

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

№ 2, 1991

СОДЕРЖАНИЕ

| | | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Трурит П. Кордильерско-андийский и островодужный типы окраин Пацифики как эмбриональные стадии коллизийного горного пояса | 3 | Мурашко В. И., Богачев Ю. М. Зональность размещения молибденовой и золотой минерализации в Нингамском рудно-магматическом узле (Южная Якутия) | 90 |
| Косыгин В. Ю., Маслов Л. А. Геомеханическое состояние тектоносферы переходной зоны северо-запада Тихого океана | 20 | Пахомова В. А., Хетчиков Л. Н., Гвоздев В. И. О составе флюидной фазы редкометаллических гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии | 99 |
| Сеначин В. Н. Закономерности изменения плотности в океанической верхней мантии | 25 | Кириллов В. Е., Бердников Н. В. Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба | 104 |
| Туезов И. К., Епанешников В. Д. Численное моделирование нестационарного теплового поля литосферы Охотского моря | 34 | Еремин Г. Д. Новый способ определения теплового потока в океане | 109 |
| Аргентов В. В., Жигулев В. В., Киктев Ю. В., Петров А. В., Шаагин С. В. Результаты исследований методом преломленных волн ложка Филиппинского моря | 43 | <i>КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ</i> | |
| Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря | 50 | Мишкин М. А., Лаврик С. Н. Геохимические особенности метасадочных пород раннего докембрия Алданского щита и его складчатого обрамления | 116 |
| Равдоникас О. В. Флюидогеодинамическое обоснование нефтегазогеологического районирования крупных регионов (на примере северо-восточной окраины Азии) | 56 | Округин А. В., Сурнин А. А. Цоизит и гидрогроссуляр в перидотитах Уямкандинского массива Южно-Анхойской зоны | 120 |
| Эйриш Л. В. Золоторудные системы Дальнего Востока | 67 | <i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i> | |
| Наталийн Б. А., Попеко Л. И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы | 81 | Колмогоров Ю. А., Попов А. А., Колмогоров В. Ю. О рудно-магматических системах | 125 |

CONTENTS

| | | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Trurnit P. Cordillera-Andean and island-arc types of the Pacific margins as embryo stages of the collision mountain belt | 3 | Murashko V. I., Bogachyov Yu. M. Distribution zoning of molybdenum and gold mineralization in the Ningamsky ore-magmatic major zone (South Yakutia) | 90 |
| Kosygin V. Yu., Maslov L. A. Geochemical state of the tectonosphere of the transition zone, northwestern Pacific | 10 | Pakhomova V. A., Khetchikov L. N., Gvozdev V. I. Fluid phase composition of the rare-metal granites of Primorie from the investigation data on the inclusions in quartz by the cryometry method | 99 |
| Senachin V. N. General regularities of density variations in the oceanic upper mantle | 25 | Kirillov V. Ye., Berdnikov N. V. Conditions of the ore-bearing metasomatites origination, Ulkanskyy trough | 104 |
| Tueзов I. K., Yepaneshnikov V. D. Numerical modelling of the non-stationary heat flow of the Okhotsk Sea lithosphere | 34 | Yeryomin G. D. A new method of determining of the heat flow in the ocean | 109 |
| Argentov V. V., Zhigulev V. V., Kiktev Yu. V., Petrov A. V., Shalgin S. V. Results of the Philippine Sea floor investigation by the method of refracted waves | 43 | <i>BRIEF AND PRELIMINARY COMMUNICATIONS</i> | |
| Astakhov A. S. Physical-mechanical features and absolute masses of the Okhotsk Sea Holocene deposits | 50 | Mishkin M. A., Lavrik S. N. Geochemical peculiarities of the Early Precambrian metasedimentary rocks of the Aldan shield and its fold framing | 116 |
| Ravdonikas O. V. Fluid-geodynamic grounds for oil-gas geological zoning of large regions (exemplified from the Asia north-eastern margin) | 56 | Okrugin A. V., Surnin A. A. Zoisite and hydrogrossular in the peridotites, Uyamkandinsky massif of the South Anyuy zone | 120 |
| Eirish L. V. Gold-ore systems of the Far East | 67 | | |
| Natal'in B. A., Popeko L. I. The Paleozoic in the Galamsky segment, Mongol-Okhotsk fold system | 81 | | |

NOVOSIBIRSK
NAUKA
SIBERIAN BRANCH

УДК 551.24(265)

П. Трурнит

КОРДИЛЬЕРСКО-АНДИЙСКИЙ И ОСТРОВОДУЖНЫЙ ТИПЫ ОКРАИН ПАЦИФИКИ КАК ЭМБРИОНАЛЬНЫЕ СТАДИИ КОЛЛИЗИОННОГО ГОРНОГО ПОЯСА

Вращение Земли относительно центра тяжести гравитационной системы Земля — Луна — Солнце вызывает, по принципу гипоциклоидной трансмиссии, смещение нижней мантии к востоку по отношению к конвекционной системе верхняя мантия — земная кора. Тихоокеанский бассейн смещается по отношению к земной коре в восточном направлении. Вокруг земного шара эти смещения происходят один раз за 200—250 млн лет, вызывая глобальные тектонические мегациклы: океанические эвгеосинклинальные, орогенные, циклы Уилсона и др.

Континенты перемещаются на запад вокруг Тихоокеанского бассейна и, следовательно, смещаются к северу и к югу. Они сталкиваются на экваторе к западу от Тихого океана, непрерывно добавляя новые сегменты к коллизионному горному поясу. В результате этого процесса на западе пояса сосредоточиваются древние комплексы, на востоке прирастают более молодые. Начиная с перми этот пояс обвился в Северном полушарии в виде спирали вокруг кратонного ядра Лавразии примерно один и 1/3 раза.

ВВЕДЕНИЕ

Модель, представленная в данной статье, включает большинство элементов, принятых в настоящее время в тектонике плит. Однако, чтобы исключить основные несоответствия, в нее введен новый динамический аспект: смещение в восточном направлении плиты Тихоокеанского бассейна относительно земной коры [63—71]. Некоторые существующие термины трактуются по-новому. Термин «Пангея» применяется ко всей континентальной коре прошлого и настоящего. «Тетис» используется как синоним Пацифики. Циркум-тихоокеанское кольцо зон субдукции отделяет область Пацифики (Тетиса) с активными, в основном континентальными, окраинами от континентальной области Пангеи с интрапангейскими океанами (Атлантический, Красное море — Индийский океан и т. д.) с пассивными в основном окраинами. Область Пангеи, в свою очередь, подразделяется на северную Пангею (Лавразия) и южную Пангею (Гондвана) с северными и южными континентами, сосредоточенными в Северном и Южном полушариях.

Тихоокеанский бассейн смещается в восточном направлении по отношению к земной ко-

ре. В Северном полушарии на северо-востоке Пацифики кордильерский тип окраин, начиная с перми, развивается в островодужный тип. Окраины обоих типов являются ремобилизованными сегментами более древнего витка спирали коллизионного горного пояса.

В Южном полушарии, начиная с перми, континенты перемещаются по часовой стрелке приблизительно на 120°, проходя при этом через положение современной Антарктики. Андийский тип окраины юго-востока Пацифики эволюционирует от пассивного западно-африканского типа до коллизионного типа в экваториальной части запада Пацифики. Островодужные окраины юго-запада Пацифики развиваются из окраин пассивного северо-африканского — западно-антарктического типа, в которых могут сохраняться фрагменты южных частей коллизионного горного пояса. Основная часть этих фрагментов движется вокруг Тихоокеанского бассейна в виде постколлизионных тектоностратиграфических террейнов.

ре. Одновременно с этим образуется спираль коллизионного горного пояса позднего палеозоя-мезозоя-кайнозоя Северной Пангеи. Об этом свидетельствует следующее.

1. Распределение типов океанов в эволюционной последовательности океанического эвгеосинклинального цикла или цикла Уилсона [16, 77]. Они представляют собой раскрытие и закрытие океана с последующим столкновением континентальных окраин и коллизионным горообразованием (примерно 180° — стадия Красноморско-Атлантического рифтообразования с пассивными континентальными окраинами; приблизительно 180° — тихоокеанская стадия с активными континентальными окраинами; завершение — коллизионный гималайский орогенез) с востока на запад (от молодых к древним) всего 360° вокруг земного шара (рис. 1).

Во время океанического цикла рифтовые океаны типа Красного моря, Индийского океана, задуговых бассейнов юго-западной Пацифики смещаются на запад по отношению к Тихоокеанскому бассейну и образуют в итоге Северную и Южную Атлантику. То есть из-за относительного смещения Тихого океана на восток они во время их раскрытия и последующей эволюции постепенно мигрируют в Пангею

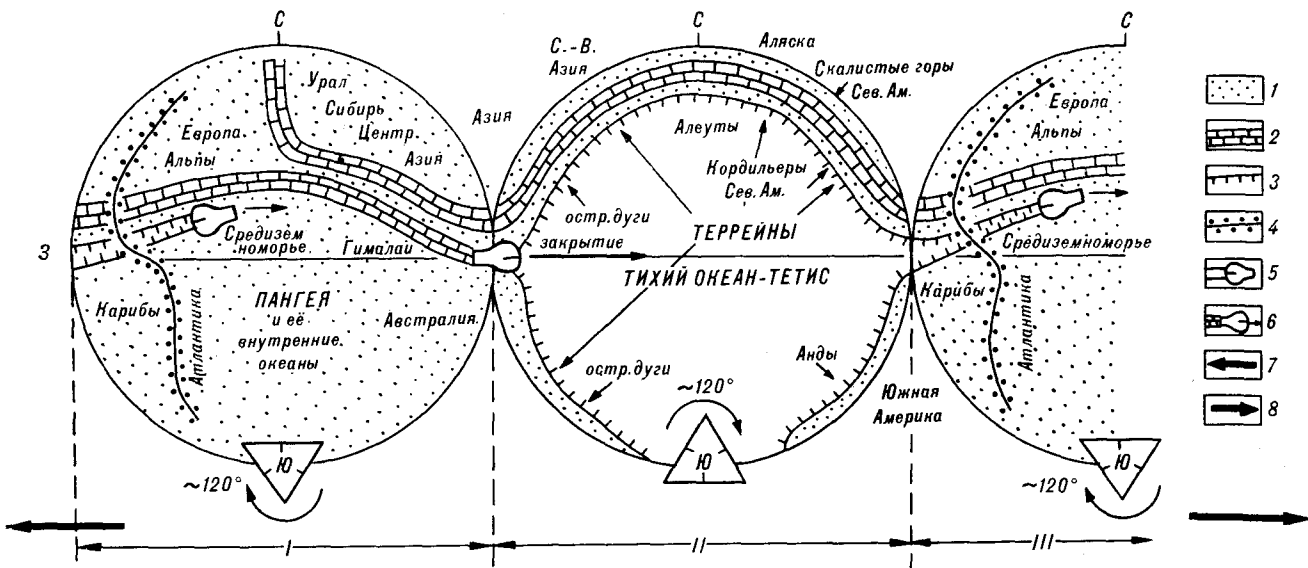


Рис. 1. «Застежка» Тетиса: образование в позднем палеозое — мезозое — кайнозое в северной Пангее субширотного спиралевидного коллизийного горного пояса по принципу застежки-молнии.

