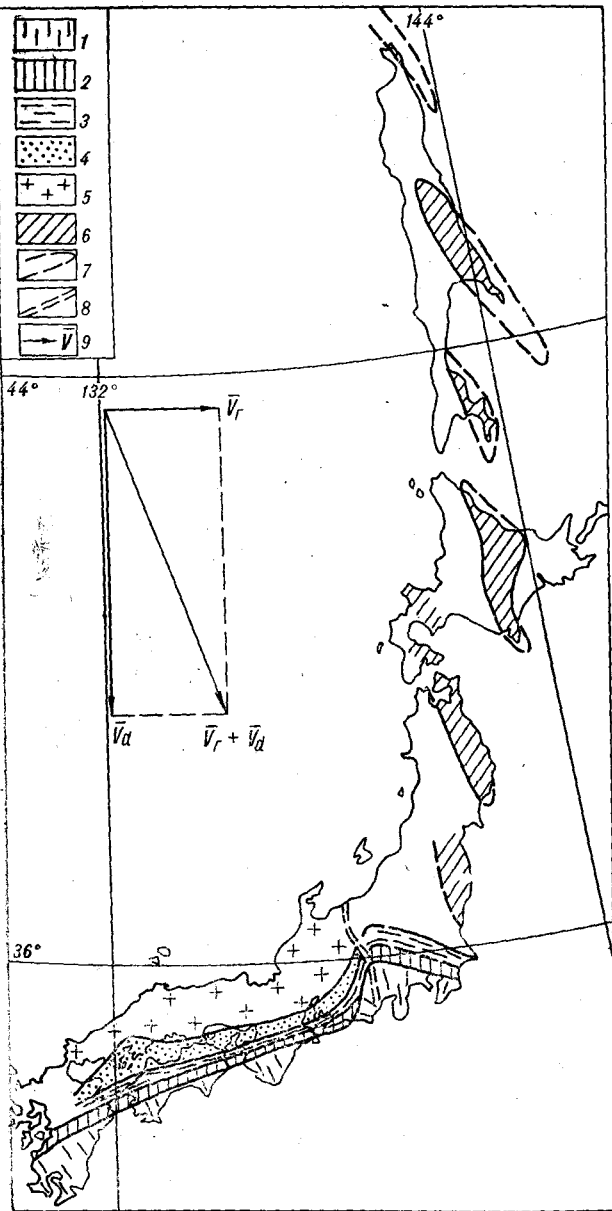
## О ДИНАМИКЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ НА ПРИМЕРЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ САХАЛИНО-ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ\*

Обращается внимание на резко различный характер строения юго-западной и северо-восточной ветвей Сахалино-Японской островной дуги. Первая представляет собой систему субпараллельных структурно-геоморфологических поясов, вторая характеризуется кулисообразно расположенными структурно-геоморфологическими элементами антиклинального строения. Это

объясняется ориентировкой этих ветвей в системе напряжений, обусловленных взаимодействием двух динамических факторов — ротогенеза и дрефтогенеза, которые в сочетании с рифтогенезом определяют геодинамические условия возникновения и развития островных систем Земли, а совместно с сепаратогенезом (геоферрогенезом) — динамику земной коры в целом.

Сахалино-Японская островная дуга по своим структурно-геоморфологическим особенностям отчетливо подразделяется на юго-западную (острова Сикоку, Кюсю и юго-западная часть

\* Доклад, сделанный на международном совещании по геодинамике западной части Тихого океана 29 мая—4 июня 1981 г. в Южно-Сахалинске.



Основные структурно-геоморфологические (тектонические) элементы Сахалино-Японской островной дуги и динамическая система напряжений.

1—5 — структурно-геоморфологические (тектонические) пояса юго-западной ветви Сахалино-Японской островной дуги: 1 — Симанто, 2 — Титибу, 3 — Самбагава, 4 — Рёкэ, 5 — внутренний метаморфический пояс; 6 — основные горно-антиклинорные сооружения северо-восточной ветви Сахалино-Японской островной дуги; 7 — границы структурно-геоморфологических элементов; 8 — разлом Fossa Magna; 9 — вектора динамической системы напряжений.

о-ва Хонсю) и северо-восточную (острова Сахалин, Хоккайдо и северо-восточная часть о-ва Хонсю) ветви, разделенные резким изгибом в простирании дуги в районе поперечного разлома Fossa Magna (см. рисунок). Юго-западная ветвь дуги характеризуется выдержанными по всей ветви субпараллельными структурно-геоморфологическими поясами (с юга на север) —

Симанто, Титибу, Самбагава, Рёкэ и внутренним метаморфическим поясом. Пояса отделены друг от друга разломами, образующими для всей ветви в целом сложную чешуйчато-надвиговую структуру.

Северо-восточная ветвь дуги в отличие от юго-западной характеризуется кулисообразным расположением основных структурно-геоморфологических элементов — горно-антиклинорных сооружений островов Сахалин (Шмидтовский, Восточно-Сахалинский и Сусунайско-Анивский антиклинории), Хоккайдо (антиклинорий Хидака) и Хонсю (антиклинории Китаками и Абукума) с отчетливо выдержанным северо-северо-западным простиранием.

Отмечаются существенные отличия между юго-западной и северо-восточной частями Японии в истории геологического развития [10, 11], в магматизме и метаморфизме [8, 9], в некоторых структурных особенностях и даже в металлогении [12]. Неоднократно указывалось и на кулисообразный характер расположения некоторых геологических элементов (вулканических цепей, дизъюнктивных и пликативных дислокаций) не только северо-восточной части Японии, но и Сахалина [2, 3] и даже островных дуг вообще [1, 6, 7].

По нашим соображениям [4, 5], островные дуги являются фрагментами орогенных поясов, возникших на месте обрамляющих континенты геосинклиналей. Эти фрагменты сформировались в результате отрыва орогенных поясов от континента и их движения в сторону океана за счет двух накладывающихся механизмов — ротогенеза\* и дрейфтогенеза\*\*.

Величина сил — переменная: у ротогенеза она изменяется от нуля на полюсах до максимума на экваторе, у дрейфтогенеза максимальная величина центробежных сил приходится на 40° широты с постепенным уменьшением до нуля по направлению к полюсам и экватору.

Различие в структурных особенностях юго-западной и северо-восточной ветвей Сахалино-Японской островной дуги связано с ориентировкой этих ветвей, формой и размерами составляющих их структурных элементов относительно направления ротогенеза и дрейфтогенеза. Кулисообразный характер расположения структурных элементов северо-восточной ветви Сахалино-Японской островной дуги обусловлен суб-

\* Ротогенез — активное, направленное с запада на восток воздействие верхней мантии на погруженный в нее гранитно-базальтовый корень орогенного пояса или островной дуги, обусловленное большей угловой скоростью вращения верхней мантии по сравнению с земной корой в системе вращающейся Земли.

\*\* Дрейфтогенез — пассивное перемещение от полюсов к экватору орогенного пояса или островной дуги вследствие центробежных сил, возникающих на поверхности вращающейся Земли.

меридиональным простиранием этой ветви, перпендикулярным широтному, направленному на восток вектору ротогенеза и совпадающим с меридиональным направлением (от полюса к экватору) вектора дрейфогенеза. Меридионально ориентированные орогенный пояс или островная дуга и составляющие их фрагменты или структурные элементы, находясь в таком поле напряжений, испытывают продольные (сжимающе-растягивающие) напряжения, вызванные дрейфогенезом и разворачивающие в северо-западном — юго-восточном направлении поперечные сжимающе-растягивающие напряжения, вызванные ротогенезом. Разворачивающий момент возникает за счет разницы в линейных скоростях на обращенных к экватору ограниченных структурных элементов орогенного пояса или островной дуги по сравнению с ограниче-

ниями, обращенными к полюсам. Это может вызывать кулисообразное расположение структурно-геоморфологических элементов.

Субпараллельный поясовой чешуйчато-надвиговый характер юго-западной ветви обусловлен ее восток-северо-восточным простиранием, перпендикулярным результирующему вектору двух составляющих векторов и приуроченностью к его максимуму.

Эти два динамических фактора (ротогенез и дрейфогенез) в сочетании с третьим фактором — рифтогенезом, по всей видимости, определяют геодинамические условия возникновения и последующего развития большинства островных систем Земли, а в сочетании с четвертым механизмом — сепаратогенезом (или геосферогенезом) — динамику земной коры в целом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
2. Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин. — В кн.: Геология и геофизика. Южно-Сахалинск, 1962. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 12).
3. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970.
4. Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм. — В кн.: Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978.
5. Мельников О. А. Вероятный механизм динамической модели земной коры. — В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980.
6. Стрельцов М. И. К вопросу о закономерностях рас-

- положения вулканов Курило-Камчатской дуги. — ДАН СССР, 1974, т. 216, № 6.
7. Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., 1964. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 113).
8. Kano H. Correlation of Plutonism and Metamorphism Between N. E. Japan and S. W. Japan. — Earth Sci. (Chikyū Kagaku), 1958, N 37, p. 13.
9. Matumoto T., Ikebe N. Some Aspects on the Cenozoic Geohistory in Southwestern Jap., with Special Reference to Volcanism. — Ibid., p. 17.
10. Nakazawa K. Outline of Historical Development in Mesozoic Era. — Ibid., p. 10.
11. Okubo M. Outline of Historical Development in Paleozoic Era. — Ibid., p. 7.
12. Watanabe T. Northeastern and Southwestern Japan, with Special Reference to Ore-deposits (Abstract). — Ibid., p. 33.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
21 сентября 1981 г.

УДК 553.45/463(571.62)

В. Л. Кельмачев, Г. С. Мурзаханов

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЮТЕПСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Рассмотрены закономерности размещения оловянно-вольфрамовой минерализации в пределах Кютепского рудного узла. Анализ структурного, литологического и магматического факторов, обуславливающих эти закономерности, а также степень эрозионного сре-

за, определяющая перспективность узла, позволяет благоприятно оценить возможность обнаружения промышленных объектов в пределах южной части Кютепского рудного узла.

Кютепский рудный узел расположен в пределах Южно-Верхоянского синклинория и гра-

ничен субмеридиональной Кютепской и северо-восточной Акачанской ветвями Нижне-Тудского

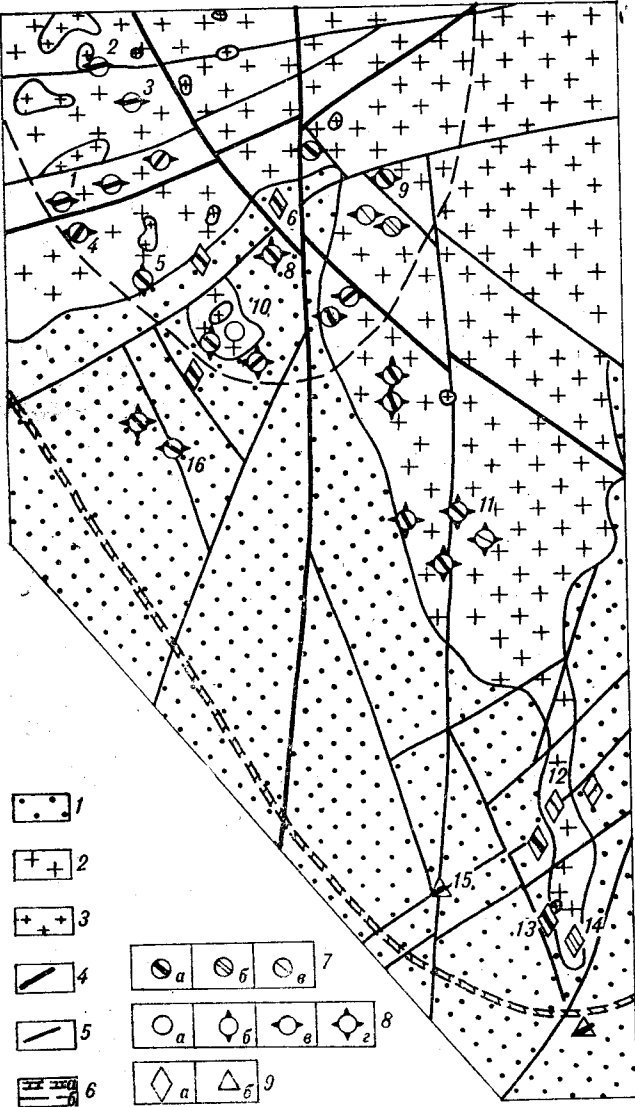


Схема геологического строения и размещения рудопроявлений Кютепского (южная часть) рудного узла. 1 — терригенные образования (С-Р) верхоянского комплекса; 2 — гранитоиды раннего комплекса; 3 — граниты позднего комплекса; 4 — главные разломы; 5 — второстепенные разломы; 6 — предполагаемый контур нескрытого эрозией плутона по гравитационным данным: а — гравитационный уровень первого порядка, б — гравитационный уровень второго порядка; 7 — морфология и направление рудных тел: а — минерализованные зоны (линейные штокверки), б — зоны сгущения жил, в — одиночные жилы; 8 — рудопроявления: 8 — касситерит-силкатная формация: а — турмалиновый тип, б — грейзеновый тип, в — хлоритовый тип, г — многосульфидный тип; 9 — вольфрамит-кварцевая грейзеновая формация (а), проявления сурьмы (б) — формация не выяснена.

Участки: 1 — Хеатаган, 2 — Нелли, 3 — Перевальный, 4 — Остановый, 5 — Гончаровский, 6 — Верхний, 7 — Горбатый, 8 — Хайриджа, 9 — Эльганджа, 10 — Поплавок, 11 — Каменистый, 12 — Ким, 13 — Блевский, 14 — Плоский, 15 — Антимонитовый, 16 — Шликовой.

разлома. Основанием для выделения этой площади в самостоятельный рудный узел послужили работы, проводимые здесь ДВИМСом и НПО Аэрогеология, в результате которых установлен ряд перспективных рудопроявлений олова, вольфрама, оконтурены шлиховые ореолы с

весовыми содержаниями касситерита, вольфрамита и шеллита, приуроченные к Кютепскому интрузиву, выявлены особенности структурно-тектонического положения, геохимической и петрохимической специализации массива. Ниже рассматривается южная его часть, как наиболее изученная (см. рисунок).

Площадь южной части рудного узла сложена образованиями верхоянского комплекса, смятыми в линейные складки северо-восточного простирания. Это песчаники, алевролиты, в большом количестве гравелиты и конгломераты, для которых характерно обилие известковистых разностей пород. Углы падения крыльев складок варьируют от 20 до 70°. Осадочные породы прорваны гранитоидами Кютепского массива, представленными монцонитами, гранодиоритами и средне-крупнозернистыми порфиroidными гранитами с хорошо выраженной мелкозернистой фацией эндоконтакта (5—30 м). Граниты сопровождаются дайками аплитов и микрогранитов. Возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 140—110 млн. лет, что соответствует раннему мелу. Для пород этого комплекса характерны нормальные содержания  $SiO_2$  (69—72%), нормальная щелочность ( $K_2O + Na_2O < 8\%$ ), близкие значения  $K_2O$  и  $Na_2O$  ( $K_2O/Na_2O = 1,1$ ), надкларковые содержания W (3,2—26,0 г/т), Mo (1,1—20,5 г/т), причем содержания W и Mo увеличиваются к краевым фациям. Образования поздней стадии комплекса представлены розовыми мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, липаритами, слагающими штоко- или лакколитообразные тела, сопровождающиеся дайками диоритовых порфиритов, габбро-диабазов, лампрофиров. Проникая вдоль систем разрывных нарушений, они локализуются либо в кровле, либо внутри массива гранитоидов и характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2$  (75%), преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  ( $K_2O/Na_2O = 1,4$ ), повышенной щелочностью (более 8%) и обогащены Sn (16 г/т), Nb (38,6 г/т), Be (12,5 г/т). Возраст этих пород 98—87 млн. лет (поздний мел).

Вмещающие породы на контактах с массивом ороговикованы, а известковистые разности скарнированы. Ширина зоны ороговикованных пород в зависимости от крутизны контакта варьирует от 300 м до 2—3 км.

Разрывные нарушения на площади рудного узла характеризуются тремя преобладающими направлениями: северо-западным (320—330°), субмеридиональным (350—10°), субширотным (260—290°). Как правило, они контролируются мощными зонами интенсивного расщепления, брекчирования и милонитизации. Часто к зонам разломов приурочены дайки.

Оруденение представлено многочисленными проявлениями олова, золота, вольфрама, молиб-

дана, сурьмы, свинца, цинка и серебра. Ведущая роль принадлежит проявлениям первых трех металлов. При определении их принадлежности к рудным формациям авторы руководствовались классификациями С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева [4] и В. К. Денисенко [1].

По структурной позиции, минеральному составу руд, околорудным метасоматитам, зональности, петрохимическим особенностям гранитов все рудопроявления относятся к двум формациям: вольфрамит-кварцевой грейзеновой и касситерит-силикатной.

Рудопроявления касситерит-силикатной формации представлены четырьмя минеральными типами: грейзеновым (сидерофиллитовым), турмалиновым, хлоритовым и многосульфидным.

Рудопроявления грейзенового и турмалинового минеральных типов распространены относительно нешироко. Наиболее интересными среди них являются рудопроявления Поплавок, Гончаровский, Елецкий. Все они, как правило, располагаются в эндоконтактной зоне мелкозернистых розовых гранитов поздней стадии формирования массива.

Рудные тела преимущественно северо-западного, редко субширотного направления представлены двумя морфологическими типами. Первый представлен линейными зонами минерализации и зонами грейзенизированных гранитов, приуроченных к крутопадающим тектоническим нарушениям преимущественно северо-западного простирания (участок Поплавок). Для второго типа характерны крутопадающие жилы кварц-лепидолитовых, топаз-кварц-мусковитовых, иногда с турмалином, грейзенов. Флюорит отмечается в большом количестве в виде крупных гнездовидных скоплений.

Среди рудных минералов отмечены касситерит, берилл, арсенопирит, пирит. Касситерит встречается в виде обильной, относительно равномерной вкрапленности. Размеры кристаллов достигают 1 см.

Хлоритовый минеральный тип наиболее ярко выражен в проявлениях Останцовый, Нелли, Хеатачан, Каменистый, Эльганджа, Перевальный. Вмещающими породами являются песчано-сланцевая толща и граниты ранней стадии. Терригенные породы ороговикованы, а граниты грейзенизированы. В морфологическом отношении все проявления представлены линейными зонами, приуроченными к тектоническим нарушениям северо-западного и субширотного простирания. Многочисленные оперяющие трещины осложняют строение рудных тел. Кварц-хлоритовые и хлоритовые метасоматиты, слагающие эти зоны, несут прожилковую, прожилково-вкрапленную минерализацию, представленную касситеритом, шеелитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом.

Касситерит присутствует в виде мелкой вкрапленности (до 0,5 мм).

Рудопроявления многосульфидного типа широко распространены на флангах рудного узла. Вмещающими породами являются терригенные отложения и граниты ранней стадии. Наиболее крупным и изученным среди рудопроявлений многосульфидного типа является Хайринджа. Рудоконтролирующие структуры имеют здесь северо-западное ( $320-340^\circ$ ), субширотное ( $270-260^\circ$ ) и субмеридиональное ( $350-10^\circ$ ) простирания.

Рудные тела этого типа сложены кварц-хлоритовыми и кварцевыми метасоматитами с прожилками флюорита и кальцита, обильной вкрапленностью и прожилками (0,1—1 см) галенита, сфалерита, касситерита, халькопирита и сульфидов железа.

К рудопроявлениям вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации относятся проявления Ким, Горбатый, Верхний, Плоский. Они расположены в эндо-экзоконтактной зоне гранитов ранней стадии с терригенными образованиями. Последние интенсивно ороговикованы, сульфидизированы. Оруденение локализовано в северо-западных и субширотных зонах трех морфологических типов: линейные штокверки, зоны ступенчатости субпараллельных жил, простые жилы или грейзенизированные дайки аплитов.

Из рудных минералов основная роль принадлежит вольфрамиту и шеелиту. В подчиненном количестве отмечены молибденит, висмутин, арсенопирит, пирит, халькопирит. Вольфрамит в кварцевых жилах отмечается в виде идиоморфных кристаллов таблитчатого и призматического габитуса размером до 3—4 см. Отдельные скопления и гнезда этого минерала достигают 15 см в поперечнике. Распределен он неравномерно. Иная картина наблюдается в рудных телах, представленных грейзенизированными дайками аплитов. Вольфрамит здесь присутствует в виде сравнительно мелкой (до 5—7 мм) и равномерной вкрапленности. Шеелит присутствует в подчиненном (Верхний, Горбатый) или равном с вольфрамитом (Ким) количестве и, как правило, развивается по вольфрамиту.

Таким образом, в размещении эндогенного оруденения выявляются некоторые закономерности, которые определяются магматическим, структурным и литологическим факторами. Наблюдаемая пространственная приуроченность рудных тел касситерит-силикатной формации к малым телам, а вольфрамит-кварцевой грейзеновой — к средне-крупнозернистым гранитам ранней стадии связана, по нашему мнению, с геохимической специализацией интрузивных образований разных стадий, причем наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации тяготеют к эндоконтактам и ближайшим экзо-



контактам гранитных тел, а низкотемпературные фиксируются на флангах рудного узла. Рудопроявления группируются вдоль ветвей Нижне-Тудского разлома, локализуясь в небольших дизъюнктивах, оперяющих главный разлом под острыми углами. Оловорудные тела в большинстве случаев приурочены к субмеридиональным и субширотным зонам разломов, а вольфраморудные — к северо-западным и субширотным. К узлам пересечения разрывов приурочиваются рудные штокерки (Верхний).

В зависимости от состава вмещающих оруденение пород возникают условия, в различной степени благоприятные для оруденения. В тех случаях, когда рудные тела локализованы в песчано-сланцевой толще, они имеют значительные размеры и простую морфологию (линейные зоны минерализации), тогда как среди гранитов они маломощные и обладают сложной морфологией (сложносетчатые жилы).

Характерно и влияние различных осадочных пород. Для хайринджинского рудопроявления установлено, что рудные тела, залегающие в песчаниках, представлены мощными зонами кварц-хлоритовых метасоматитов, а при переходе в менее проницаемые алевролиты они сменяются сетью прожилков кварцевого и кварц-хлоритового состава. Известковистые разности пород на площади узла в зоне экзоконтакта скарнированы. Часто к ним приурочена шеелитовая минерализация.

Как известно, фактор эрозионного среза не влияет на размещение оруденения, но играет значительную роль в оценке перспектив рудоносности территории. В связи с этим представляется необходимой его характеристика. Сложная задача определения эрозионного среза затруднена блоковым строением рассматриваемой территории. Поэтому проблема решалась комплексно с привлечением данных по

геологическому строению, зональности оруденения и минералого-геохимических критериев.

Об общей величине среза территории можно судить по наличию остатков кровли (отметка 2000 м) в центральной части интрузива, тогда как наиболее эродированные части массива вскрываются в долинах рек на отметках 1000—1100 м. Массив слабо эродирован, а величина эрозионного среза составляет 900—1000 м. Слабая эродированность подчеркивается и геофизическими данными: истинные размеры массива превышают таковые, наблюдаемые на дневной поверхности (см. рисунок).

На небольшую, хотя и дифференцированную величину эрозионного среза указывают:

1. Зональность оруденения, хорошо прослеживаемая для рудных тел касситерит-силикатной формации и рассматриваемая выше.

2. Вычисленные геохимические показатели зональности  $K_z = (Pb + Zn)/(Sn + Cu)$  [5], значения которых для многосульфидного типа изменяются от 25 до 46, для хлоритового типа — от 7 до 15, для грейзенового типа составляют 1—2 [3].

3. Результаты изучения кристалломорфологии касситерита, проведенные по методу Н. З. Евзиковой [2], показывают, что в многосульфидных рудопроявлениях преобладают зернистые индивиды или кристаллы пятого типа, в хлоритовых — пятого-четвертого, в грейзеновых — четвертого-третьего типов. Все это позволяет предположить наличие на территории как полностью срезанных, так и слабо эродированных (и не вскрытых) рудных тел.