I — континентальная область Пангеи; 2 — спиралевидный коллизийный горный пояс; 3 — островные дуги, Кордильеры, Анды; 4 — зона срединна; 5, 6 — зоны раскрытия (5) и закрытия (6) океана; 7, 8 — направления смещения земной коры (7), Тихого океана — Тетиса (8). I — смещение земной коры на запад по отношению к Пацифике — Тетису; II — континент, проходящий через антарктический регион во время одного надвига Пацифики на земную кору в результате его дрейфа на восток; вращение по часовой стрелке приблизительно на 120° и раскалывание на несколько фрагментов размерами с Индией, Австралией, Антарктикой; III — смещение Пацифики — Тетиса на восток по отношению к земной коре. На рисунке иллюстрируется смещение бассейна Пацифики — Тетиса в восточном направлении по отношению к земной коре; открытие Средиземноморского и Карибского бассейнов к востоку от Пацифики (продвижение рифтообразования на восток, снос структур растяжения типа бассейнов и хребтов и изостатический подъем центральных метаморфических комплексов); непрерывный, направленный на восток, рост горного пояса к западу от Пацифики в результате последовательного столкновения континентов северного и южного полушарий по принципу застежки-молнии. После постколлизийного средиземноморского типа расширения северные окраины южных материков остаются причлененными к северным континентам в виде тектоностратиграфических террейнов. Позднее они перемещаются на север и на запад вокруг Тихоокеанского бассейна (латеральный континентальный рост). За один оборот Тихоокеанского бассейна в его восточном дрейфе континенты, оставшиеся от раскола Пангеи при прохождении через Антарктическую область, поворачиваются по часовой стрелке приблизительно на 120° . (Вид с экватора).

на запад до тех пор, пока не будут поглощены Тихоокеанским бассейном, надвигающимся с запада. Континентальная область Пангеи постоянно раскрывается у дуги Пацифики на востоке с образованием Средиземноморского и Карибского бассейнов (рифтовое распространение на восток) [3, 6, 38] и постепенно закрывается у основания Пацифики на западе (последовательная коллизия; принцип застежки-молнии) между континентами Азии и Австралии (см. рис. 1). Для отдельного континента или континентальной окраины Тихий океан появляется или «восходит» на западе и исчезает или «заходит» на востоке. Тихий океан сохраняет приблизительно свои размеры, он не сжимается. То, что теряется у основания Тихоокеанского бассейна в результате коллизии островных дуг, микроконтинентов (например, типа Новой Зеландии, Фиджи) и континентов Северного и Южного полушарий, причленяется у дуг на востоке в результате открытия бассейнов типа Средиземноморья и Карибского, перемещения Северной и Южной Америки на полюсы и объединения ряда Атлантик (рифтовых океанов). Согласно океанической стадии цикла Уилсона, движение происходит на восток с угловой скоростью Тихоокеанского бассейна.

Свойства океана постепенно переходят на восток от первичного к соседнему океану: от запада Пацифики на восток Пацифики; от востока Пацифики — к Атлантике; от Атлантики — к Красному морю — к западу Индийского океана; от запада Индийского океана к востоку Индийского океана; от востока Индийского океана к задуговым бассейнам юго-востока Пацифики.

2. Различие между пологим погружением зон субдукции на континентальных окраинах андийского типа на востоке Пацифики и их крутым погружением в районе островных дуг запада Пацифики [73].

Кора Тихого океана опускается в глубины Земли по Циркум-тихоокеанскому кольцу зон субдукции. Если допустить, что они являются частью конвекционной системы в верхней мантии, вещество коры добавляется к нижней мантии. При этом возникает постоянный дрейф в восточном направлении, обгоняющий систему верхняя мантия — кора. Предполагая, что кора Тихого океана является частью конвективной системы, захватывающей нижнюю мантию, следует ожидать наличия противотока выше границы мантия-ядро, который направлен на восток и юго-восток. Свидетельством этого явля-

ются тихоокеанские горячие точки, например, цепь Гавайских островов — Императорские подводные горы и др. Таким образом, нижняя мантия в целом, а с ней и Тихоокеанский бассейн перемещаются на восток по отношению к верхней мантии Земли, существующей только в области Пангеи, и к коре. В обоих случаях погружающаяся вниз океаническая кора проталкивается на восток. Во время открытия задуговых бассейнов, в связи с субдукцией в районе глубоководных желобов, островные дуги перемещаются на восток в сторону океана.

3. Феномен «экзотических, перемещенных, аллохтонных или тектонических террейнов» [7—9, 19, 26, 30, 48, 51]. Эти структуры впервые были установлены в Кордильерах на западе Северной Америки и позднее в остальных частях Циркум-тихоокеанского региона, за исключением западной окраины Южной Америки (см. рис. 1). Террейны обрамления Северной Пацифики в большинстве своем переместились на места своего современного местоположения из более южных районов. С помощью представляемой в настоящей статье модели тектоники плит, одной из составных частей которой является представление о смещении Тихоокеанского бассейна на восток по отношению к земной коре, существование тектоностратиграфических террейнов легко объясняется следующим образом. Континенты Южного полушария, ранее столкнувшиеся на западе Пацифики с континентами Северного полушария, должны, после надвига Тихоокеанского бассейна на земную кору в результате дрейфа на восток, вновь отделиться от северных континентов в районе формирующихся Средиземноморского и Карибского бассейнов на востоке Пацифики (язык Пацифики). Их прежние северные окраины остаются присоединенными к северным континентам в виде тектоностратиграфических террейнов (латеральный континентальный рост). Позднее они перемещаются на запад и на север вокруг Тихоокеанского бассейна (см. рис. 1), вместе с областями растяжения типа провинций бассейнов и хребтов (взламывание при растяжении, тектоническая денудация и изостатический подъем центральных метаморфических комплексов) [48, 38, 68—70, 75, 78].

4. Существование коллизионного горного пояса, начинающегося на западе Пацифики и протянувшегося через Новую Гвинею, Индонезию, горные цепи Вьетнама, Таиланда, Бирмы, Гималаи, Каракорум, Трансгималаи Тибета, Центральный и Южный Памир, Восточный Гиндукуш (неогеновая коллизия), горные цепи Южного Афганистана и Пакистана, Ирана (третичная коллизия), Альпийские горные цепи Европы (поздне меловая-палеогеновая альпийская коллизия, закрытый нео-Тетис), Кордильеры-Скалистые горы Северной Америки

(поздне меловая коллизия, ларамийская складчатость), горные хребты Аляски и Северо-Восточной Азии (хребты Брукс, Корякский, Южно-Анжуйский, Алазейский, Алойский, Черский, Верхоянский: юрско-ранне меловая коллизия, киммерийско-ранне ларамийская складчатость) и через некоторые восточно-азиатские горы: Восточный Сахалин, Центральный пояс Хоккайдо, пояс Хида на о. Хонсю (триасовая или акиоци коллизия), Сихотэ-Алинь, Монгольско-Чукотский пояс (коллизия позднего триаса, ранней юры, ранне киммерийского, индосинийского возраста), частично Юго-Восточную Азию (например, складчатый пояс Таиланда), участки Центральных Азиатских гор (системы складчатых поясов Санпан Канзи и Синкян, Наньшань, Цинь Линь Шань, Баян Хар Шань, Аньемацень Шань, Куньлунь, Каракорум, Алтын Таг, Северный Памир, Гиндукуш, Паропамиз и т. д.; триасовая индосинийская или ранне киммерийская коллизия; закрытый палео-Тетис) до Урала (пермская коллизия) [7, 8, 19, 20, 32, 34, 35, 39, 41, 55, 58—60, 62, 72, 79]. Этот пояс делится на сегменты океаническими стадиями в соответствии с океаническими эвгеосинклинальными (Уилсона) циклами, причем возраст коллизии нарастает к западу (см. рис. 1). Начиная с пермского периода, он опоясал Землю, т. е. кратонное ядро Лавразии или Северной Пангеи, в виде спирали приблизительно один и 1/3 раза (рис. 2). Для того, чтобы объяснить существование этого пояса, континенты должны перемещаться в западном направлении вокруг Тихоокеанского бассейна на севере и на юге, т. е. Тихоокеанский бассейн должен смещаться в восточном направлении между континентами Северного и Южного полушарий. Континентальная область или область Пангеи постоянно раскалывается к востоку от Пацифики в Средиземноморском и Карибском районах в результате продвижения рифта на восток. Одновременно эти бассейны закрываются на экваторе к западу от Пацифики в итоге последовательной коллизии континентов Северного и Южного полушарий. Этот процесс приводит к образованию горных систем. Поскольку процесс движется на восток, постоянно приключая к горной системе новые сегменты, они (горные сегменты) растут в восточном направлении по принципу застевки-молнии (см. рис. 1) [59]. Во время их образования отдельные сегменты коллизионного горного пояса располагались приблизительно параллельно экватору. Офиолиты в шовных зонах такого горного пояса позднего палеозоя-мезозоя-кайнозоя Северной Пангеи и всех более древних орогенных-коллизионных горных поясов должны отмечать перемещение Тихоокеанского бассейна в восточном направлении (современный Тетис, океан

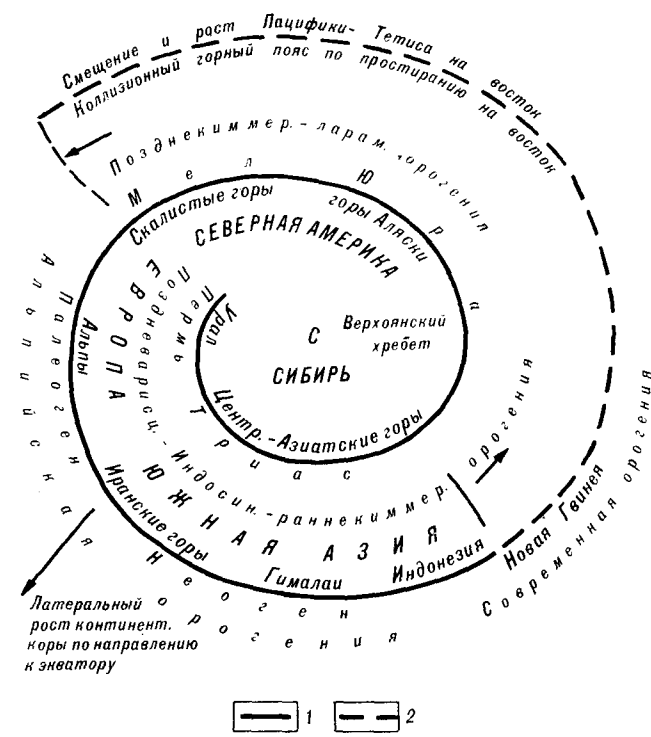


Рис. 2. Спираль коллизийного горного пояса позднего палеозоя — мезозоя — кайнозоя в пределах Северной Пангеи — Лавразии (вид с Северного полюса).

1 — горообразование прошлых геологических эпох, 2 — предполагаемое горообразование в будущем. Орогензия: несколько стадий орогенного цикла для отдельного сегмента коллизийного горного пояса (например кордильерская стадия, стадия островной дуги задугового бассейна, коллизийная стадия, постколлизийная стадия); Ороген: сегмент коллизийного горного пояса. Варисийский тип горных поясов не является орогенным поясом. Эти пояса достигли только доколлизийной стадии островной дуги — задугового бассейна.