Таким образом, установленные закономерности размещения рудопоявлений и их незначительная эродированность позволяют благоприятно оценить возможность обнаружения промышленных объектов в южной части Кютепского рудного узла.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Делисенко В. К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978.
2. Евзикова Н. З. Кристалломорфологический анализ и его значение при оценке оловорудных месторождений. Автореф. докт. дис. Л., 1974.
3. Кельмачев В. Л., Мирзаханов Р. С., Мирзаханова З. Г. Перспективы россыпеобразования в районе Кютепского руденосного узла. — Геол. и геофиз., 1981, № 7.
4. Лугов С. Ф., Макеев Б. В. и др. Основные типы оловорудных районов. М.: Недра, 1976.
5. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений. Т. 1. Иркутск, 1970.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
5 февраля 1982 г.

## ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩАХ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА

На основании геологических, геохимических и минералогических данных предложена схема стадийности и определены специфические особенности рудообразования в углеродсодержащих толщах на примере золоторудного месторождения Южно-Верхоянского синклиория. Установлены стадийность и минеральные ас-

В последнее время особую актуальность приобрело прогнозирование и поиски золотого оруденения, локализованного в углеродистых терригенных толщах. Ранее показано, что такие золоторудные месторождения можно выделить в особый промышленно-генетический или формационный тип [2, 9]. Характерным для такого типа является золоторудное месторождение, расположенное в пределах Южно-Верхоянского синклиория Северо-Востока СССР на северном фланге главной металлоносной полосы. Структурно-минералогические особенности месторождения были изучены И. С. Рожковым и В. И. Соловьевым (1967 г.), М. К. Силчевым и Н. В. Белозерцевой (1970 г.) и приняты авторами за основу. Своеобразие геологического строения месторождения определяется приуроченностью его к региональному разлому глубинного заложения, совмещением нескольких типов рудных тел — линейных зон прожилково-вкрапленной минерализации и кварцевых жил, сочетанием различных ориентированных структурных элементов и т. д. (рис. 1).

Верхняя часть разреза отложений рассматриваемого района представлена терригенными алевро-пелитовыми породами триасового и пермского возраста верхоянского комплекса. Ниже залегают терригенно-карбонатные и вулканогенно-карбонатные толщи палеозойского и докембрийского возраста. Рудовмещающие толщи характеризуются повышенным содержанием органического вещества (1—5%), что и явилось причиной создания восстановительных условий в процессе формирования месторождения. Об этом свидетельствует повышенное содержание закисного железа в алевролитах (табл. 1), наличие магнезиально-железистых карбонатов. Характерно преобладание магния над кальцием, что отмечалось и ранее для углеродсодержащих пород других регионов [2].

Интрузивные породы представлены небольшим массивом гранодиоритов на северном фланге месторождения и рядом штоков диоритов на южном фланге рудного поля. Гранодиориты Курумского массива и кварцевые диори-

социации руд и физико-химические параметры рудогенерирующих растворов. Показано, что широкий спектр сульфосолей различного состава способствовал концентрации самородного золота при увеличении щелочности золотосодержащих растворов на поздних этапах минералообразования.

ты дайкового комплекса отличаются повышенными отношениями  $FeO/Fe_2O_3$  и  $K_2O/Na_2O$  (см. табл. 1).

Биотит-роговообманковые гранодиориты представлены породами серого цвета массивной текстуры, для которых характерен стандартный минералогический состав. Породы Гельдинской группы штоков сложены переходными разностями, соответствующими по составу габбро-диоритам. Дайковый комплекс характе-

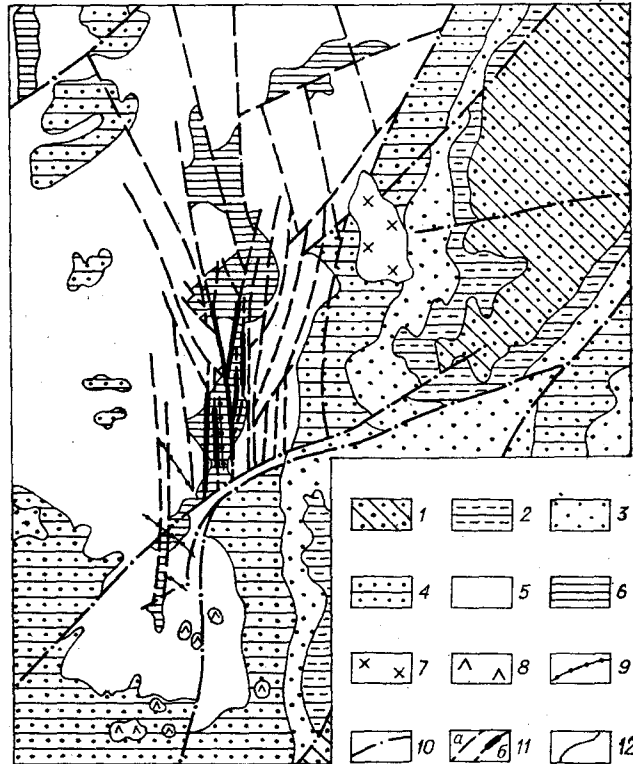


Рис. 1. Схема геологического строения рудоносной площади.

Составлена с использованием материалов М. К. Силчева (1970). 1 — печанико-алевритовые отложения триаса; 2 — алевролит-песчаниковые толщи верхней перми; 3 — песчаники верхней перми; 4 — алевролиты верхней перми; 5 — песчано-глинистые сланцы нижней перми; 6 — алевролиты нижней перми; 7 — массив гранодиоритов; 8 — штоки диоритов; 9 — дайки среднего состава; 10 — разрывные нарушения; 11 — нарушения рудовмещающей системы (а) и зоны прожилково-вкрапленной минерализации (б); 12 — геологические границы.

Средний химический состав различных типов пород рудоносной площади

Компонент	1(5)	2(6)	3(7)	4(2)	5(2)
SiO <sub>2</sub>	60,83	68,42	58,40	61,46	52,02
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,34	0,64	0,48	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	13,12	16,28	12,53	13,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,14	0,86	2,75	1,29	1,33
FeO	3,83	3,48	3,53	2,96	4,48
MnO	0,12	0,09	0,11	0,07	0,08
MgO	1,96	0,88	2,51	4,05	4,23
CaO	1,34	2,78	4,56	5,68	5,78
Na <sub>2</sub> O	2,17	3,75	3,60	3,43	4,15
K <sub>2</sub> O	2,98	4,00	2,70	4,31	2,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,07	0,13	0,22	0,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,32	1,20	2,20	1,63	2,92
П. п. п.	4,13	0,08	0,10	0,21	0,13
S общ.	0,85	—	2,20	—	—
CO <sub>2</sub>	Не анализ.	Не анализ.	Не анализ.	Не анализ.	7,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,63	0,75	—	—
Σ	99,71	99,80	100,27	99,81	99,54

Примечание. 1 — алеволиты куканской свиты, 2 — гранодиориты Курумского массива, 3 — диориты Гельдинской группы штоков, 4 — кварцевые диориты дайкового комплекса, 5 — диоритовые порфириды дайкового комплекса. В скобках — число анализов.

ризуется преобладанием диоритовых порфиритов. Повышенные содержания щелочных элементов в гранодиоритах Курумского массива отражены на составе гидротермальных золотоносных растворов поздних стадий процесса минералообразования. По-видимому, внедрение гранодиоритов расчленяет процесс рудообразования на две продуктивные стадии, что подтверждается минералого-геохимическими особенностями руд и данными Н. И. Ненашева [8] по абсолютному возрасту магматических образований. Осадочные и изверженные породы рудного поля характеризуются повышенным кларковым содержанием золота ( $4-14 \times 10^{-7}\%$ ).

Процесс формирования рудных тел месторождения протекал в несколько стадий (табл. 2). Отличительной чертой минерального состава руд данного месторождения золота малосульфидного типа в сравнении с месторождениями других регионов является присутствие сульфоантимонитов свинца и серебра.

Для выяснения физико-химических условий минералообразования авторами выполнен ряд экспериментальных исследований [4—7]. Установлено, что минералообразующий процесс характеризуется закономерными изменениями химического состава гидротермальных раство-

ров на фоне последовательного снижения температуры. Кварц рудных тел месторождения часто содержит трехфазные включения с жидкой углекислотой, что свидетельствует о высокой концентрации гидротермального раствора и подтверждается химическим анализом соответ-

Таблица 2

Минеральные ассоциации и стадийность рудообразования

Стадия	Минеральные ассоциации	Рудные минералы	Относительная продуктивность золота (пробность)	Температура
I. Метасоматическое кварца	Кварц-серицит-хлоритовая	Отсутствуют	—	420—460*
II. Кварц-шеелит-карбонатная	Кварц-шеелит-карбонатная, арсенопирит-пиритовая	Тонкая вкрапленность арсенопирита и пирита	—	230—290°
III. Кварц-золото-сульфидная	а. Кварц-арсенопирит-пиритовая; сфалерит-галенит-карбонатная	Арсенопирит I, пирит I, сфалерит I, галенит I, самородное золото I, самородное серебро	+++ (790)	170—320°
	б. Кварц-золото-блеклорудная	Ag — тетраэдрит I, самородное золото II	+++ (730)	
	в. Булаажерит-антимонит-карбонатная	Булаажерит, джемсонит, цинкениит, бурнонит, антимонит	—	
IV. Кварц-золото-полиметаллическая	а. Кварц-арсенопирит-пиритовая	Арсенопирит II, пирит II	—	180—280°
	б. Кварц-золото-галенитовая	Сфалерит II, галенит II, халькопирит, канфельдит; Ag — тетраэдрит II, самородное золото III	+++ (680)	
	в. Диафорит-миаргиритовая	Диафорит, овихиит, миаргирит, пираргирит, новый минерал Pb и Ag **	—	

Примечание. Температура определена методами гомогенизации и декрипитации \* газово-жидких включений в минералах. \*\* Новый минерал по данным локального рентгеноспектрального анализа имеет состав: Ag<sub>11,00</sub>Pb<sub>2,00</sub>(Sb<sub>10,22</sub>As<sub>0,52</sub>Te<sub>1,04</sub>S<sub>21,98</sub>).

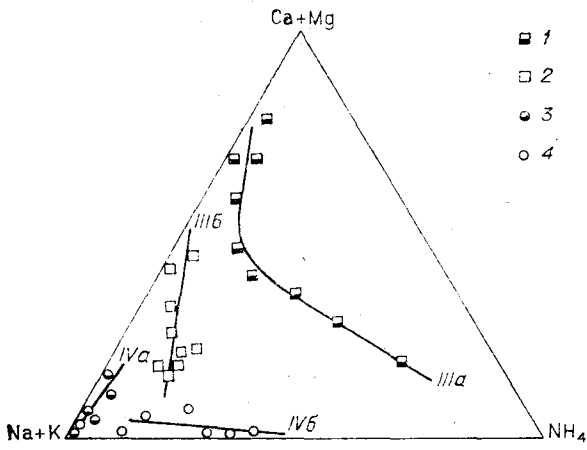


Рис. 2. Химический состав золотоносных растворов по данным анализа газовой-жидких включений в кварце. 1 — кварц раннесульфидной минеральной ассоциации; 2 — кварц золото-блеклорудной минеральной ассоциации; 3 — кварц позднесульфидной минеральной ассоциации; 4 — кварц золото-галенитовой минеральной ассоциации.

ствующих включений. Поэтому для определения температур минералообразования метод декрепитации практически непригоден. Необходимы существенные температурные поправки с учетом состава газовой фазы включений, что не было проведено в ранее опубликованной работе [10]. Авторами применен метод гомогенизации газовой-жидких включений в минералах с использованием данных химического состава газотерм.

Для ранних стадий минералообразования в составе газовой фазы характерно присутствие восстановленных форм углерода и водорода (5—10 об. %). На завершающих этапах газовая фаза представлена практически одним углекислым газом. Установлено, что в процессе эволюции гидротермальной системы щелочноземельный состав золотоносных растворов сменяется на натрий-калиевый (рис. 2). Основное количество золота кристаллизуется из растворов натрий-бикарбонатного состава на фоне увеличения щелочности (рис. 3). Оно обычно связано с блеклой рудой и другими сульфосолями переменного состава (ассоциация III—б, табл. 2) и наложено на более раннюю арсенипирит-пиритовую ассоциацию (ассоциация III—а, табл. 2) с тонкодисперсным золотом. Поздняя продуктивная стадия процесса минералообразования характеризуется неравномерным распределением золота в кварце, поздних сульфидах и сульфосолях. Редкие выделения высокопробного золота (800) в ассоциации с сульфоантимонитами свинца и серебра связаны, видимо, с процессом его перекристаллизации поздними растворами натрий-аммоний-фторидного состава.