Япетус и т. д.) [64]. В отличие от утверждения Штилле [59], которое до сих пор защищает Шван [54], две или более орогенетические фазы или коллизии континент-континент не могут быть ни широко распространены, возникнув и существуя одновременно, ни относиться к определенным непродолжительным интервалам между продолжительными эрами тектонического покоя [24, 50, 56]. Напротив, происходит непрерывное столкновение между бесконечным рядом континентов Северного и Южного полушарий на экваторе к западу от Тихоокеанского бассейна, движущегося в восточном направлении (см. рис. 1).

5. Латеральный рост континента в результате циклически повторяющихся орогенных событий, которые происходят в различное время на некоторых континентальных окраинах [22, 40, 59]. Примерами этого являются варисийская «орогензия» позднего карбона, за которой следуют позднемерзельная палеогеновая альпийская коллизия в Европе, пермская на южном Урале и несколько более поздняя в Иране, триасовая индосинийская в Центральной и

Южной Азии (закрытый палео-Тетис) и последующая гималайская в неогене (закрытый нео-Тетис), позднекембрийская-раннеордовикская коллизия Расса с последующей позднедевонской — раннекарбонной коллизией Борхгревинка в Антарктике, кембрийская Деламериян-Тьеннан и девонская Табберрабберан Восточной Австралии; позднеордовикская — раннесилурийская таконско-каледонская (закрытый океан — палео-Япетус) с последующей позднеакадской-каледонской коллизией раннего карбона (закрытый океан нео-Япетус) на востоке Северной Америки и в Западной Европе (см. рис. 2) и другие.

В процессе продвижения Тихоокеанского бассейна на земную кору в результате его дрейфа на восток некоторые циклы орогенеза или орогенные стадии могут повторяться после того, как коллизийный горный пояс или Тихоокеанский бассейн охватят Землю более одного раза.

Это относится к доколлизийному, одностороннему кордильерско-андийскому типу на востоке Тихоокеана, доколлизийному, одностороннему типу задуговых бассейнов западной Тихоокеаники, синколлизийному, двустороннему гималайскому типу на экваторе к западу от Тихоокеаники, двустороннему, постколлизийному типу между Лавразией и Гондваной или севером и югом Пангеи.

На латеральный рост континентальной коры оказывает влияние накручивание отдельных витков коллизийного горного пояса в виде спирали на кратонное ядро (например, Лавразии). Только в Азии сегменты завершившегося древнего витка и продолжающегося в современную эпоху молодого витка спирали коллизийного горного пояса позднего палеозоя — мезозоя — кайнозоя Северной Пангеи связаны друг с другом до настоящего времени (см. рис. 2).

РОЛЬ ПРИЛИВНЫХ СИЛ В ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ И ДВИЖЕНИИ ПЛИТ

Смещение Тихоокеанского бассейна в восточном направлении по отношению к земной коре требует несколько более высокой угловой скорости конвектирующей нижней мантии вокруг оси вращения мантии Земли по сравнению с угловой скоростью конвектирующей системы верхняя мантия — кора [1, 10, 12, 23, 29, 31, 33, 43, 44, 46, 74]. Это может быть связано с эксцентричным вращением Земли вокруг гравитационного центра системы Земля — Луна — Солнце, который движется на запад вокруг оси вращения Земли с угловой скоростью приливных вздутий Земли. В соответствии с принципом гипоциклоидной трансмиссии внешние окружности твердой внутренней оболочки вращаются во внутренних окружно-

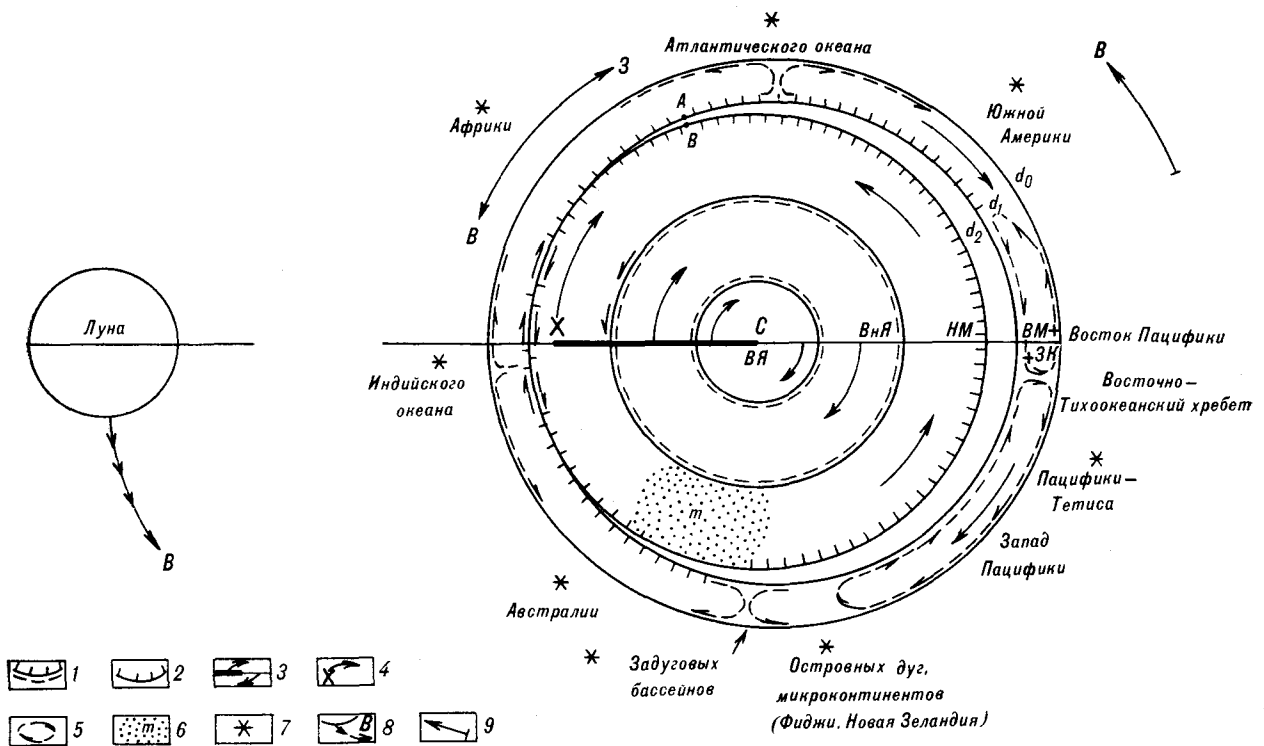


Рис. 3. Вращение Земли вокруг гравитационного центра системы Земля — Луна — Солнце по принципу гиподиклоидной трансмиссии.

1 — границы в ядре и в нижней мантии; 2 — границы в нижней и верхней мантии; 3 — западное смещение магнитного недипольного поля и современное направление вращения ядра Земли по отношению к мантии, после инверсии — обратное направление (?); 4 — гравитационный центр системы Земля — Луна,двигающийся на запад со скоростью один оборот вокруг ядра за 24,84 ч; 5 — конвекционные ячеи в верхней мантии; 6 — гипотетическая масса с более высоким удельным весом по отношению к удельному весу нижней мантии; 7 — современное положение различия структур; 8 — направление движения Луны со скоростью один оборот за 27,32166 дней (звездный месяц) вокруг вращения в восточном направлении Земли; 9 — направление вращения Земли со скоростью один оборот за 24 ч.

Другие пояснения к рисунку: $i = \frac{d_2}{d_1 - d_2}$, где i — количество оборотов Луны вокруг Земли, которые вернут точку В в точку А после одного витка продвижения на восток структуры Пацифики — Тетиса и нижней мантии относительно земной коры (и верхней мантии); d_0 — внешняя окружность Земли диаметром ~ 40 тыс. км; d_1 — внутренняя окружность верхней мантии; d_2 — внешняя окружность нижней мантии; С — север; ВЯ — внутреннее твердое ядро; ВНЯ — жидкое внешнее ядро; НМ — твердая нижняя мантия; ВМ + ЗК — твердая верхняя мантия и земная кора. Масштаб на рисунке не выдержан. Расстояние между нижней и верхней мантией принято таким, чтобы показать вращение нижней мантии по отношению к верхней мантии в западном направлении. На рисунке Земля представлена в виде гигантской гиподиклоидной трансмиссии. Объясняется смещение нижней мантии Тихоокеанского бассейна в восточном направлении и перемещение на запад геомагнитного недипольного поля по отношению к коре Земли. Показан только один из его возможных вариантов (вид с Северного полюса). Инверсии геомагнитного поля могут быть объяснены следующей серией явлений. Вслед за прекращением блокировки гиподиклоидной трансмиссии Земли вдоль зоны субдукции или вдоль границы верхней и нижней мантии и некоторым увеличением скорости вращения Земли, так, чтобы она достигла ее угловой скорости до блокировки, твердое внутреннее ядро (ВЯ) должно повернуться в экваториальной плоскости Земли вокруг оси на 180° по отношению к жидкому внешнему ядру. Окончание блокировки с последующим наклоном твердого внутреннего ядра на 180° должно сместить эту ось вокруг оси вращения Земли в восточном направлении, но не должно значительно повлиять на ориентировку оси вращения Земли в космосе. После 180-градусного поворота твердое внутреннее ядро Земли вращается быстрее (восточное перемещение геомагнитного недипольного поля по отношению к мантии и коре). Однако, инверсия не должна еще произойти ($- \times - = +$). Вращение внутреннего ядра затем постоянно замедляется вращением Земли в западном направлении вокруг гравитационного центра системы Земля — Луна — Солнце до тех пор, пока угловая скорость внутреннего ядра постепенно не станет равна нулю по отношению к внешней ядре или мантии. Вскоре после этого угловая скорость внутреннего ядра будет вновь постепенно возрастать в обратном направлении, то есть она опять начнет отставать по отношению к мантии и коре. В течение этого периода геомагнитное недипольное поле инверсируется и после этого опять будет перемещаться на запад по отношению к мантии и коре. В период, когда внутреннее ядро перемещается на восток по отношению к мантии и коре, инверсирование может возникнуть также через блокировку (см. результаты эксперимента с колесом, подвешенным на тройной кардановой подвеске: Отделение физики, Немецкий музей, Мюнхен, ФРГ).

стях твердых внешних оболочек (кинематика гиподиклоидного движения). Направление смещения внутренних оболочек по отношению к внешним противоположно направлению вращения от центра и смещению между соседними оболочками. Оно зависит от разницы между их радиусами или окружностями (рис. 3) [37, 63—71].

Структура массы m на рис. 3 является одним из возможных вариантов. Возможны другие комбинации, например, по одной массе в верхней и нижней мантии [63], одна масса в верхней мантии и две антиподных ей массы в нижней мантии [64], полное отсутствие аномальных масс, при том, что структуры гравитационных аномалий вызваны относи-

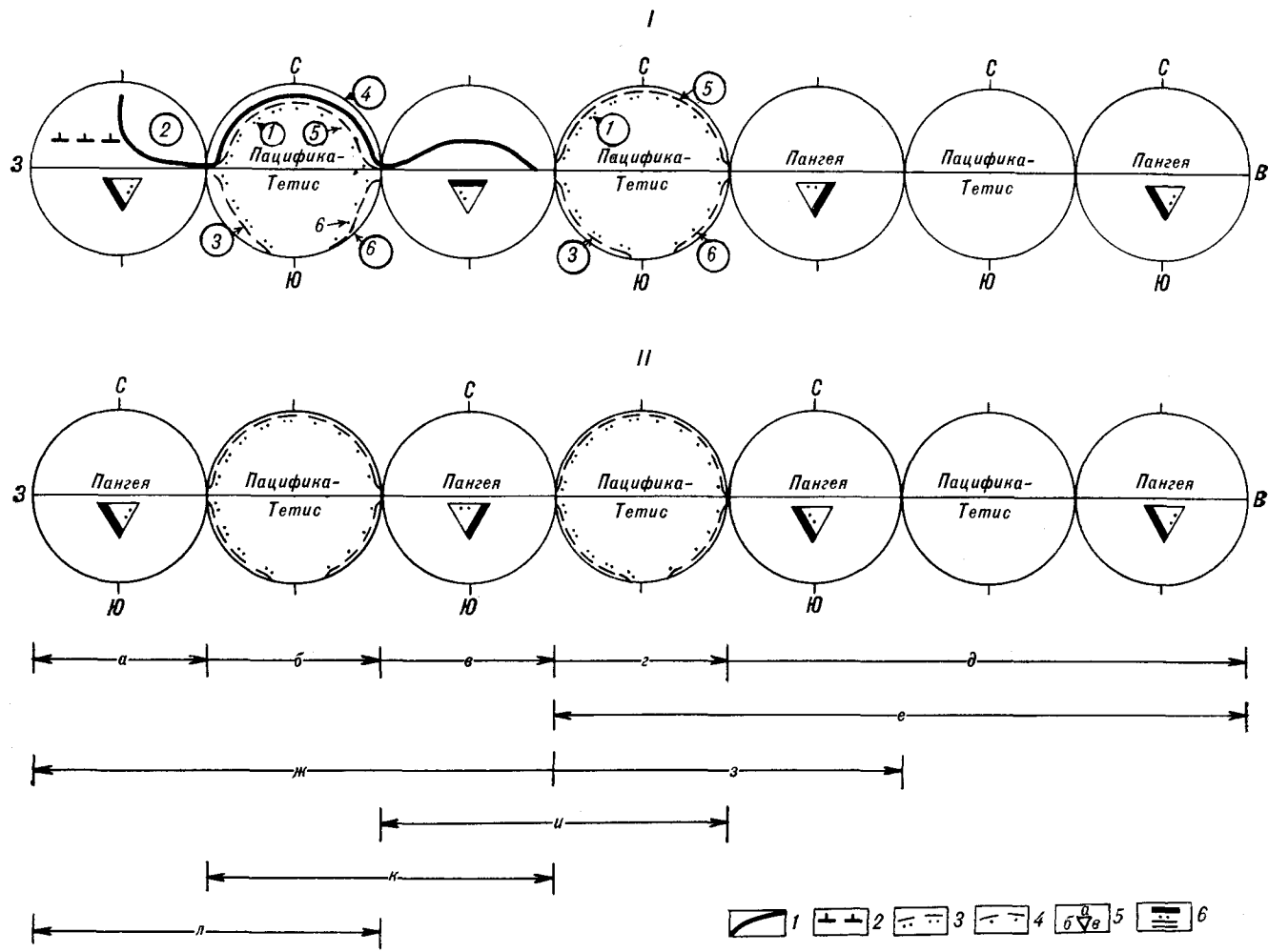


Рис. 4. Глобальные тектонические мегациклы.

1 — коллизионный горный пояс; 2 — варисциды; 3 — островные дуги; 4 — Кордильеры, Анды; 5 — типы окраин: а — североафриканский, б — западно-африканский — английский, в — восточно-африканский; 6 — изображение континентальных окраин, образовавшихся при расколе континента Пангея, позволяющее проследить изменение ориентировки континентального блока во времени. I — смещение структуры Пацифики — Тетиса и нижней мантии по отношению к земной коре на восток (омоложение с запада на восток). Цифры в кружках: 1 — островные дуги северо-запада Пацифики, 2 — Уральский коллизионный горный пояс, 3 — островные дуги юго-запада Пацифики, 4 — сегмент коллизионного пояса Скалистых гор, 5 — Кордильеры, 6 — Анды. II — смещения земной коры на запад по отношению к структуре Пацифики — Тетиса и нижней мантии (омоложение с востока на запад). а — обстановка кратона, б — ремобилизация, вновь подвижная обстановка, в — орогенная обстановка, г — обстановка сокращения, д — обстановка напряжения, е — цикл континентальных окраин или миеогеосинклинальный цикл, ж — каждое полушарие соответствует 180-градусному фазовому смещению на восток и на запад, з — океанический эвгеосинклинальный (Уилсона) цикл, и — орогенный цикл, к — цикл коллизионного горного пояса, л — кратонные циклы.

тельно стабильной конвекцией в верхней и нижней мантии.

Давно замечено, что вековое изменение геомагнитного недипольного поля смещается на запад по отношению к земной коре. Приблизительная продолжительность одного направленного на запад оборота этого поля вокруг земного шара 1500—1800 лет ($24^\circ - 20^\circ / 100$ лет или $0,24^\circ - 0,2^\circ / \text{год}$ [49]). Это соответствует эксцентричному вращению на запад жидкого тела и согласуется с западным эксцентричным вращением жидкого внешнего и твердого внутреннего ядра Земли по отношению к мантии и коре Земли.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕГАЦИКЛЫ

История земной коры Земли делится на серию 360-градусных глобальных тектонических мегациклов [22, 45, 52, 53, 61, 63—71, 76]. Мегациклы упорядочены по сериям с востока на запад от более молодых до более древних эволюционных стадий. По определению они перекрывают друг друга на 180° и продвигаются на восток с угловой скоростью Тихоокеанского бассейна (рис. 4). Рассмотрим эти мегациклы. Океанический, эвгеосинклинальный (Уилсона) — это примерно 180-градусная рифтовая стадия Красного моря и Атлантики

в основном с пассивными континентальными окраинами; примерно 180-градусная тихоокеанская стадия с 90-градусной окраиной кордильерско-андского типа к востоку от Пацифики и островодужные окраины Западной Пацифики. Завершается цикл коллизионной гималайской стадией на экваторе к западу от Пацифики (см. рис. 1). Орогенный цикл: примерно 180° тихоокеанской стадии и стадии коллизионного горного пояса в области Пангеи и цикл коллизионного горного пояса (см. рис. 1, 2). Эту серию начинает на востоке цикл континентальных окраин или миогеосинклинальный, за ним следует кратонный цикл на западе. У обоих последних типов длина и продолжительность составляют более 360°.

В период ранней истории Земли время полного оборота Тихоокеанского бассейна (Тетис) или любого из трех упомянутых ранее 360-градусных глобальных тектонических мегациклов при их продвижении на восток продолжалось приблизительно от 200 до 250 млн лет. Эти цифры получены как разница в возрасте между перекрывающимися сегментами первого более древнего витка и второго еще не завершившегося витка спирали коллизионного горного пояса позднего палеозоя — мезозоя — кайнозоя Северной Пангеи в Азии (см. рис. 1, 2, 4). Принимая период 250 млн лет, можно оценить, что скорость смещения на восток на экваторе или рост коллизионного горного пояса составляет 16 см/год.

Структура гравитационных аномалий и ундуляций геоида (эпиорогенные движения, трансгрессии, регрессии, эвстазия, вертикальная тектоника в плитах или внутри континента) должны продвигаться на восток вдоль по поверхности Земли с угловой скоростью нижней мантии, Тихоокеанского бассейна, океанических стадий циклов Уилсона и отдельных стадий других глобальных тектонических мегациклов.

Пангея состоит из всей континентальной коры прошлого и настоящего Северной и Южной Пангеи (спирали коллизионных горных поясов), которые расположены соответственно в Северном и в Южном полушариях. В результате этого, попеременно чередуясь, одна из них растет, другая разрушается. Начиная с перми, Северная Пангея (Лавразия) росла и развивалась за счет Южной Пангеи (Гондвана и Лавренция). Одновременно с этим она раскалывалась. В позднем протерозое и от раннего до среднего палеозоя (от 650 млн лет до 320 млн лет назад) Южная Пангея росла, тогда как Северная Пангея раскалывалась (рис. 5). Вероятно, история Земли должна быть разделена на чередующиеся эры роста Северной Пангеи — раскола Южной и роста

Южной — раскола Северной Пангеи (см. рис. 5). Приблизительно два соседних, не перекрывающихся между собой цикла трех 360-градусных глобальных тектонических мегациклов, два полных оборота структуры Тихоокеанского бассейна вокруг Земли на восток или примерно два витка спирали коллизионного горного пояса соответствуют одному циклу Пангеи между двумя эрами ее перестройки. Два цикла Пангеи соответствуют одному Большому ее циклу или циклу конвекции (см. рис. 4, 5). Цикл Пангеи сопоставим с 11-летним циклом солнечных пятен (магнитный солнечный цикл), Большой цикл Пангеи — с 22-летним циклом солнечных пятен, которые располагаются антисимметрично относительно экваториальной плоскости Солнца.

Области Северной и Южной Пангеи можно сравнить с двумя шестернями, вращающимися одна против другой. Однако по отношению к земной коре континенты или плиты более или менее придерживаются своей долготы, по которой они движутся по направлению к полюсу или к экватору (пендулярное движение), тогда как Тихоокеанский бассейн движется между ними на восток. Так, в системе координат, связанных с Тихоокеанским бассейном, Антарктика сдвинулась на юг с более низких широт во время мелового третичного периода вдоль долгот Южной Америки. В системе же координат, связанных с земной корой, она пришла из области, расположенной к западу от экваториального участка Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Каждая перестройка Пангеи разрывает последовательность глобальных тектонических мегациклов. Она вызывает разделение на фрагменты ранее образовавшейся спирали коллизионного пояса и вращение образовавшихся континентов и континентальных обломков (см. рис. 4, 5). Способ, каким варисийский горный пояс соединяет почти под прямым углом Уральские горы с каледонидами Аппалачей (см. рис. 4), указывает на прерывистость коллизионного горного пояса во время реорганизации Пангеи.