Закономерное развитие гидротермальной системы обуславливает появление ряда харак-

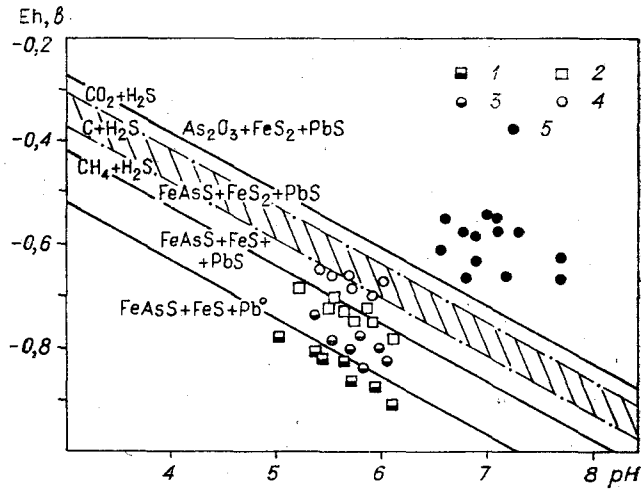


Рис. 3. Расчетные данные Eh, pH гидротермальных растворов различных стадий для температур образования минеральных ассоциаций.

(Поля устойчивости сульфидных минералов приведены для 300°C по данным работ [1, 3]).

1—4 — см. условные обозначения рис. 2; 5 — рассчитано по результатам анализа газовой-жидких включений в самородном золоте основного продуктивного минерального комплекса (III—б).

терных минералов в парагенетических ассоциациях месторождения (см. табл. 2). Высокая активность щелочных и щелочноземельных элементов в ранние стадии процесса подтверждается присутствием серицита в кварцевых метасоматитах, образованием шеелита и магнезиально-железистых карбонатов.

Химический анализ газовой-жидких включений в самородном золоте и кварце позволил рассчитать pH и окислительно-восстановительный потенциал. Изменение этих параметров приводит к кристаллизации золота из раствора [1, 5, 6] на поздних ступенях продуктивных стадий в зонах повышенной проницаемости жильного кварца и сульфидов. Резкое отделение углекислоты явилось причиной увеличения щелочности раствора и окислительно-восстановительного потенциала (рис. 3). Как отмечалось ранее [1, 5], золото из малосернистых растворов начинает осаждаться только при pH 5—6 и выше. Основными минералами-концентраторами золота явились пирит, арсенипирит, галенит, блеклая руда. Это подтверждается совпадением полей устойчивости сульфидов с расчетными данными по результатам анализа состава газовой-жидких включений в кварце на диаграмме Eh—pH. Кристаллизация же самородного золота на заключительных стадиях рудообразования является характерной чертой формирования золоторудных месторождений различных формаций как следствие изменения интенсивных параметров гидротермальной системы.

Приведенные данные позволяют более полно охарактеризовать процесс формирования золоторудного месторождения в углеродсодержащих толщах. Наличие органического вещества явилось причиной появления ряда специфических особенностей минералообразования. Возрастание активности железа, магния и углекислоты привело к появлению карбонатов доломит-анкеритового ряда на протяжении всех стадий рудообразования, что подтверждается закономерным изменением изотопного состава углерода и кислорода [7]. Широкий спектр

сульфосолей минеральных комплексов месторождения свидетельствует о своеобразных тенденциях развития гидротермальной системы — увеличении щелочности растворов к концу процесса, возрастании окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов на поздних ступенях кварц-золото-сульфидной и кварц-золото-полиметаллической стадии, что и явилось одной из основных причин образования промышленных концентраций самородного золота.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Н. Н., Рыженко Б. И. Система Au—S—Na—H<sub>2</sub>O в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ).— *Геохимия*, 1981, № 7.
2. Буряк В. А. Геохимические и палеофациальные особенности поздне-протерозойских углеродистых толщ с сухоложским типом золоторудной минерализации.— В кн.: *Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность*. Фрунзе: Изд-во АН Киргизской ССР, 1978.
3. Летников Ф. А., Вилор Н. В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981.
4. Малахов В. В., Игнатьев А. В., Молчанов В. П. Изотопный и газовый состав золотоносных растворов одного из месторождений Якутии.— В кн.: *8 Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии*. М.: Изд-во АН СССР, 1980.
5. Моисеенко В. Г., Малахов В. В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979.
6. Моисеенко В. Г., Степанов Г. Н., Малахов В. В. Роль соединений углерода в формировании рудных месторождений Востока СССР.— В кн.: *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования*. Киев: Наукова думка, 1978.
7. Молчанов В. П., Малахов В. В. Геохимические особенности одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии.— В кн.: *Геология Дальнего Востока*. Хабаровск, 1975.
8. Ненашев Н. И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979.
9. Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Органическое вещество в метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975.
10. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Температурные условия формирования многостадийного золоторудного месторождения.— *ДАН СССР*, 1980, т. 250, № 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
20 января 1982 г.

УДК 551.761.3 : 563.991.(571.62)

*Е. П. Зарембский, С. В. Леснов*

## ПЕРВАЯ НАХОДКА ПОЗДНЕТРИАСОВЫХ КРИНОИДЕЙ В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ

Приведены сведения о первой находке позднеэтриасовых криноидей в Нижнем Приамурье и дана крат-

кая характеристика фаунистически охарактеризованного разреза.

До недавнего времени фаунистически охарактеризованные позднеэтриасовые отложения в низовьях Амура известны не были. Присутствие их лишь предполагалось по аналогии с северным Сихотэ-Алинем, где развиты сходные по составу терригенные и вулканогенно-кремнистые образования с линзами известняков (тормасинская и томчинская толщ), воз-

раст которых, по данным В. А. Дымовича, определяется как карний-порийский.

В 1977 г. на правобережье р. Сред. Ул в бассейне руч. Шильникова (рис. 1) среди терригенных отложений, ранее относившихся к нижнему мелу, были вскрыты пачки вулканогенно-карбонатного состава, среди которых в 1980 г. С. В. Лесновым найдены остатки

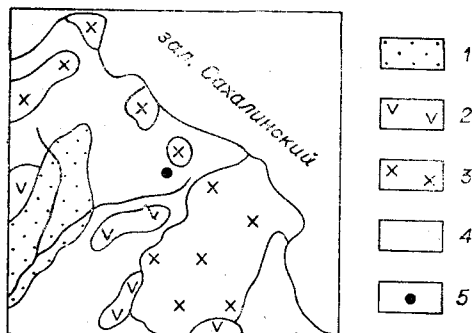


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Нижнего Приамурья.

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — мел-палеогеновые вулканиды; 3 — поздне меловые и раннепалеогеновые гранитоиды; 4 — мезозойские геосинклинальные отложения; 5 — место сбора остатков криноидей.

морских лилий позднего триаса, позволившие пересмотреть возраст отложений. Верхнетриасовые отложения слагают тектонический блок размером  $5 \times 9$  км, ограниченный разломами северо-восточного и близширотного направления. Блок сложен существенно алевролитовой толщей с прослоями и линзами разнозернистых песчаников, кремнистых и глинисто-кремнистых пород, осадочных брекчий, гравелитов, известняков, лав и туфов основного, реже кислого состава. В алевролитах и песчаниках повсеместно присутствует примесь туфогенного материала.

Схематический разрез толщи, изученный по профилю канав (рис. 2), следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты зеленовато-серые тонкослоистые, рассланцованные с линзами и прослоями мелкозернистых песчаников и туфов основного состава . . . . . более 550 м.

2. Алевролиты темно-серые тонкослоистые с линзами и прослоями туффов, туфов базальтового состава, редкими прослоями мелкозернистых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев . . . . . 510 м.

3. Алевролиты рассланцованные с прослоями разнозернистых песчаников, известковых ту-

фогенных песчаников, с остатками криноидей, флюидальных гиалокластитов, лав и туфов базальтов, изредка андезитов и линзами известняков . . . . . 280 м. В основании пачки отмечен прослой дацитов и отдельные линзы седиментационных брекчий.

4. Алевролиты зеленовато-серые с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и линзами мелкозернистых песчаников . . . . . 450 м.

5. Известняки оолитовые, чередующиеся с агломератовыми и сефитовыми туфами базальтов, туффитами и алевролитами . . . . . 110 м.

Общая мощность толщи превышает 1900 м. Взаимоотношения ее с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены.

В изученном разрезе примечательной является тесная ассоциация известняков и вулканидов, слагающих горизонты вулканогенно-карбонатного состава. В них наблюдается перемежаемость туффов, известняков, гиалокластитов, туфов и лав базальтового состава (рис. 3). Известняки массивные, реже сланцеватые, брекчиевые, имеют оолитовую или псевдооолитовую структуру. По простиранию они фациально замещаются грубозернистыми известковистыми песчаниками или базальтами, их туфами, шальштейнами. Базальты имеют палеотипный облик. Сложены они тахилитовой, реже офитовой основной массой с мелкими лейстами плагиоклаза и пироксена. Среди вкрапленников, наряду с пироксеном, изредка отмечается оливин. Характерными являются зеленокаменные изменения вулканидов, заключающиеся в интенсивном развитии карбоната, альбита, идингсита, сапонита, хлорита, монтмориллонита. Особенностью химического состава базальтоидов, по имеющимся одиночным анализам, являются низкие содержания глинозема и окиси калия, что приближает их к типичным океаническим толеитам и резко отличается от кайнозойских базальтоидов района.

Упорядоченное залегание линз известняков, их тесная перемежаемость в разрезе с вулканидами, наличие фациальных замещений убе-

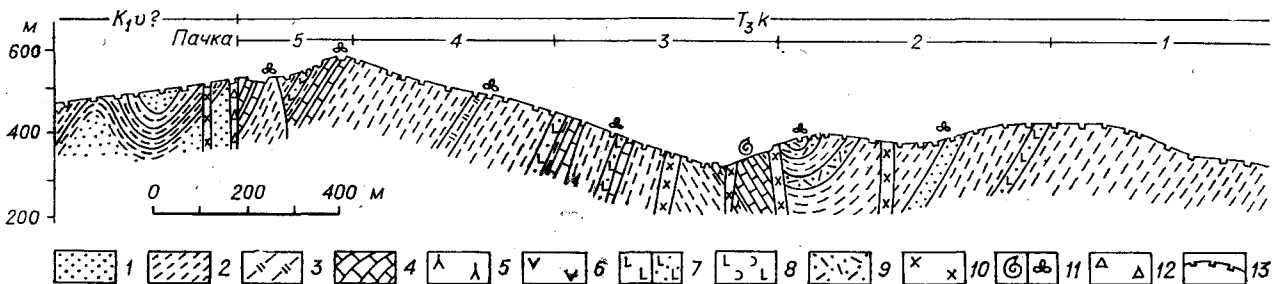


Рис. 2. Схематический геологический разрез верхне-триасовых отложений в бассейне руч. Шильникова. 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — кремнисто-глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — дациты; 6 — андезиты; 7 — базальты и их туфы; 8 — гиалокластиты; 9 — туффиты; 10 — диоритовые порфириды; 11 — места находок макро- и микрофауны; 12 — тектонические брекчии; 13 — канавы.

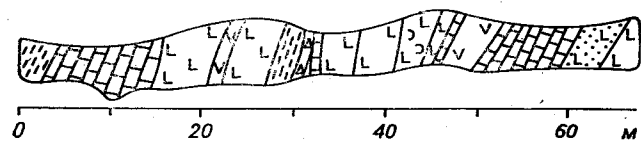


Рис. 3. Характер строения вулканогенно-карбонатной пачки (зарисовка стенки канавы).  
Условные знаки — см. рис. 2.

дительно свидетельствуют о том, что известняки являются не олистолитами или экзотическими глыбами, заключенными в более молодых отложениях, а образованиями, сингенетичными осадочной толще, формировавшейся при активном проявлении подводного вулканизма.

Среди остатков морских лилий, найденных в туфогенных известковистых песчаниках, преобладают отпечатки боковых и сочленовных поверхностей члеников стеблей и отдельные фрагменты стеблей. В собранной коллекции В. Г. Кликушину удалось определить *Laevigatocrinus cf. laevigatus* (Münster, 1841), *Isocrinus? trechmanni* (Bather, 1918), *Encrinurus ternio* (Bather, 1918), фрагмент панциря правильного морского ежа. По мнению В. Г. Кликушина, собранные криноидеи имеют наибольшее сходство с комплексом, описанным Ф. Базером из ладино-карнийских отложений Новой Зеландии. Подобные формы отмечались раз-

личными авторами в триасе Дальнего Востока, Китая и Вьетнама [1, 2]. Среди дополнительно собранных остатков ископаемой фауны Е. П. Брудницкой определены *Cyclocyclicus kusichounensis* Dubat. et Shao, *Cassinella* sp. indet., *Chlamys* sp., ядро брахиоподы. Упомянутый выше вид морской лилии *Cyclocyclicus* описан в отложениях среднего триаса Китая. Установленные до рода двустворки известны повсеместно, начиная с триаса.

Кроме макрофауны в известняках обнаружены многочисленные реликты перекристаллизованных микроорганизмов, среди которых Т. В. Романчук определены фораминиферы сем. *Lagebidae*, раковина рода *Nodosaria*, остатки водорослей и возможно мшанок (?). Реликты радиоларий отмечаются также и прослоях кремнисто-глинистых сланцев и туффитов.

Собранный палеонтологический материал не позволяет точно датировать возраст отложений. Исходя из сопоставлений с другими районами Приамурья, он может быть условно определен как карнийский, возможно, ладино-карнийский. Несмотря на неясность положения шильниковского блока в структуре района, связанную с недостаточной изученностью территории, находка отпечатков морских лилий позволяет констатировать присутствие поздне триасовых отложений в низовьях Амура и существенно уточняет представления о немезозойском этапе развития района.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кликушин В. Г. Морские лилии родов *Balanocrinus* и *Laevigatocrinus*. — Палеонтол. журн., 1979, № 3.
2. Хозлов Э. П. Триасовая система. — В кн.: Геология

СССР, т. 19, Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1966.

ПГО Дальгеология  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
8 апреля 1982 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

Ю. А. Косыгин

## ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

## Заметка пятая

## РАСПИРЯЮЩАЯСЯ ЗЕМЛЯ

Рассматривается гипотеза о расширяющейся Земле в ее историческом развитии. Дается критический

анализ разработок этой гипотезы советскими и зарубежными исследователями.

## 1

При рассмотрении гипотезы Е. Е. Милановского — новейшего варианта представлений о пульсирующей Земле — было отмечено, что гипотеза о расширяющейся Земле противоречит гравитационной организации нашей планеты. Фигура гидростатического равновесия Земли связана с ее гравитационной природой. Перераспределение вещества внутри Земли, обусловленное ее гравитационным режимом, является, по-видимому, основным генератором внутриземного тепла. Вообще слоистая структура Земли, а в частности разделение ее на ядро и оболочку, является атрибутом планетарного уровня организации, связанного с гравитационными силами. Следовательно, и тепло, которое может возникать при относительном смещении ядра и оболочки, также должно иметь гравитационную природу. Единственный источник тепла, который мог бы содействовать расширению Земли — это радиоактивный распад. Однако по мере распада количество радиогенного тепла должно снижаться, что также не может способствовать расширению Земли. Наконец, отдельные взрывные процессы (например, извержения вулканов) могут отторгнуть от Земли сравнительно небольшие массы вещества, которые почти мгновенно вследствие действия гравитационных сил возвращаются на ее поверхность. Есть данные, что некоторые небесные тела уничтожаются крупными взрывами; в этом случае исчезает сам центр притяжения. В представлениях же о расширяющейся Земле речь идет не о мгновенном взрывном, а о геологически длительном постепенном расширении с сохранением сферической формы Земли. В этих представлениях совершенно не ясен механизм, обуслов-

ливающий расширение Земли. Возможно, в дальнейшем он будет представлен хотя бы в виде гипотезы. Только тогда, по-видимому, можно будет всерьез рассматривать гипотезу расширения.

## 2

Гипотеза расширяющейся Земли была предложена в 1933 г. О. С. Хильгенбергом и обоснована чисто геологическими данными без раскрытия ее физического механизма. Ее развивали также Л. Эггед в 1957 г., С. У. Керри в 1958 г., Б. Хизен в 1960 г. и другие. Эта гипотеза, если можно так сказать, принадлежала к тому же семейству, что и гипотеза Вегенера, но объясняла раздвижение материков не расщеплением их по широте, а за счет расширения Земли. Материки, таким образом, составляли основу первичной земной поверхности, а океаны образовывались позднее. «Коровая Земля» О. С. Хильгенберга была мала и целиком покрыта континентами. Учитывая, что площадь океанов составляет 70% современной поверхности планеты, можно представить себе, насколько грандиозным было предполагаемое расширение Земли. Важным событием в истории развития гипотезы явилась книга В. Б. Неймана 1962 г., в которой рассматривается вариант гипотезы, разработанный автором совместно с И. В. Кирилловой. В. Б. Нейман указывал, что современные материи могли бы сомкнуться на шаре с радиусом в два раза меньше, чем у современной Земли; при этом они могли менять свою ориентировку и вращаться в соответствии с предположениями, основанными на палеомагнитных исследованиях. Так, в реконструкциях «коровой Земли» за-



падные берега Северной и Южной Америки совмещены, Антарктида зажата между восточным побережьем Азии и Австралией. Считается, что океаны могли возникнуть в результате разрыва единой коры после формирования докембрийских структур. Далее возникает вопрос, происходило ли расширение Земли без приращения или с приращением вещества. В. Б. Нейман пишет, что если приращения вещества не было, то ускорение силы тяжести в меловом периоде, когда Земля была в два раза меньше, было в четыре, а в нижнем палеозое в девять раз больше современного. В таких условиях, по его мнению, организмы, остатки которых мы находим в слоях земных, не могли бы существовать, они бы самораздавливались. В связи с этим предлагается идея расширения Земли с приращением вещества. Однако космический источник ничтожен, а «новый процесс» рождения вещества в недрах Земли обосновывается слишком общими и совершенно неподкрепленными экспериментом физическими гипотезами. Это касается возможностей «значительного» расширения Земли. Но речь может идти и о «незначительном» расширении. Аргументация этой возможности подробно рассмотрена Ю. А. Трапезниковым в 1963 г. Впрочем, при этом варианте (вследствие ничтожности изменения размеров) не получает объяснения деформация Земли. Разрешение этого противоречия усматривается в уменьшении гравитационной постоянной с кембрия до наших дней на 4 %, согласно гипотезе Йорданса — Дирака о зависимости гравитационной постоянной от возраста Вселенной.

В связи с гипотезой Вегенера и гипотезой «значительного» расширения Земли хочется обратить внимание на специфический метод тектонических построений, который можно назвать «методом кройки». Он заключается в поисках решения тектонических задач путем перемещения «выкроек» материков, крупных островов, «литосферных плит» и т. д. на плоскости (проекция географических карт) или же на поверхности шара постоянного или меняющегося объема. При этом учитываются только контуры выкроек, но не принимается во внимание геологическая история, а иногда и структура. Невязки, полученные в подобного рода реконструкциях, разрешаются введением новых небольших выкроек (малых плит, погружившихся островов и т. д.), разломов, предполагаемых складчатых систем или просто оставлением пустых «несущественных» промежутков, а также дроблением отдельных выкроек путем отсекания от них неудобных кусков. Построение на шаре сложнее, чем на плоскости, так как часто требует использования аппарата сферической тригонометрии и расчетов, связанных не только с поступательным движением вы-

кроек, но и с их вращением. Техника метода кратко описана В. Б. Нейманом. Он указывал, что И. В. Кириллова делала выкройки материков с обычного школьного глобуса; выкройки изготовлялись из конденсаторной бумаги. Затем края выкроек сжимались с тем, чтобы их сделать более выпуклыми, и выкройки переносились на шар меньшего диаметра. Затем следовала длительная опытная работа по расположению выкроек на малом шаре. В других работах выкройки не наклеивались на плоскость или шар, а операция их размещения проводилась путем расчетов. Существуют также кинематические модели, строящиеся методом кройки. В них учитываются не только расположение, но и взаимное перемещение выкроек, а также скорости таких перемещений, причем в варианте «тектоники литосферных плит» они могут расходиться (спрединг), а также подползать друг под друга (субдукция). Роль «главного закройщика» в гипотезе литосферных плит по праву принадлежит К. ле Пишону [1].

К. ле Пишон в своих построениях опирался на скорости спрединга, устанавливаемые по системам магнитных аномалий, и приходил к выводу, что процесс спрединга хорошо аппроксимируется лишь одним вращением. От простой модели в меркаторской проекции Пишон перешел к более сложным построениям на других проекциях и определил координаты ряда центров вращения, с которыми связал существующие системы параллельных магнитных аномалий, трактуемые как следы движения краев плит. Им намечается Южно-Тихоокеанский, Атлантический, Индийский и другие центры вращения. Автор пишет, что ему пришлось прибегать к значительным упрощениям и генерализации, а также к частичному использованию ненадежных и неточных данных. Под этим, по-видимому, подразумеваются значительные невязки в работе с выкройками. Так или иначе, достоверно или недостоверно «спрединговая площадь» Земли была определена. Заметим, что речь здесь идет не об обязательно реально существующем спрединговом пространстве, а только лишь о пространстве, рассчитанном на основании гипотетических предпосылок и смелых экстраполяций. Эта «новая поверхность Земли перемещается к местам поглощения; большая часть которых расположена вдоль западной окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса» [1, с. 113]. Площадь спредингового пространства и протяженность зон поглощения позволяют достаточно просто (с учетом местных особенностей вращения блоков, вариаций вычисленных скоростей спрединга и т. д.) определить скорость «поглощения», которая оценивается примерно в 6—9 см в год. Этот

вывод, который Пишон считает «одним из важнейших результатов данного исследования», относится лишь к кинематическому варианту работы с выкройками (правда, с применением ЭВМ), почти нацело лишенным связи с историко-геологической и геолого-структурной основой.

Несмотря на неопределенность и невыясненность таких связей, я, когда говорю о методе кройки, совсем не хочу вложить в это выражение дискриминационный смысл. Оно просто представляется мне достаточно наглядным и образным. Мало того, мне думается, что метод кройки в кинематическом варианте вполне перспективен, с его помощью могут быть выяснены некоторые весьма интересные и общие взаимоотношения и связи линейных магнитных аномалий океана. Поэтому подобные исследования должны всячески углубляться и детализироваться, хотя и неизвестно, к каким геологическим результатам они могут в конце концов привести. С одной стороны, не исключено, что эти результаты окажутся более существенными, чем выводы о спрединге, движении плит и субдукции. С другой стороны, возможно, что при получении принципиально новой и достаточно сильной геолого-геофизической аргументации они будут подтверждать и развивать концепции плитной тектоники.

Гипотеза «литосферных плит» предполагает (и, по-видимому, вполне справедливо) постоянство размеров Земли и в этом смысле является альтернативной гипотезе расширяющейся Земли. Пишон дает геометрическое опровержение последней гипотезы. Действительно, при расширении Земли каждый ее большой круг должен был бы расширяться с одинаковой скоростью. Однако по спрединговым (палеомагнитным) реконструкциям большая часть спрединга осуществляется относительно меридиональных осей и только небольшая — вдоль широтных. Так, большой круг при Южно-Тихоокеанском центре вращения расширяется со скоростью 12—17 см в год на Восточно-Тихоокеанском поднятии или на 1700 км последние 10 млн. лет, «тогда как часть меридиональных больших кругов не должна была расширяться вовсе» [1, с. 107]. Ю. В. Чудинов с позиций «расширяющейся Земли» приводит весьма существенные возражения против «выкроечных» построений сторонников гипотезы «литосферных плит». Так, по смыслу этой гипотезы каждая литосферная плита должна обладать нарастающими и поглощающимися окраинами. Так, например, Африканская плита должна нарастать как со стороны Срединно-Атлантического, так и со стороны Срединно-Индийского хребтов. Воспользоваться «поглощающей» Альпийской зоной она не может, так как движется параллельно ей. Антарктическая плита цели-

ком окружена нарастающими границами. Предполагается, что разрастание плит может компенсироваться сдвливанием «континентальной коры» Индии и Евразии с образованием Тибета. Однако Ю. В. Чудинов показал, что компенсация разрастания Африканской и Арктической плит потребует перемещения избытков плит к северу на расстояние 7000 км (т. е. до Северного Ледовитого океана), что совершенно нереально, так как ширина Тибета всего 1500 км.