Позднепалеозойский сценарий развития варисийского горного пояса — это отраженный образ современной обстановки запада Пацифики с только что закончившимся образованием спирали коллизионного горного пояса Южной Пангеи. Позднеакадская коллизия происходила между Северной Америкой, Европой и Пацификой на стадии преобразования среднепалеозойского океана Япетус (с вращением коры по часовой стрелке) в позднепалеозойско-ранне-мезозойский океан Тетис с корой, вращающейся против часовой стрелки (см. рис. 5). В Южном полушарии пояс Маратон—Квачита—Аллеганы простирается с юга на север до эквато-

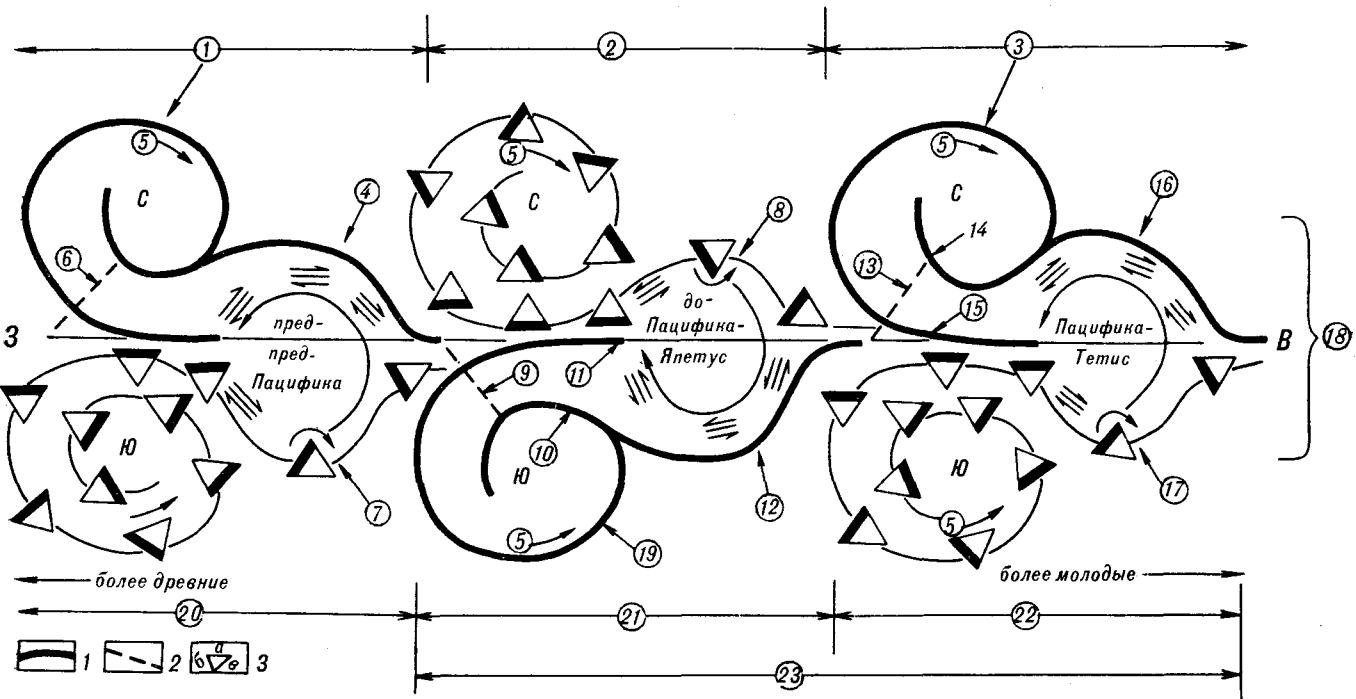


Рис. 5. Большой цикл Пангеи или конвекционный цикл.

1 — направление перемещения окраин, 2 — варисцийские горы, 3 — типы окраин: а — североафриканский, б — западно-африканский, в — восточно-африканский.

Цифры в кружках: 1 — спираль коллизионного пояса Северной палео-Пангеи (650—300 млн лет назад), 2 — эра роста южной Пангеи — раскола Северной палео-Пангеи (300—160 млн лет назад), 3 — спираль коллизионного горного пояса Северной Пангеи, 4 — вращение пред-пред-Тихоокеанской коры против часовой стрелки (правосторонний сдвиг), 5 — направление увеличения возраста, 6 — пред-пред-варисцийские горы, 7 — вращение континента по часовой стрелке в пред-предарктической обстановке, 8 — вращение континента против часовой стрелки в доантарктической (или арктической) обстановке, 9 — доварисцийские горы, 10 — закрытый палео-Япетус, 11 — закрытый нео-Япетус, 12 — вращение по часовой стрелке коры пред-Пацифика-Япетуса (левосторонний сдвиг), 13 — варисцийские горы, 14 — закрытый Палеотетис, 15 — закрытый Нео-Тетис, 16 — вращение коры Пацифики — Тетиса против часовой стрелки (правосторонний сдвиг), 17 — вращение континента в антарктической обстановке, 18 — смещение Пацифики на восток по отношению к земной коре и рост коллизионного горного пояса в этом же направлении со скоростью 16 см/год, 19 — спираль коллизионного горного пояса Южной Пангеи, 20 — эра роста Северной палео-Пангеи — раскола Южной палео-Пангеи (950—860 млн лет назад), 21 — цикл Пангеи, 22 — эра роста Северной Пангеи — раскола Южной Пангеи (300 млн лет назад и до настоящего времени цикл еще не закончился), 23 — Большой цикл Пангеи или конвекционный цикл.

ра в обстановке, сравнимой с современными островными дугами и тыловыми бассейнами северо-запада Пацифики (симметрия зеркального отражения). В северном полушарии Европейский варисцийский пояс расположен на север от экватора в обстановке, сопоставимой с современными островными дугами и задуговыми бассейнами юго-запада Пацифики (симметрия зеркального отражения). Правые сдвиги, проходящие более или менее параллельно тренду варисцийского горного пояса, возникли вследствие перемещения Лавренции в северном направлении (Северная Америка и Европа) во время позднего карбона и перми, предшествовавшего завершению коллизии между Лавренцией и Азией в Казахстане и Сибири. Это означало зарождение коллизионного горного пояса Северной Пангеи с образованием Уральских гор [79]. Европейский варисцийский пояс соединяет конец спирали коллизионного горного пояса позднеакадского сегмента Южной Пангеи с Уральским сегментом спирали коллизионного горного пояса Северной Пангеи. После образования Уральских

гор в пермском периоде Лавренция и Азия вращались в Северном полушарии по часовой стрелке.

ПЕНДУЛЯРНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ВРАЩЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Во время одного полного прохождения Тихоокеанского бассейна в результате дрейфа на восток континенты в областях их роста и разлома Пангеи перемещаются по-разному. Их окраины проходят через разные последовательности плитотектонических обстановок.

В области роста Пангеи в Северном полушарии, начиная с перми, континенты всегда обращаются к экватору или Пацифике своей окраиной коллизионного горного пояса. В противном случае коллизионный горный пояс не образовался бы. Так как континенты перемещаются вокруг Тихоокеанского бассейна на север, то они подвержены пендулярным движениям. Пендулярные движения — это чередующиеся вращения по часовой стрелке и против нее с движениями между высокими и

низкими широтами. Континент в обстановке Европы — Северной Америки вращается по часовой стрелке после открытия Северной Атлантики, Средиземного и Карибского морей. Континент в обстановке Аляски—Северо-Восточной Азии вращается против часовой стрелки. Это вращение противоположно вращению в период роста Южной Пангеи в Южном полушарии. Начиная с перми, окраины кордильерского типа северо-востока Пацифики преобразуются в окраины островодужного типа северо-запада Пацифики. В юре—мелу те и другие становятся вновь подвижными сегментами более древнего витка спирали коллизионного горного пояса Северной Пангеи. Позднеюрская односторонняя невадская «орогения» юго-запада Северной Америки представляет собой эмбриональную доколлизийную кордильерскую стадию и островодужную стадию типа северо-запада Пацифики. Она опережает двустороннюю, позднемеловую коллизию на экваторе к западу от позднемезозойских Пацифики — Тетиса. Из-за пендулярных движений континентов при росте Пангеи восточное побережье Северной Америки (в отличие от принятых сейчас реконструкций Пангеи) не должно было соединяться с северо-западным побережьем Африки. Оставшиеся от роста Пангеи две окраины континента пассивны и характеризуются обстановками типа арктической и североатлантической.

В области разрушения Пангеи (начиная с перми, это было Южное полушарие) континенты также подвержены пендулярным движениям между высокими и низкими широтами. Кроме того, при прохождении через Антарктику они испытали вращение примерно на 120° по часовой стрелке во время разрушения Южной Пангеи (от перми до наших дней (см. рис. 1, 5)) и против часовой стрелки при разрушении Северной Пангеи, происшедшем в Северном полушарии в позднем протерозое и от раннего до среднего палеозоя (см. рис. 5). Относительные движения между плитой и соседними плитами в Антарктической обстановке в современную эпоху разрушения Южной Пангеи являются левосторонними, а в эпоху разрушения Северной Пангеи — правосторонними [11, 25, 33, 46]. Начиная с перми, андийский тип окраины востока Пацифики эволюционирует от пассивного западноафриканского типа к новогвинейскому коллизионному типу окраины на экваторе к западу от Пацифики. Он не проходит через обстановку островных дуг юго-запада Пацифики. Окраины островодужного типа юго-запада Пацифики возникают из пассивного североафриканского западно-антарктического типа. Они могут включать фрагменты, оставшиеся от южных частей коллизионного горного пояса (на-

пример, Атласа, Карибских Анд, части Северных Анд, Колумбии, Венесуэлы, запада Антарктики, Новой Зеландии). Основные же части этого пояса перемещаются вокруг Тихоокеанского бассейна в виде тектоностратиграфических террейнов на севере вместе с коллизионным горным поясом.

РАЗРУШЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

В процессе одного надвига Тихоокеанского бассейна на восток в Южно-Американской и Антарктической обстановке континент южно-американского типа раскалывается на несколько фрагментов (см. рис. 1): например, Южная Пангея — на Лаврентию, Западную Гондвану и Восточную Гондвану, Восточная Гондвана — на Индию, Австралию и Антарктику, Западная Гондвана на Южную Америку и Африку, Южная Америка в будущем — на Фаерленд-Фолкленд, Бразильский континент и континент Гвиана, Африка в будущем — на континенты Южная, Восточная и Западная Африка. Общепринятым и очевидным доказательством этого является отчленение Южной Америки от Африки в раннем мелу и Австралии от Антарктики в раннетретичный период. Отдельно от перечисленных расколов одна из трех окраин Пангеи дважды во время одного цикла надвижения Тихоокеанского бассейна на земную кору причленялась к континенту (см. рис. 1, 4). Первый раз это произошло во время отделения североамериканской окраины от коллизионного горного пояса в Средиземноморской обстановке. Основные части названной окраины в виде тектоностратиграфических террейнов остаются причлененными к горному поясу Пангеи, за счет чего происходит упоминаемый выше рост континента. Только остатки этого пояса входят во вновь образовавшуюся пассивную окраину североафриканского типа (Атлас, Карибские Анды, Западная Антарктика). Другим районом, где наблюдался этот процесс, является в настоящее время окраина островодужного типа Восточной Австралии — юго-запада Пацифики, ранее — окраины североафриканского типа, например, Новая Зеландия. Вместе с островными дугами и микроконтинентами юго-запада Пацифики большинство остатков древнего витка коллизионного горного пояса в конечном итоге соединяются с новым, более молодым витком пояса. Островные дуги и микроконтиненты юго-западной Пацифики подталкиваются следующим континентом на север в горный пояс на экваторе к западу от Пацифики (в эпоху роста Южной Пангеи — на юг): структуры Восточной Африки — Индией, структуры Индии — Австралией, структуры Австралии — Антарктикой и т. д.

Если осколок древнего витка спирали коллизионного горного пояса не войдет в новый виток спирали, он становится экзотическим блоком складчатого пояса на пассивной окраине восточно-африканского типа. (Примерами этого являются капский складчатый пояс Южной Африки — передовой пояс индосинийского орогена, Сьерра де ля Вентана в Аргентине). Он будет находиться здесь до тех пор, пока окраины вновь не столкнутся на экваторе к западу от Пацифики. Перестройка Пангеи может осложнить дальнейшую эволюцию орогенного фрагмента до следующего этапа коллизии.