Следует признать, что контраргументы сторонников обеих гипотез достаточно убедительны. Однако противопоставление двух гипотез происходит только на уровне метода кройки. Геологическая аргументация, а равно и сущность геологических процессов остаются в стороне. Дело ограничивается только геометрическими и кинематическими манипуляциями с выкройками, да и то при необходимости с допущением большого произвола.

Метод кройки открывает огромные возможности для дискуссий между сторонниками «тектоники плит» и «расширяющейся Земли». Об этом особенно ярко свидетельствует работа Ю. В. Чудинова 1976 г. [2], представляющая собой критику первой гипотезы с позиций второй. Обе гипотезы, безусловно, принимают устанавливаемое по линейным магнитным аномалиям образование новых пространств с «корой океанического типа». Однако согласно «тектонике плит» одновременно с новообразованием литосферы в океанах равные ее объемы погружаются в глубины Земли в зонах поглощения, а согласно гипотезе «расширяющейся Земли» эта новообразованная литосфера не поглощается, а идет на расширение планеты. Общим недостатком обеих гипотез (по крайней мере, в отношении их аргументации выкройками, да и во многом другом) является их полная несогласованность с возможной неоднородностью астеносферы и с ее несплошным распространением (если, конечно, вообще считается с определяющей тектонической ролью астеносферы), так как в этом случае создается очень сложная система связей поверхностных дислокаций с их астеносферными очагами, которая никак не может быть раскрыта простым перемещением выкроек по шару даже с попутным введением малых плит и других дополнительных элементов, которые оказываются необходимыми только при признании свободного движения поверхностных земных оболочек.

Я не считаю абсурдными ни гипотезу «литосферных плит», ни гипотезу «расширяющейся Земли», так как существует некоторая вероятность, что в будущем для них могут быть предложены удовлетворительные механизмы. Однако на уровне «сражения выкройками» эти

две гипотезы весьма легко «примирить». Достаточно считать, что никакого спрединга, реконструируемого по магнитным аномалиям, вообще не существует. Отрицание спрединга зовет как бы аннигиляцию обеих гипотез. Будет ли такая аннигиляция означать бесполезность гипотез, бесплодность затраченных на них усилий? Отнюдь нет. Многочисленные идеи, разработки, открытия, методики несомненно войдут в «алмазный фонд» науки. Они-то и помогут разобраться в тех весьма сложных тектонических и историко-геологических ситуациях, которые связаны с неоднородностями оболочек Земли. Это будет решение локальных и частных задач на пути открытия настоящих общих законов геологии.

В интересах достижения «математической точности» в модели литосферных плит В. Морган [1] допускает, что каждый блок коры обладает «абсолютной жесткостью». «В пределах Тихоокеанского или любого другого блока коры, как предполагает автор, отсутствуют растягивающие усилия, инъекции крупных даек, утолщения коры или какие-либо другие нарушения, которые вызвали бы изменения расстояний между отдельными точками в этих блоках. Если данные допущения верны, то выводы автора будут согласовываться с наблюдаемыми явлениями; если оно лишь частично удовлетворяет действительности, то, по-видимому, можно будет оценить степень несоответствия, сравнивая предложенную модель с наблюдаемыми фактами» [1, с. 69—70]. Постановка вопроса очень хороша — она дает зеленый свет дискуссиям и новым исследованиям. А вот в отношении математической строгости (модели, любой абстракции и т. д.) надо заметить, что при ее достижении мы, с одной стороны, можем получить огромные преимущества, если учтем самые существенные кардинальные факты, оставив в стороне огромную массу несущественных. С другой стороны, мы можем принять существенное за несущественное; в таком случае математическая строгость будет не только бесполезна, но и вредна. В. Морган приводит ряд свидетельств «в пользу существования крупных жестких блоков коры» [1, с. 92]. «Жесткость свойственна не только континентальным, но и океаническим площадям; эта жесткость не может быть обеспечена одной тонкой земной корой, поэтому отдается предпочтение *тектосфере* мощностью около 100 км, которая должна быть способной к передаче напряжений даже равных пределу прочности» [1, с. 92]. С моей точки зрения, все это лишь вариант метода выкроек, которые также «жестки» и совершенно не отвечают более сложной природной ситуации, включающей геосинклинали различных типов и возраста, щиты, плиты, под-

нятия и т. д., образующиеся вследствие глубинных процессов более сложных и разнообразных, чем движения блоков и жестких литосферных плит.

### 3

Новый интересный вклад, в гипотезу расширяющейся Земли внес в 1981 г. Ю. В. Чудинов [3]. Ранее «выкроечную» кинематическую модель, отвечающую этой гипотезе, можно было охарактеризовать словами: «спрединг без субдукции». Теперь же Ю. В. Чудинов находит новый предполагаемый источник увеличения поверхности Земли, называемый им *эдукцией*. Эдукция противопоставляется субдукции. Если субдукция предполагает пододвигание океанического дна под островные дуги и континент, то эдукция заключается в выдавливании части материала верхней мантии из-под массивов континентальной литосферы и вытекание его в сторону расширяющихся океанов. Таким образом, формулу этого нового варианта гипотезы расширяющейся Земли можно обозначить как «спрединг плюс эдукция». Выдвижение нового варианта гипотезы сопровождается убедительной критикой представлений о субдукции, а именно: 1) сторонники субдукции «вынуждены допускать внедрение практически без деформаций в твердую мантию на глубину многих сотен километров пластины океанической литосферы с мощностью 60—70 км, т. е. в 10—20 раз меньше пути их внедрения» [3, с. 241]; 2) они допускают, что погружающиеся базальтовые пластины движутся не замедленно, что естественно должно было быть обусловлено сопротивлением среды, а ускоренно, что хотя и алогично, но позволяет объяснить появление обширных структур растяжения в виде окраинных морей (заметим, что по данным геофизических исследований и геологических съемок драгированием окраинные моря нельзя считать структурами растяжения, и поэтому как аргументацию сторонников гипотезы литосферных плит, так и критику этой аргументации мы принять не можем); 3) они утверждают, что внедрение холодной океанической литосферы не только не ведет к охлаждению окружающей мантии, но вызывает ее разогревание, с чем связывают вулканизм островных дуг и значительное повышение теплового потока. Интересны также приводимые Ю. В. Чудиновым литературные данные (работы С. А. Федотова и других) о неупорядочении распределения напряжений в сейсмофокальной зоне, что оставляет открытым вопрос о длительных однонаправленных тектонических перемещениях по ней. А это не вяжется ни с субдукцией, ни с эдукцией.

Итак, противоборство двух альтернативных гипотез продолжается. Сокрушительные удары наносятся обеими сторонами. Что касается эдукции и связанных с ней представлений об «эдукционном фундаменте» океана, то это не подтверждается, а скорее опровергается геологическими данными. Так, например, Ю. В. Чудинов пишет, что «часть измененных пород на внешних склонах желобов и прилегающих участках океана представляет собой выдвинутую при эдукции тектоническую смесь существенно меланократового состава, в различной степени дезинтегрированную и измененную» [3, с. 30]. Сказанное совершенно не вяжется с новейшими данными Б. И. Васильева о существовании на возвышенности Обручева и на ряде поднятий, примыкающих со стороны океана к Японскому желобу, таких «континентальных» пород, как гнейсы, кварциты, мраморы, различные вулканогенно-осадочные породы, средние и кислые эффузивы и их туфы, граниты, диориты. Стоит ли говорить, насколько это непохоже на выдавленный из глубин мантийный субстрат, образующий эдукционный фундамент.

Слишком уж неубедительна и такая аргументация эдукции, как горизонтальное залегание и прерывистое распространение осадков в желобах, а также соображение, что «осадки в подножьи континентального обрыва не успевают накапливаться в больших количествах, так как транспортируются вместе с эдукционным фундаментом в сторону океана» [3, с. 31—32]. Горизонтальное залегание, прерывистое распространение и малые мощности от-

ложений широко известны в разнообразных участках континентов, где нельзя предполагать никакой эдукции мантийного материала. Все это может быть связано с отсутствием проявлений активной складчатости и с особенностями рельефа. Еще более натянутым выглядит представление о «континентальных отторженцах», которые отделяются эдукционным потоком от континента и передвигаются в сторону океана. Такого рода отторженцы могли бы относиться в океан на любые расстояния, во всяком случае до тех мест, где эдукционный поток по тем или иным признакам и тем или иным образом останавливается, но «континентальные отторженцы» останавливаются значительно раньше, совсем недалеко от края континента. Причина их остановки усматривается в том, что они движутся по наклонной к континенту поверхности эдукции и при нарушении равновесия соскальзывают по этой поверхности обратно в сторону окраинных морей. Такие представления лишены доказательств и выглядят как предельно наивные.

\* \* \*

Заканчивая на этом рассмотрение идеи расширяющейся Земли, отметим, что главным звеном в ее дальнейшей разработке является выяснение (пусть гипотетическое) природы основного движущегося механизма. Только сформирование представлений о таком механизме позволит приобрести некоторую целеустремленность в осмысливании геологических фактов с позиций этой концепции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
2. Чудинов Ю. В. Модель расширения Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники». — Геотектоника, 1976, № 4.
3. Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения: о направлении движений в окраинно-океанических зонах. — Геотектоника, 1981, № 1.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
17 февраля 1982 г.

## ХРОНИКА

## ШЕСТОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ

От предыдущего V Всесоюзного совещания по геологии россыпей (1977 г.) нас отделяет совсем небольшой срок. Между тем за это время удалось завершить крупные исследования в области развития теории россыщеобразования, положительно решить многие вопросы прикладного характера и тем самым добиться значительных успехов в расширении сырьевой базы страны. Новые материалы изложены в ряде научных работ, посвященных как общим, так и частным проблемам геологии россыпей, они нашли отражение в тезисах докладов, опубликованных к началу работы VI Всесоюзного совещания, которое проходило в г. Благовещенске с 25 по 27 мая 1982 г.

В работе Совещания участвовали свыше 200 специалистов из 46 организаций Академии наук СССР, Министерств геологии СССР и РСФСР, Министерства высшего и среднего специального образования, Минцветмета СССР, Минхимпрома СССР, ГКЗ СССР.

На Совещании были обсуждены проблемы, касающиеся россыщеобразующих рудных формаций, погребенных россыпей, зональности россыпей и методики изучения россыпных месторождений. На пленарных заседаниях было заслушано 29 докладов, 52 доклада представлено демонстрационным методом. Возглавили совещание академик Ю. А. Косыгин и профессор В. Г. Моисеенко.

Совещание открыл Ю. А. Косыгин, зачитав приветствие председателя оргкомитета совещания академика Н. А. Шило — ведущего специалиста в области геологии россыпей. В приветствии отмечается, что настоятельная необходимость обсуждения широкого круга проблем геологии россыпей усиливается в связи с вовлечением в промышленное освоение новых полезных ископаемых, выгодное извлечение из россыпей которых, вследствие малой капиталоемкости и энергоемкости, приобретает особо важное значение на фоне сокращающихся энергетических ресурсов. Только правильное решение этих проблем окажет положительное влияние на сокращение средств, направляемых на поиски и подготовку месторождений к промышленному освоению. Ю. А. Косыгин отметил, что с организацией АмурКНИИ, обладающим высоким научным потенциалом (1980 г.), получен новый импульс в исследованиях в области металлогении и рудообразования, сопровождаемых разработкой комплексных критериев оценки перспектив рудоносных площадей Приамурья, установлением закономерностей размещения прежде всего золотых и оловянных руд. Ю. А. Косыгин обратился к собравшимся с настоятельным пожеланием расширить фронт исследований с целью обнаружения россыпей различных полезных ископаемых прибрежно-морского генезиса в пределах прибрежных зон и шельфа.

На пленарных заседаниях делегаты имели возможность ознакомиться с достижениями по разработкам актуальных вопросов геологии континентальных россыпей золота и олова в основном в восточных районах страны и титаново-циркониевых и редкометаллических россыпей в европейской части страны (Украина и др.).