ЦИКЛ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ИЛИ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЦИКЛ

Менее чем треть всех континентальных окраин становятся активными и сталкиваются на экваторе к западу от Пацифики во время одного океанического эвгеосинклинального цикла (цикла Уилсона) (см. рис. 1, 4). Вместе с их миогесинклинальными осадками, покрывающими океаническую кору на континентальном склоне, они вовлекаются в цикл континентальных окраин или миогесинклинальный (см. рис. 4). В зависимости от плитотектонической обстановки нового рифтового или открывающегося океана существует множество возможностей для продолжения цикла континентальных окраин. Вообще надо отличать цикл континентальных окраин, связанных с ростом Пангеи, от цикла континентальных окраин континента, которые являются частью расколовшейся Пангеи.

В области роста Пангеи современного Северного полушария (см. рис. 1, 5) одна из трех окраин континентов, вновь образовавшаяся пассивная окраина северосредиземноморского типа, вскоре превращается в окраину активного западно-североамериканского/кордильерского типа. Формирование активной окраины сопровождается активной эрозией и изостатическим подъемом комплексов метаморфического ядра в областях типа провинции Бассейнов и Хребтов. Последняя затем развивается в окраину островодужного типа северо-запада Пацифики — микроконтинент восточно-азиатского типа — прежде, чем опять не соединится с коллизионным горным поясом на экваторе к западу от Пацифики. На протяжении этого периода эта окраина обращена либо к экватору, либо к Тихому океану. Оставшиеся две окраины, в силу пендулярных движений между арктическим и североатлантическим типами обстановок, остаются пассивными до следующей эпохи перестройки Пангеи.

В области раскола Пангеи, расположенной в современном Южном полушарии (см. рис. 1, 4, 5), только одна из трех континентальных окраин во время рассматриваемого продвижения Тихоокеанского бассейна превратится в активную окраину с зоной субдукции андийского типа. Это пассивная западно-африканская окраина. Две оставшиеся: северо- и восточно-африканского типа — все еще сохраняют свое пассивное состояние.

Пассивной окраине, которая возникла на трансантарктическом рифте Уэдделла—Росса или в обстановке задуговых бассейнов юго-запада Пацифики, потребуется 2—2,5 океанических эвгеосинклинальных циклов (циклов Уилсона), 360-градусных глобальных тектонических мегациклов или оборотов Тихоокеанского бассейна для завершения ее цикла континентальной окраины в коллизионном горном поясе на экваторе к западу от Пацифики. Если пассивная окраина типа современных южных континентов оказалась вовлечена в перестройку Пангеи прежде, чем стать активной, вполне возможно, что эта окраина останется в обстановке типа арктической или североатлантической. В Северном полушарии такая картина характерна для периода роста Северной Пангеи, в Южном — для периода роста Южной Пангеи. Примером этого может являться современная западная окраина Северной Америки в период позднего протерозоя и от раннего до среднего палеозоя в Южном полушарии (рис. 6). Такая окраина будет оставаться в пассивном состоянии до завершения цикла Пангеи, до следующей возможности, которая может возникнуть после очередной перестройки Пангеи, продолжить прерванный процесс коллизии на экваторе к западу от Пацифики. Если рассматриваемая окраина будет вовлечена в активную стадию реорганизации Пангеи, она будет включена в варисцийский тип горного пояса (односторонний Марафон—Квачита—Аллеганский пояс и Европейский варисцийский пояс, образованные в обстановках западно-тихоокеанской островной дуги, микроконтинента, задугового бассейна).

ЦИКЛ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ИЛИ ОФИОЛИТОВЫЙ ЦИКЛ

Значительная часть океанической коры существует самое большое в течении одного океанического эвгеосинклинального (Уилсона) цикла (см. рис. 1,4) (200—250 млн лет) между ее формированием вдоль зон спрединга и исчезновением в зонах субдукции. Только небольшой процент океанической коры будет

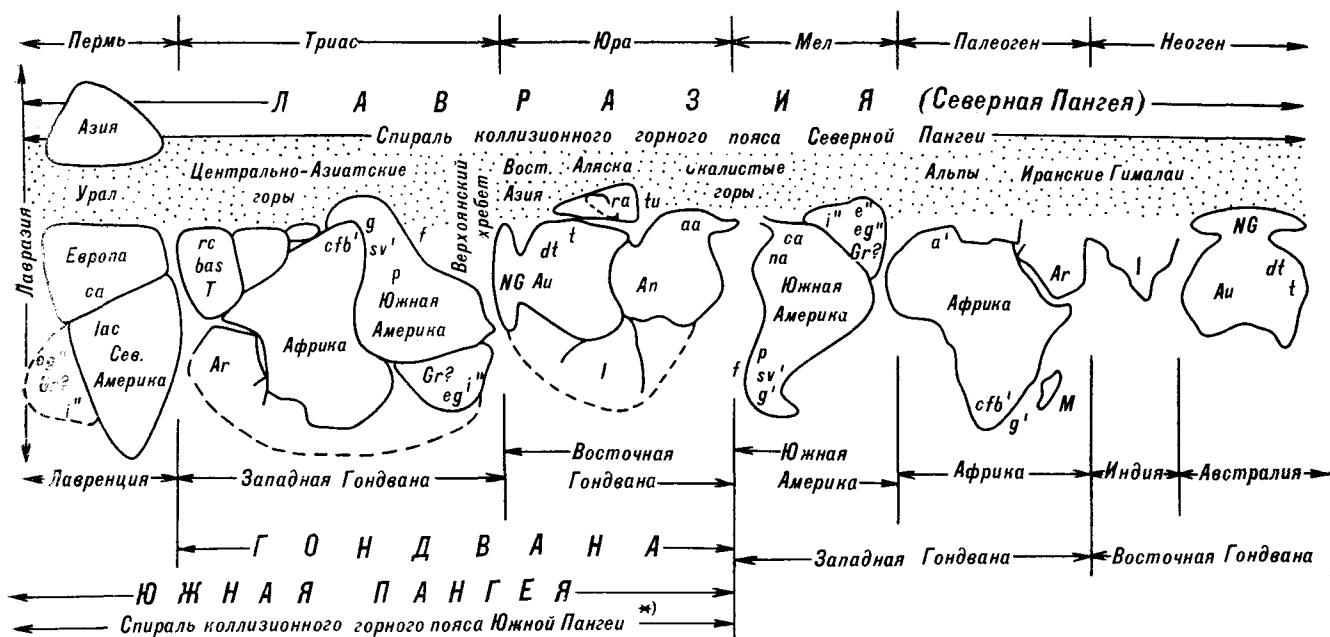


Рис. 6. Ориентация и упорядоченное размещение континентов и их фрагментов к югу от коллизионного горного пояса Северной Пангеи в позднем палеозое (начиная с перми) — мезозое — кайнозое. Ориентация и последовательность континентов и континентальных фрагментов к югу от коллизионного горного пояса позднего палеозоя (начиная с перми) — мезозоя — кайнозоя, сформировавшиеся в результате коллизии, произошедшими между северными и южными континентами на экваторе к западу от перемещающегося на восток Тихоокеанского бассейна — бассейна Тетис (последовательное столкновение) и до нового разделения к востоку от Пацифики в Средиземноморском и Карибском регионах (рифтовое продвижение на восток, вид с экватора из полушария Пангеи).

Круп — спираль коллизионного горного пояса Северной Пангеи позднего палеозоя — мезозоя — кайнозоя. Южная Пангея располагалась в позднем карбоне — перми, Гондвана — в мезозое; ориентация и местоположение континентов Гондваны сохранились частично до юры. Обозначения орогенных коллизионных горных поясов Южной Пангеи: bas — Байкальско-Ассинтская орогенная (поздний протерозой), p — орогенная Пампа (ранний кембрий), at — даламерийская — тьеннанская орогенная (средний кембрий), go — орогенная Росс (поздний кембрий — ранний ордовик), ta-sa — таонская-каледонская орогенная (поздний ордовик — ранний силур), gc — реусская — каледонская орогенная (силур), f — орогенная фаматина (поздний силур — ранний девон), t — табераберанская орогенная (средний девон), tu — орогенная тухуа (средний — поздний девон), b — борхгревинская орогенная (поздний девон — ранний карбон), las — позднекаледонская орогенная (?) (ранний карбон), alu — маратон-квачита-аллегенианское и европейское варисцийское горообразование (поздний карбон). Обозначения фрагментов коллизионного горного пояса Северной Пангеи, окружающих Пацифику — Тетис, вместе с южными континентами: cfb — капский складчатый пояс (g — гондванская орогенная, пермь — триас), sv — орогенная Сьера де ля Ветана (триас), ta — орогенная Рангитата (поздняя юра), aa — андийская орогенная западной Антарктики (поздняя юра), pa + sa — орогенная Северных и Карибских Анд (поздний мел) a — альпийская орогенная Атласских гор (поздний мел — палеоген), Гренландия: eg — Восточно-Гренландский складчатый пояс (поздний силур — ранний девон), I' — Иннуитская орогенная (ранний девон — ранний карбон), e' — Еурекская орогенная (поздний мел — палеоген). Гренландия и Канадские арктические острова могли относиться либо к Западной Гондване, либо к Лаврэнции. T — Тибет, Иран и др.; Ch — Южный Китай и др.; M — Мадагаскар, A — Аравия, Gg — Гренландия (включая Канадские Арктические острова), NZ — Новая Зеландия, NG — Новая Гвинея, Au — Австралия, Ap — Антарктика, I — Индия.

включен в виде офиолитов в коллизионный горный пояс на экваторе к западу от Пацифики. Однако, океаническая кора не просто проходит через океанический цикл. Она подвергается преобразованиям в цикле океанической коры, эвгеосинклиальному процессу или офиолитовому циклу. В напряженные интервалы этого цикла океаническая кора присоединяется к пассивным окраинам континентов. Она подвергается циклу континентальных окраин и, если располагается в области раскола Пангеи, совершает поворот на 120° в южной части Южной Америки и Антарктики в процессе восточного продвижения Тихоокеанского бассейна и, наконец, попадает в обстановку, где западно-африканский тип превращается в андийский. Вдоль окраин внутри Пангейских океанов (Атлантический, Индий-

ский океаны, Красное море и др.) океаническая кора в области раскола Пангеи погружается последовательно в зоны субдукции антийского, сандвичева и индонезийского типов и, став частью Тихоокеанской коры, преобразуется из окраин западно-африканского типа в окраину андийского типа. В том случае, если преобразование происходит динамично, связь между окраиной пассивного западно-африканского типа и океанической корой слабеет или разрывается [15—17, 21, 47]. Окончательное погружение океанической коры происходит в зонах субдукции андийского типа. Свидетельством этого является серия плитотектонических обстановок: восток Австралии, восток Индии — восток Африки, восток Южной Америки, север Антарктики — юг Атлантического и Индийского океанов, за-

пад Австралии, запад Индии — запад Африки, запад Южной Америки (см. рис. 1, 4, 5). В оставшихся зонах субдукции Циркум-Пацифики будет погружаться океаническая кора, которая образовалась к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия. В области роста Пангеи океаническая кора, не погрузившаяся в области Пацифики (северо-запад Атлантики, Арктический океан), будет погружаться в зонах субдукции антильского типа, характеризующихся большей протяженностью, чем современная зона. Она будет погружаться также в арктической обстановке — в зонах субдукции верхоянского и южно-анюйского типов, которые в настоящее время не существуют. Таким образом, цикл океанической коры и эвгеосинклинальных отложений или офиолитовый цикл вклинивается между океаническим эвгеосинклинальным (Уилсона), континентальными окраинами и миогеосинклинальным циклами. По протяженности он связан с океаническим циклом, по последовательности плитотектонических обстановок — с циклом континентальных окраин.

В тех случаях, когда западно-африканский тип окраины в процессе его преобразования в активный андийский тип не просто ослабевает, а преобразуется настолько, что островные дуги окраин антильского и южно-сандвичевого типа сталкиваются с ним [5], океаническая кора океанов Пангеи и Пацифики, вероятно, проходит через независимые или относительно независимые конвекционные циклы. В таком случае для гиподиплоидной трансмиссии (см. рис. 3) не требуются специальные массы в нижней мантии и образование Тихоокеанской коры может даже быть связана с веществом нижней мантии, застывающим на поверхности Земли в своей собственной конвекционной ячейке. В этом случае у коры вращающейся Тихоокеанской плиты (во время роста Северной Пангеи — от перми до настоящего времени — направление вращения против часовой стрелки, во время роста Южной Пангеи — от позднего протерозоя и раннего палеозоя до среднего палеозоя — по часовой стрелке (см. рис. 5)) должен быть противоток над границей ядра — нижняя мантия. Об этом свидетельствуют Гавайские острова, Императорские подводные горы и другие следы горячих точек в Тихом океане. Эта модель охватывает и такие явления, как перескоки спрединговой активности от Восточно-Тихоокеанского поднятия к новому или более молодому спрединговому хребту, расположенному восточнее, а также последующее постепенное затухание активности спрединга вдоль древнего поднятия, расположенного к западу от современного активного поднятия (Срединно-Тихоокеанских гор (?) — остров Лайн (?)).

Восстановление Гондваны и Южной Пангеи; позднепротерозойская, ранне-среднепалеозойская спираль коллизионного горного пояса Южной Пангеи

Континенты и континентальные осколки Индии, Австралии — Новой Гвинеи, Новой Зеландии с окружающими их плато и Антарктикой образовали в мезозое мегаконтинент Восточная Гондвана (рис. 6). Он раскололся на отдельные фрагменты в позднемеловое — третичное время при прохождении через тектонические обстановки южной части Южной Америки и Антарктики (см. рис. 1). Между Южной Америкой и Восточной Гондваной находился прото-Южно-Атлантический океан (современное Восточно-Тихоокеанское поднятие, позднее занявшее место протго-Срединно-Атлантического хребта). Прото-Северная Атлантика (если она вообще существовала) должна была слиться с Северными Кордильерами — Скалистыми горами западной части территории Соединенных Штатов и с Арктическим регионом (линия реки Колумбия (?)). В течение раннего мезозоя существовал мегаконтинент Западная Гондвана (Южная Америка — Гренландия (?)) — Африка — Аравийский полуостров). Вдоль восточного побережья Африки к нему примыкали континентальные фрагменты Мадагаскара, Китая, Тибета и т. д. Два последних после триас-индосинийской коллизии примкнули к Азии или, точнее, к Казахстану, Сибири. Между Западной и Восточной Гондваной находилась пре-пре-Южная Атлантика. Пре-пре-Северная Атлантика слилась с Верхоянскими и Южно-Анюйскими горами Северо-Востока Азии вокруг Колымского блока опускания Гондваны [7, 8] и с Арктическим регионом (см. рис. 6).

Для правильного воссоздания мезозойской Гондваны, Южной Пангеи от позднего протерозоя и раннего палеозоя до среднего палеозоя и соответствующей спирали коллизионного горного пояса (рис. 7) следует соблюдать следующие правила: 1) коллизионный горный пояс Южной Пангеи должен постепенно стареть с востока на запад; 2) более молодой виток спирали коллизионного горного пояса должен быть обращен к экватору, более древний — к Южному полюсу; 3) коллизионный горный пояс на протяжении всего периода роста Южной Пангеи должен быть параллелен экватору или находиться в Южном полушарии вдоль палеозойского Тихого океана или океана Япетус; 4) приблизительно треугольные континенты Южной Пангеи и Гондваны в процессе каждого витка, проходимо Тихоокеанским бассейном или Тетисом при их дрейфе на восток во время прохождения через антарктическую

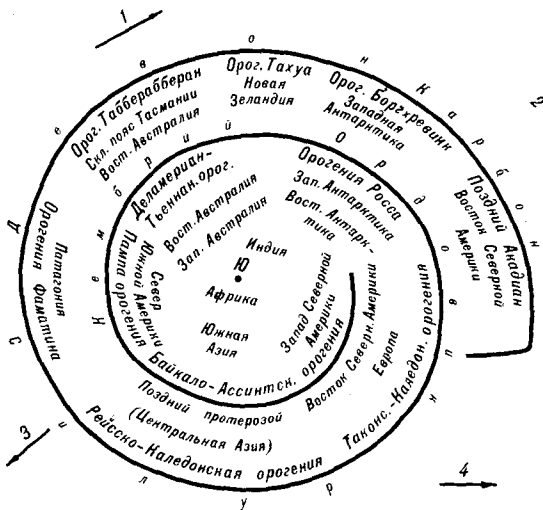


Рис. 7. Спираль коллизионного горного пояса позднего протерозоя, раннего — среднего палеозоя Южной Пангеи (вид с южного полюса).

1 — смещение и рост по простиранию на восток со скоростью 16 см/год горного пояса Пацифики — Тетиса; 2 — варисцидские горы: переходный орогенный пояс, ведущий к спирали коллизионного горного пояса позднего палеозоя — мезозоя — кайнозоя Северной Пангеи, формирующий также в настоящее время; 3 — латеральный рост континентальной коры по направлению к экватору; 4 — марафон-квачита-аллеганский и европейский варисцидский складчатый пояс.

область в мезозое — кайнозое, должны поворачиваться по часовой стрелке приблизительно на 120° . Для правильного воссоздания Гондваны и Южной Пангеи с ее спиралью коллизионного горного пояса (см. рис. 1, 6, 7) следует осуществить обратный поворот мегаконтинентов, континентов и континентальных осколков к их раннемезозойской и палеозойской ориентации.

Из-за вращений мегаконтинентов Западной и Восточной Гондваны и их фрагментов в мезозое, а также перемещения Лавренции в северном направлении (Северная Америка и Европа) в позднем карбоне и перми в этой новой реконструкции Пангеи и Гондваны удается только один раз совместить границы Южной Америки и Антарктики с Западной Антарктикой (Арктический полуостров) и с северо-западом Южной Америки через позднеюрский-меловой сегмент коллизионного горного пояса Северной Пангеи.

Аппалачский каледонский орогенный пояс является тем фрагментом двухвитковой спирали коллизионного горного пояса Южной Пангеи, который перемещался на север вместе с Северной Америкой и Европой в позднем карбоне и столкнулся с Азией (Сибирь — Казахстан) в пермском периоде. При этом образовались Уральские горы, явившиеся первым сегментом коллизионного горного пояса Северной Пангеи и ядром будущей Северной Пангеи — Лавразии (см. рис. 1, 2, 4—6). Оставшиеся мегаконтиненты Западной

и Восточной Гондваны сталкивались с ядром Лавразии вплоть до поздней юры — раннего мела. Они перенесли значительную, в основном молодую, часть оставшейся спирали коллизионного горного пояса Южной Пангеи к более древнему, центрально-азиатскому витку спирали горного пояса Северной Пангеи. Это была раннекиммерийская-индосинийская коллизия, прошедшая через северо-восток Азии, Аляску, западное побережье Канады и к югу, приблизительно до параллели р. Колумбия на западе Соединенных штатов Америки (киммерийско-раннеларамийская коллизия). Следующим континентом, в позднем мелу (позднекиммерийско-ларамийская коллизия) сталкивающимися с Лавразией или Северной Пангеей на экваторе к западу от Тихого океана (Тетиса), стала Южная Америка. Это был первый континент, который не столкнулся с окраиной, содержащей осколки коллизионного горного пояса Южной Пангеи (см. рис. 6). Часть фрагментов спирали горного пояса Южной Пангеи, которые сохранились до настоящего времени вместе с континентальными Гондваны в Южном полушарии, вскоре объединятся через островные дуги юго-запада Тихого океана и микроконтиненты в более молодой виток спирали коллизионного горного пояса Северной Пангеи (см. рис. 6, 7).

Каледонско-Аппалачский орогенный пояс не образовался в результате закрытия прото-Атлантического океана [77], а представляет собой фрагмент двухвитковой спирали позднепротерозойско-среднепалеозойского горного пояса Южной Пангеи. Он отмечает след мигрирующей к востоку в позднем протерозое — среднем палеозое структуры Тихого океана или океана Япетус (см. рис. 7). В этом фрагменте из спирали коллизионного горного пояса Южной Пангеи палео-Япетус закрылся в результате позднеордовикско-раннесилурийской таконской коллизии, нео-Япетус — позднекаменноугольно-позднекаледонской коллизии. У палео- и нео-Япетуса есть свои мезозойские эквиваленты в палео- и нео-Тетисе.

Устанавливается следующая последовательность коллизий (пароксизмы орогении), образовавших отдельные сегменты воссозданной спирали коллизионного горного пояса Южной Пангеи (см. рис. 6, 7), с бывшего востока на бывший запад и от более молодых к более древним виткам: позднекаледонская (Аппалачи — Каледониды востока Северной Америки и запада Европы: ранний карбон); Борхгревинк (Антарктика: поздний девон — ранний карбон), Тухуа (Новая Зеландия: девон), Табуерабберан (восток Австралии: девон), Фаматина (Патагония, южно-американские Южные Анды: поздний силур — ранний де-

песс. Глобальные тектонические мегациклы в прошлом проходили быстрее, а в будущем будут длиться дольше, до тех пор, пока не прекратятся совсем.

Расширенная модель тектонических плит, представленная в статье, показывает, что на протяжении всей истории Земли континентальные окраины и океаны всегда проходили через сходные серии плитотектонических обстановок между их рождением в рифте и исчезновением в зоне коллизии на экваторе к западу от мигрирующего в восточном направлении Тихоокеанского бассейна. Упорядоченное расположение современных океанических типов, пассивных и активных континентальных окраин и альпийского коллизионного горного пояса между Восточной Азией и Европой, которое представляет направленную на восток последовательность постепенного развития и взросления (геосинклинальная модель), является актуалистическим сценарием до-, син- и постколлизионной эволюции более древних коллизионных горных поясов исчезнувших океанов и континентальных окраин прошлого.

Оказывается, что история Земли делится на чередующиеся эры роста Северной Пангеи и раскола Южной, эры роста Южной и раскола Северной Пангеи. В области роста Пангеи коллизионный горный пояс, непрерывно формирующийся вслед за перемещающимся на восток Тихоокеанским бассейном, обвивается вокруг кратонного ядра в виде спирали. Таким образом он воздействует на латеральный рост континентальной коры, циклическое повторение орогенных стадий для отдельных континентальных окраин и глобальных тектонических мегациклов (океанического эвгеосинклинального или Уилсона, континентальных окраин или миогеосинклинального, орогенного, коллизионного горного пояса, цикла океанической коры, эвгеосинклинальных отло-

жений или офиолитового и кратонных циклов).