На первом пленарном заседании (рук. Ю. А. Косыгин и В. Г. Моисеенко) были заслушаны доклады по россыщеобразующим рудным формациям (представлено к совещанию 48 сообщений, что составило 28% от общего числа поступлений). С обзорным докладом «Россыщеобразующие рудные формации» выступили И. Б. Флеров, Л. З. Быковский, С. Н. Гурвич, Н. М. Давиденко (ЦНИГРИ, ГКЗ СССР, ИМГРЭ), систематизировав рудные формации по их роли в мировых запасах и добыче отдельных видов полезных ископаемых из россыпей (с учетом россыщеобразующих свойств и частоты встречаемости рудных формаций). По их мнению, практически почти все формационные типы оруденения золота, олова, вольфрама, тантала, ниобия, титана, циркония, редких земель являются россыщеобразующими, но обладают различной продуктивностью.

В. Г. Моисеенко, В. Д. Мельников, Г. И. Неронский, В. И. Белоусов (АмурКНИИ) в докладе «О соотношении коренной и россыпной золотоносности на юге Дальнего Востока» с большой детальностью осветили золотоносные объекты — здесь учтены минералого-геохимические особенности золота россыпей для оценки места и типа коренного источника, анализ которых позволил выделить золотоносные области в Приамурье, Приморье и Приохотье. Вместе с тем, как подчеркивалось в докладе, все эти территории еще слабо оплодотворены на коренное золото.

Большой интерес вызвал доклад коллектива специалистов ТИГ ДВНЦ АН СССР (Г. И. Худяков, А. П. Кулаков, С. М. Тащи и др.) «Геоморфология основных золотоносных районов юга Дальнего Востока», посвященный особенностям размещения рудопоявлений и металлогенической специализации морфоструктур.

В докладе Ю. В. Шумилова (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР) «Литогенетические аспекты россыщеобразования» обращено внимание на необходимость внесения в известную схему россыщеобразования корректив, в основе которых должны лежать литогенетическая концепция и системный анализ взаимосвязей между вещественным составом россыщеобразующих формаций, климатом и структурно-тектоническими особенностями района.

В других выступлениях дана оценка состояния изученности россыпных месторождений и перспективы поисково-разведочных работ как в масштабе страны (Б. И. Беневольский, Мингео СССР), так и в отдельных ее регионах (В. Б. Аминев и др. — ЦНИГРИ, ПГО Полярноуралгеология; В. В. Шиханов и др. — ПГО Дальгеология; В. П. Малюшин — ПО Амурзолото и др.). С предложением по моделированию на ЭВМ эрозионного среза рудно-россыпных площадей выступили В. И. Кленов и Н. Г. Патык-Кара (МГУ, ИМГРЭ). Ю. И. Бакулин (ПГО Дальгеология) обстоятельно разобрал процесс облагораживания золота, сводящий к повышению пробы и укрупнению золота в россыпях.

Проблема «Погребенные россыпи» обсуждалась на втором пленарном заседании (рук. Е. Т. Маковкин и Ю. И. Бакулины, представлено 53 сообщения). Большое внимание к погребенным россыпям объясняется их высокой перспективностью в плане существенного наращивания сырьевой базы целого ряда полезных компонентов. Полученные материалы позволяют значительно расширить возрастной диапазон россыпей (от мела — палеогена до голоцена) и обосновать поиски новых россыпных месторождений, в том числе и новых морфогенетических типов. Учет в каждом конкретном районе особенностей климата, тектоно-геоморфологических факторов, условий дезинтеграции источников будет способствовать составлению детальных карт промышленного прогноза и ведению целенаправленных поисков (А. Г. Малтизов, В. А. Ломакин, П. Л. Чиреков — ПО Амурзолото; А. П. Ситов, В. С. Шуб — ПГО Уралгеология; О. Х. Цопанов, М. Е. Городицкий, А. Г. Беккер, П. О. Генкин — ПГО Северовостгеология; Х. Т. Туляганов, Л. З. Палей, А. Г. Лузановский — Мингео УзССР; В. Г. Нестеренко, Я. М. Грицюк, С. Р. Осинцов — ИГиГ СО АН СССР, ПГО Запсибгеология и др.).

На очередном пленарном заседании (рук. В. Г. Моисеенко) рассматривались вопросы зональности россыпей и методики их изучения (представлено 72 сообщения). А. Г. Патык-Кара (ИМГРЭ) в докладе «Зональность россыпей» остановилась на разборе главных факторов, определяющих зональность строения и состава россыпей ближнего сноса. Здесь подробно рассмотрены отраженная гипогенная, отраженная гипергенная, миграционная и геоморфологическая зональность россыпей, многоплановый анализ которой дает надежную основу для восстановления истории их формирования.

С докладом «О понятиях — локальность, зональность и эволюция россыпей» выступал Б. Б. Рыжов (ЦНИГРИ). Под эволюцией предлагается понимать изменение общей обстановки формирования россыпей во времени (эволюция россыпеобразования) и преобразование конкретных россыпей за весь срок с момента их возникновения (эволюция россыпей). Правильная расшифровка процессов эволюции позволяет предвидеть конечные результаты россыпеобразования для

разных геологических эпох и конкретных геолого-геоморфологических обстановок.

В большей или меньшей степени вопросам зональности посвящены доклады Б. М. Осоевского (Пермский ун-т), Н. З. Евзиковой (НПО Рудгеофизика), А. Г. Беккера, О. П. Петрова, В. Б. Терентьева (ПГО Севостокгеология) и др.

Методика изучения россыпей рассмотрена в докладах Н. В. Хмелевой и Ю. В. Шумилова (МГУ, СВГНИИ ДВНЦ АН СССР), С. Л. Казаринова (ПГО Севостокгеология), О. О. Минко с соавторами (ЦНИГРИ) и др. Важно заметить, что в разработках данной проблемы центральное место отводится вопросам моделирования процессов россыпеобразования, изучения типоморфизма россыпеобразующих минералов и, наконец, формирования и оценки россыпей с тонкодисперсным золотом.

На заключительном заседании были подведены итоги работы и принято решение. В констатирующей части сказано о большом фактическом материале, который был собран по погребенным россыпям золота, олова и других полезных ископаемых Дальнего Востока, Якутской АССР и других районов страны. Выявлены наиболее перспективные типы россыпей, разработаны новые критерии поисков и методы разведки.

В рекомендациях обращается внимание на необходимость дальнейшего повышения научного уровня теоретических разработок по изучению всех этапов россыпеобразования и комплексного изучения рудно-россыпных районов с учетом их геологоструктурной и геоморфологической позиции, формационной принадлежности, морфологических типов и степени эродированности коренных источников. Представляется весьма целесообразным создание в Академии наук СССР отдела (или лаборатории) по разработке теоретических основ россыпеобразования и научного прогнозирования россыпных месторождений.

Основные доклады совещания постановили опубликовать. Оргкомитет организовал тематические геологические экскурсии по Амурской области.

Следующее совещание решено провести в 1986 г.

А. Г. Аблаев, Г. И. Неронский

## ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ АКАДЕМИЧЕСКОЙ НАУКИ В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

(к созданию в 1980 г. Амурского Комплексного  
научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР)

История академической науки в Амурской области непродолжительна: ее рождение приходится на вторую половину 50-х годов, когда к началу Международного геофизического года в 1957 г. была организована Благовещенская широтная лаборатория (рук. Б. А. Орлов) Главной (Пулковской) астрономической лаборатории АН СССР. Хороший астроклимат и выгодное геофизическое расположение лаборатории благодаря значительной удаленности по долготе от большинства советских астрономических обсерваторий позволяют ей играть важную роль в службе изучения вращения Земли. Лаборатория занимается изучением движения полюсов Земли, нутации и неполярных изменений широты (в ее арсенале классические методы исследования, в перспективе — методы лазерных и доплеровских измерений). Результаты наблюдения лаборатории, направляемые в международные центры изучения вращения Земли, безусловно, повышают уровень наших

знаний о состоянии и проблемах новой глобальной тектоники.

Следующее академическое подразделение в ранге геолого-геофизической лаборатории, переименованной позднее в лабораторию геологии золота (рук. В. Г. Моисеенко), Дальневосточного филиала Сибирского отделения АН СССР было сформировано в начале 60-х годов с целью изучения металлогении области (с составлением прогнозных карт) и условий образования рудных месторождений, а также определения перспектив нефтегазоносности Зей-Бурейнской впадины.

Материалы почти 20-летнего периода исследований обсуждались на региональных совещаниях по золотосносности Дальнего Востока (1971 г.), геологии и полезным ископаемым Амурской области (1975 г.) и II Всесоюзной конференции по хозяйственному освоению зоны БАМ (1977 г.). Результаты этих совещаний учтены при обобщении сведений о минерально-сырье-

вых ресурсах центральной части осваиваемой зоны БАМ и легли в основу разработки перспективных планов геолого-разведочных работ Амурской области.

Академическое подразделение экономического профиля образуется в конце 60-х годов. В задачи лаборатории экономики (рук. И. Г. Штарберг) входило исследование вопросов организации и планирования сельскохозяйственного производства. В последующие годы были учреждены лаборатории по развитию и размещению промышленности области (1970 г.), координации проблем БАМ и социальным проблемам комплексного развития Амурской области (1977 г.), экономической оценке природных ресурсов Амурской области (1977 г.), объединенные затем в отдел экономических проблем комплексного освоения зоны БАМ.

В начале 1980 г. Президиум АН СССР принял постановление об организации Амурского комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР (рук. В. Г. Моисеенко) на базе двух научных подразделений — геологического и экономического, утвердив следующие основные направления: изучение закономерностей развития земной коры и размещения полезных ископаемых на территории Амурской области (в первую очередь в районе зоны БАМ) и изучения проблем региональной экономики хозяйственного освоения зоны БАМ.

С организацией Института новый импульс получили исследования в области металлогении и рудообразования. Существенно расширился диапазон и профиль работ. Усилия геологов здесь сконцентрированы на установлении закономерностей размещения золото- и оловорудных месторождений и разработке комплексных критериев оценки перспектив рудоносных площадей, выявлении новых рудных месторождений благородных металлов и россыпных месторождений (с установлением связей россыпей с коренными источниками) и восстановление структурных условий локализации оруденения зоны БАМ.

Для решения фундаментальных вопросов теории и рудообразования велика значимость начатых исследований состава газово-жидких включений в касситеритах ряда оловорудных месторождений, связанных с касситерит-сульфидными и касситерит-силикатными формациями.

Достижения сотрудников Института по разработкам актуальных вопросов геологии континентальных россыпей золота и олова в восточных районах страны были апробированы на прошедшем VI Всесоюзном совещании по геологии россыпей (Благовещенск, 1982 г.).

Становление стратиграфической службы в области совпало с организацией Института. В соответствии с разработанной РМСК Востока СССР (Хабаровск, 1979 г.) программой исследований на востоке Азии она начала вести лито- и биостратиграфическое изучение разрезов мезозоя и кайнозоя в пределах обширной территории Приамурья (и непосредственно в зоне трассы БАМ) с одновременной детальной проработкой материалов смежных территорий в целях совершенствования стратиграфической схемы — основы повышения качества геологических съемок и поисково-разведочных работ, сведения к минимуму погрешностей при межрегиональных корреляциях и достижения максимума достоверности во временной упорядоченности основных геологических событий Циркумпацифики.

Одновременно в Институте стали разворачиваться работы палеогеографического направления, предусматривающие освещение этапов развития структур Приамурья (с момента заложения и до ее замыкания) и установление закономерностей размещения полезных ископаемых (в их числе — углей, фосфоритов, россыпей благородных металлов). Положено начало изучению мезозойско-кайнозойских впадин в зоне сочленения Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви с Буруинским массивом, с одной стороны, и Становиком-Джугджуром — с другой.

Создание надежной минерально-сырьевой базы, способной удовлетворить в ближайшей и отдаленной перспективе потребности народного хозяйства области в различных видах минерального сырья, обуславливает необходимость разработок новых технологий обогащения руд и комплексной их переработки с учетом охраны окружающей среды. Эта задача стала уже реализовываться сформированным в Институте экспериментальным отделом.

*В. Г. Моисеенко, А. Г. Аблаев*

СТАТЬИ, ОПУБЛИКОВАННЫЕ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1982 г.

Аносов Г. И., Аргентов В. В., Утнасин В. К. Особенности глубинного строения северо-западной плиты Тихого океана.	6	(Северо-Восток СССР).	4
Аносов Г. И., Врублевский А. А., Красный М. Л. Глубинное строение желобов южной части Филиппинского моря.	2	Кириллова Г. Л. К проблеме однотипности геологического строения чехла молодых платформ и талассосинклиз.	1
Бабанский А. Д., Соловова И. П., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Происхождение известково-щелочных пород вулкана М. Семячик по данным их комплексного физико-химического исследования.	5	Коляеников Ю. А. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья.	2
Бакулин Ю. И. Основные принципы исследования геодинамических условий рудоносности (на примере Приамурья).	2	Косыгин В. Ю., Левый Н. В. Об астеносферной природе Курильской котловины и тектонике ее окрестностей по геолого-геофизическим и геодинамическим данным.	6
Белый В. Ф. Впадина озера Эльгыгытгын — метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки.	5	Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Строев П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.	1
Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.	3	Косыгин Ю. А. Ранняя стадия исследований геологии Тихого океана.	1
Варнаевский В. Г. К вопросу о глобальности импульсов тектоно-магматической активности.	2	Косыгин Ю. А., Натальин Б. А., Парфенов Л. М. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе).	3
Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов.	4	Косыгин Ю. А., Семенов Д. Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры.	4
Васильевский Н. П. Эвстатика и нетектоногенные несогласия.	5	Красилов В. А., Кундышев А. С. Смена флор в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена.	4
Ващилов Ю. Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным.	4	Краснов Е. В. К истории геологических исследований притихоокеанских областей СССР.	6
Власов Г. М. Контурные течения, проблема флиша и нефтеносность.	1	Краснов Е. В., Крапивенцева В. В. О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти (на примере Тихоокеанского региона).	4
Власов Г. М. Палеовулканологические исследования на Востоке СССР за 60 лет.	6	Красный Л. И. «Океанские земли» и микроатерки Тихого океана.	1
Власов Г. М. Природа метаморфической зональности складчатых областей.	3	Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры.	6
Воеводин В. Н. Роль магматизма в формировании вольфрамового оруденения Тихоокеанских подвижных областей.	2	Деликов Е. П., Терехов Е. П. Щелочные вулканы дна Японского моря.	2
Гайнанов А. Г. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана.	5	Лоншаков Е. А. Кайнозойские вулканогенные и вулканогенноосадочные формации Южной Камчатки.	6
Гончаров В. И. Систематика золото- и сереборудных месторождений вулканогенных поясов.	1	Лычагин П. П. Щелочные базиты Северо-Востока СССР.	6
Ефимова М. И., Соляник В. А., Пятков А. Г., Хершберг Л. Б. Минеральный состав титаномагнетитовых песков дальневосточных морей.	4	Маймин Ю. С., Старикский Ю. Г., Трофимов В. А. Новые представления о тектоническом районировании Индокитая.	3
Жегалова Г. В. Явление кинкбэндинга на Камчатке и некоторые соображения об эволюции глубинных разломов.	3	Маслов Л. А., Тузов И. К. Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных.	6
Злобин Т. К., Федорченко В. И., Петров А. В., Немченко Г. С. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным.	1	Мялов А. П., Соболев А. П. Мезозойский гранитоидный магматизм северо-востока Азии.	1
Ивашенко Р. У., Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Стрельцов М. И. О сочленении Курило-Камчатской и Алеутско-Аляскинской островных дуг в связи с палеогеодинамическими реконструкциями.	2	Мишкин М. А. Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.	3
Качанов Е. И., Гагиев М. Х., Смирнова Л. В. Новые данные о нижнедевонских и пограничных с ними отложениях Омудевского поднятия	2	Орленок В. В. Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре.	2
		Остистый Б. К., Коблов Э. Г., Брутман В. Ш., Маринский Ю. С. Проблемы прогноза нефтегазоносности акваторий дальневосточных морей СССР.	6



- Паланджян С. А., Чехов А. Д., Лаврова Л. Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка). 2
- Панских Е. А., Кулиш Л. И. Метасоматиты марганцевых скарнов. 5
- Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. I. 3
- Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. II. 4
- Пояркова З. Н., Коновалов В. П., Митрофанова Л. И., Поярков Б. В. Задачи и направления биостратиграфических исследований фанерозойских отложений Дальнего Востока и Сахалина. 5
- Приходько В. С., Бердников Н. В., Бехтольд А. Ф., Чубаров В. М. Состав и строение литосферы Северного Сихотэ-Алиня. 2
- Резанов И. А. Три возможных механизма океанизации континентальной коры. 4
- Рейнлиб Э. Л. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока. 2
- Родников А. Г., Гайнанов А. Г., Ермаков Б. В., Като Т., Ковылин В. М., Селиверстов В. А., Симamura X., Смирнов Я. Б., Строев П. А., Щукин Ю. К. Геотравес Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан. 3
- Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина. 2
- Рычагов С. Н. Вещественный состав и структурный контроль оруденения на эпитермальных рудопоявлениях Корякского нагорья. 6
- Садовский А. И. Тихоокеанский тектогенез, его распространение и возможная природа. 2
- Сапрыгин С. М. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина. 4
- Семенов Д. Ф. О своеобразии кайнозойских формационных комплексов северо-восточной окраины Азиатского континента. 2
- Сергеев К. Ф. О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор. 1
- Смирнов А. М. «Континентальные» породы Тихого океана. 4
- Сычев П. М., Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана. 6
- Тащи С. М. Дуговые магматогенные геоморфосистемы востока Евразии. 5
- Телегин А. Н., Булатов М. Г. Изучение скоростей распространения упругих волн при дифракционном преобразовании сейсмических записей. 2
- Терещенков А. А., Тузов И. К., Харахинов В. В. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий. 1
- Тильман С. М. Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана. 1
- Тузов И. К., Веселов О. В., Епанешников В. Д., Липина Е. Н. Геотермика запада Тихого океана. 3
- Тютрин И. И. О направлении нефтегазопоисковых работ на п-ове Камчатка. 6
- Уфимцев Г. Ф. Принципы и содержание тектонического анализа рельефа (опыт составления карт новейшей тектоники дальневосточного региона). 5
- Харахинов В. В., Альперович И. М., Никифоров В. М., Терещенков А. А., Тузов И. К. Строение литосферы Сахалинского региона. 4
- Хомич В. Г. Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса. 3
- Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М., Никонова Р. И. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана (новые аспекты и проблемы геодинамики). 1
- Чош Д. Р., Накаяма Т., Торймае К., Мияно М. Геологическое строение дна северо-восточной части Японского моря. 5
- Шеймович В. С. Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки. 6
- Шило Н. А. О механизме образования Солнечной системы. 6
- Шило Н. А. Титаноносные россыпеобразующие рудные формации. 5
- Шило Н. А., Косыгин Ю. А., Берсенов И. И., Журавлев А. В., Кулинич Р. Г., Сергеев К. Ф., Тузов И. К., Хведчук И. И. Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского регионов. 1
- Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и главные этапы становления континентальной земной коры. 3

## КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

- Антипов М. П., Безверхний В. Л., Карп Б. Я. Новые данные о строении осадочного чехла северной части Японского моря. 1
- Бурлин Ю. К., Архипов В. Е., Иванов М. К., Свистунов Е. П. Итоги изучения условий образования нефтегазоносных толщ в Тихоокеанском поясе. 4
- Васильев Б. И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан). 5
- Гвоздев В. И., Степанов Г. Н., Степаненко И. М. Минеральные ассоциации теллуридов на одном скарно-шеелитовом месторождении Приморья. 5
- Горяинов И. Н., Винокурова Л. С., Федоров И. П. Особенности микроконкреций Центральной котловины Тихого океана. 6
- Гуляева Т. Я. Оловосодержащий андрадит Белогорского месторождения (Приморье). 5
- Зарембский Е. П., Леснов С. В. Первая находка позднетриасовых криноидей в Нижнем Приморье. 6
- Захаров В. К., Василенко Н. Ф., Наумов Н. В. Горизонтальные деформации земной поверхности на островах Сахалин и Шикотан. 1
- Злобин Т. К. Сопоставление сеймотектонических параметров сейсмичности и распределения гипоцентров землетрясений с глубинным строением юга Курильской островной дуги. 5
- Игнатьев А. Б., Боровков В. П., Снычков А. Д., Киселев Н. Н., Полозов А. Е., Шапочка И. И. Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 3
- Казинцова Л. И., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор. 5
- Калинин А. И. Малоизвестные рудолокализующие структуры близповерхностных месторождений (на примере Охотско-Чукотского вулканогеогенного пояса). 5
- Кельмачев В. Л., Мирзеханов Г. С. Закономерности размещения эндогенного оруденения в пределах южной части Кютенского рудного узла. 6
- Кулаков Н. В., Брутман Н. Я. К вопросу о возрасте

- и происхождении мареканской свиты Приохотского прогиба. 3
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатского глубоководного желоба. 1
- Малахов В. В., Молчанов В. П. Геолого-геохимические критерии рудообразования в углеродсодержащих толщах Верхоянского комплекса. 6
- Маслов Л. А. О связи вертикальных перемещений поверхности Земли с гравитационным полем, вызванным внутренними источниками. 4
- Мельников О. А. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги. 6
- Похилайнен В. П., Симаков К. В. Метод актуализма в палеоэкологии и экостратиграфии. 4
- Ремизовский В. И. О характере *N*-размагничивания осадочных пород. 1
- Сидоров Ю. Ф., Кириллова Г. Л. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы. 3
- Черкасов Р. Ф. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения (на примере Алдано-Станового щита).

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

- Бурьянова И. З., Раткин В. В. Ценный труд по теории и практике рудной геологии. 5
- Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка первая. Общее введение. Гипотеза В. П. Мясникова и В. П. Фадеева. 2
- Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка вторая. Геодинамическая гипотеза Е. В. Артюшкова (1979). 3
- Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка третья. О концепции тектоники литосферных плит. 4

- Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка четвертая. Геотектонические гипотезы Е. Е. Милановского, А. И. Суворова. 5
- Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка пятая. Расширяющаяся Земля. Научный семинар в Хабаровске. 6
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И. О новой попытке обоснования выделения Колымского массива. 5

## ХРОНИКА

- Итоги, координация, перспективы развития геолого-географических исследований в бассейне Тихого океана. 2
- Международное совещание «Геодинамика западной части Тихого океана». 4
- Научная сессия «Постмагматические процессы в плутонических и вулканогенных породах». 4
- Петрофизические исследования при изучении геологического строения и поисках полезных ископаемых на Дальнем Востоке. 2
- Шестое всесоюзное совещание по геологии россыпей. 6
- Этапы становления академической науки в Амурской области (к созданию в 1980 г. Амурского Комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР). 6

## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

- Георгий Михайлович Власов (к 70-летию со дня рождения). 2

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукбаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*,  
*И. К. Туезов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ком. 203. Тел. 33-39-46.

Зав. редакцией *Г. С. Залыгина*

Мл. редактор *Н. В. Болдовская*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

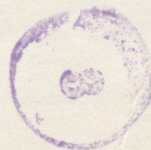
Технический редактор *А. В. Сурганова*

Корректоры *А. А. Надточий*, *В. В. Борисова*

Сдано в набор 12.08.82. Подписано к печати 09.12.82.  
МН-12084. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14,2. Уч.-изд. л. 15. Ти-  
раж 878 экз. Заказ № 284.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077,  
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.



Вышла из печати «Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе)» масштаба 1:2 000 000 на 9 листах.

Главные редакторы Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов, Л., 1982.  
Цена карты 8 руб. 15 коп.

Карта показывает размещение осадочных, вулканических, интрузивных и метаморфических формаций и комплексов формаций, характер их дислокаций, взаимоотношений друг с другом. Главное средство изображения геологических объектов (цвет) отдано не возрасту отложений или структур, а вещественному составу. Выделение формаций производилось путем группирования выделяемых на геологических картах среднего и крупного масштабов литостратиграфических подразделений и магматических комплексов на основе общности их вещественного состава и содержания главных типов горных пород. Комплексы формаций объединяют формации близкого состава и являются главными изображениями на карте тектоническими единицами. Карта сопровождается схемами: а) тектонического районирования, на которой изображены срединные массивы, разнотипные геосинклинальные складчатые системы и вулканические пояса; б) областей складчатости, построенной по возрасту главной складчатости; в) мезозойско-кайнозойских разломов.

Карта может быть использована для различных тектонических, в том числе и генетических построений, как основа для металлогенического анализа и в учебных целях.

*Заказы направляйте по адресу:  
101890 г. Москва, Кривоколенный пер., 10, Геолкнига.*