Сдвиговые смещения, возникающие вдоль тренда спирали коллизионного горного пояса в области Пангеи и на окраинах поворачивающейся плиты Пацифики; образование доколлизионных западно-тихоокеанских островных дуг и микроконтинентов и агломерация последних на экваторе к западу от Пацифики в коллизионные горные пояса роста Пангеи; наличие континентальных фрагментов, отколовшихся после коллизии в Средиземноморской и Карибской тектонических обстановках к востоку от Пацифики от развернутых к экватору окраин древней раскалывающейся Пангеи и ее древней спирали коллизионного горного пояса, которые затем объединились в виде тектоностратиграфических террейнов в новую спираль горного пояса Пангеи, показывают, что структура большей части континентальной коры (не рассматривая платформенные отложения, еще не подвергшиеся орогенной деформации) представляет собой величайшую загадку.

Дискуссии с многочисленными коллегами помогли доработать статью. Профессор И. К. Туезов из Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР любезно согласился осуществить перевод английского варианта статьи на русский язык и сделать ее анализ.

Автор желал бы выразить признательность профессору Г. С. Амштутцу (Хайдельберг, ФРГ), доктору Дж. Лижковскому (Сосновик, Польша), профессору доктору Е. Мартинез-Гарсия (Овиедо, Испания), профессору доктору П. Шмидту-Томэ (Икинг около Мюнхена, ФРГ), профессору доктору Е. Зайбольту (Фрайберг, ФРГ), которые поддержали его советом, конструктивной критикой и помощью в осуществлении этого исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Динариев О. Ю., Леонтьев И. А., Мосолов А. Б. Динамика несинхронного вращения слоев Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1986.— № 10.— С. 86—90.
2. Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B. The Upper Precambrian of South America // Bol. Inst. Geosci.— 1976.— USP 7.— P. 45—80.
3. Aubouin J., Debeltmas J., Latreille M. (eds.) Geology of the Alpine chains born of the Tethys.— Mém. BRGM 115, Orleans, France, 1980.
4. Baumann L., Leeder O., Weber W. (eds.). Beiträge zur Arkogenese; Tectonik, Magmatismus, Lagerstättenbildung.— Freiburger Forschungshefte C 398, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1985.
5. Burke K., Kidd W. S. F., Bradley L. Do Atlantic-type margins convert directly to Andean margins? // 27-th ann. meeting Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs 1984.— 1984.— V. 16, N 6, N 52598.— P. 459.
6. Cello G. Structure and deformation processes in the Strait of Sicily "rift zone" // Tectonophys.— 1987.— V. 141, N 1/3.— P. 237—247.
7. Churkin M., Trexler J. H. Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic // Nairn A. E. M., Churkin M., Stehli F. G. (eds.). The ocean basins and margins 5: The Arctic Ocean.— Plenum Press, New York, London, 1981.— P. 1—20.
8. Churkin M., Whitney J. W., Rogers J. F. The North American-Siberian connection, a mosaic of cratonic fragments in a matrix of oceanic terranes // Howell D. G. (ed.). Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region. Circum-Pacific Conference for Energy and Mineral Resources.— Houston, Texas, U. S. A., 1985.— P. 79—84.
9. Coney P. J., Jones D. L., Monger J. W. E. Cordilleran suspect terranes // Nature.— 1980.— V. 288, N 5789.— P. 329—333.
10. Cullen J. D. Tidal friction as a possible factor in continental drift // Comments on earth sciences: geophysics.— 1973.— V. 3, N 6.— P. 181—184.

11. Dalziel I. W. D. The Scotia Arc: an international geological laboratory // Episodes.—1984.—V. 7, N 3.—P. 8—13.
12. Danes Z. F. Mainstream mantle convection: a geological analysis of plate motion // Am. Assoc. Petrol. Geol.—1973.—V. 57, N 2.—P. 410—411.
13. Dennis J. G. Orogeny.—Benchmark Papers in Geology 62, Hutchinson Ross Publ. Co., Stroudsburg, Pa., U. S. A., 1982.
14. Dewey J. F. Continental margins: a model for the conversion of Atlantic type to Andean type // Earth and Planet. Sci. Letters.—1969.—N 6.—P. 189—197.
15. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res.—1970.—V. 75, N 14.—P. 2625—2647.
16. Dewey J. F., Burke K. Hot spots and continental breakup: implications for collisional orogeny // Geology.—1974.—N 2.—P. 57—60.
17. Dietz R. S. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building // J. Geol.—1963.—N 71.—P. 314—333.
18. Froidevaux C. Basin and range large-scale tectonics: constraints from gravity and reflection seismology // J. Geophys. Res.—1986.—V. 91, B 3.—P. 3625—3632.
19. Fujita K., Newberry J. T. Accretionary terranes and tectonic evolution of Northern Siberia // Hashimoto M., Uyeda S. (eds.) Accretion tectonics in the circum-Pacific regions.—Terra Sci. Publ., Tokyo, 1983.—P. 43—57.
20. Gansser A. Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und den Alpen: Ein Vergleich // Eclogae Geol. Helv.—1973.—N 66.—P. 23—40.
21. Garfunkel Z. Growth, shrinking, and long-term evolution of plates and their implication for the flow pattern in the mantle // J. Geophys. Res.—1975.—V. 80, N 32.—P. 4425—4432.
22. Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space // Amer. J. Sci.—1960.—N 258.—P. 1—35.
23. Gilliland W. N. Extension of the theory of zonal rotation to explain global fracturing // Nature.—1964.—V. 202, N 4939.—P. 1276—1278.
24. Gilluly J. Distribution of mountain building in geological time // Bull. Geol. Soc. Amer.—1949.—N 60.—P. 561—590.
25. Halbouty M. T., Reinemund J. A., Terman M. J. Plate tectonic map of the circum-Pacific Region; Pacific Basin sheet 1: 20 Mio.—Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okl. U. S. A., 1982.
26. Hallam A. Evidence of displaced terranes from Permian to Jurassic faunas around the Pacific margins // J. Geol. Soc.—1986.—V. 143, N 1.—P. 209—216.
27. Howell D. G., Jones D. L., Schermer E. R. Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific Region: Explanatory notes to accompany the map "Preliminary tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific Region 1: 17 Mio".—Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okl., U. S. A., 1985.
28. Jardetzky W. S. Convection and zonal rotation in celestial bodies // Transact. New York Acad. Sci.—1952.—Ser. 2, N 114.—P. 273—276.
29. Jayko A. S., Blake M. C., Harms T. Attenuation of the Coast Range ophiolite by extensional faulting, and nature of the Coast Range "thrust", California // Tectonics.—1987.—V. 6, N 4.—P. 475—488.
30. Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J., Monger J. W. H. Recognition character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in Western North America // Hashimoto M., Uyeda S. (eds.) Accretion tectonics in the circum-Pacific Regions.—Terra Sci. Co., Tokyo, 1983.—P. 21—35.
31. Jordan T. H. Some comments on tidal drag as a mechanism for driving plate motion // J. Geophys. Res.—1974.—V. 79, N 14.—P. 2141—2142.
32. Khain V. E. The Alpine-Mediterranean fold belt of the U. S. S. R // Episodes.—1984.—V. 7, N 3.—P. 20—29.
33. Knopoff L., Leeds A. Lithospheric moment and the deceleration of the Earth // Nature.—1972.—N 237.—P. 93—95.
34. Kosygin Y. A., Parfenov L. M. Tectonics of the Soviet Far East // Nairn A. E. M., Churkin M., Stehli F. G. (eds.) The ocean basins and margins 5: The Arctic Ocean.—Plenum Press, New York, London, 1981.—P. 377—412.
35. Kovalenko V. I., Kuzmin M. I., Antipin V. S. Mesozoic magmatism and the Mongolian-Okhotsk belt and its possible geodynamic interpretation // Internat. Geology Rev.—1984.—N 26.—P. 1021—1035.
36. Kröner A. Precambrian mobile belts in Southern and Eastern Africa—Ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics // Tectonophys.—1977.—N 40.—P. 101—135.
37. Lehmann M. Berechnung der Kräfte im Trochoiden—Getriebe // Antriebstechnik.—1979.—V. 18, N 2.—P. 613—616.
38. Lister G. S., Banga G., Feenstra A. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece // Geology.—1987.—V. 12, N 4.—P. 221—225.
39. Mattauer M., Matte P., Malavieille J. et al. Tectonics of the Qinling belt: Builtup and evolution of Eastern Asia // Nature.—1985.—V. 317, N 6037.—P. 496—500.
40. Meissner R. The continental crust. A geophysical approach.—Internat. Geophysics Series 34, Academic Press, Orlando, San Diego, New York, Austin, London, Montreal, Sydney, Tokyo, Toronto, 1986.
41. Mitchell A. H. G. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE-Asia, the Himalayas and Tibet // J. Geol. Soc.—1981.—N 138.—P. 109—122.
42. Moody J. D., Hill M. J. Wrench fault tectonics // Geol. Soc. Amer. Bull.—1956.—V. 67, N 9.—P. 1207—1246.
43. Moore G. W. Pump-like tidal driving of plate tectonics // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.—1975.—V. 59, N 6.—P. 1020—1021.
44. Nadai A. Stress and strain in the outer solid shell of the Earth // Trans. Amer. Geophys. Union.—1952.—V. 33, N 2.—P. 247—276.
45. Nance R. D., Worsley T. R., Moody J. B. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes // Geology.—1986.—V. 14, N 6.—P. 514—518.
46. Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream mantle convection: a geological analysis of plate motion // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.—1972.—N 56.—P. 226—246.
47. Officer C. B., Drake C. L. Gravitational circulation in the upper mantle: implications for crustal and mantle evolution // Tectonophys.—1985.—N 120.—P. 1—19.
48. Parfenov L. M., Natal'in B. A. Mesozoic tectonic evolution of North-eastern Asia // Ibid.—1986.—V. 127, N 3/4.—P. 291—304.
49. Runcorn S. K. The role of the core in irregular fluctuations of the Earth's rotation and the excitation of the Chandler wobble // Philos. Trans. Roy. Soc. London A306.—1982.—P. 235—246.
50. Ruttan L. M. R. Frequency and periodicity of orogenic movements // Geol. Soc. Amer. Bull.—1949.—N 60.—P. 1755—1770.
51. Saleeby J. B. Accretionary tectonics of the North American Cordillera // Ann. Rev. Earth Planet. Sci.—1983.—N 11.—P. 45—73.
52. Salop L. J. Geological evolution of the Earth during the Precambrian.—Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1983.

53. *Schmidt K., Baumann L.* Zur Zyklizität der geotektonischen Entwicklung.—Freiberger Forschungshefte, C 398, Beiträge zur Arkogenese, Tektonik, Magmatismus und Lagerstättenbildung, 1985.—P. 79—87.
54. *Schwan W.* Development of the Earth's lithosphere with respect to facts of plate tectonics, geosynclinal evolution and orogenic revolution.—Proc. 27th Int. Geol. Congr. Moscow 22, VNU Science Press, Moscow, 1984.—P. 101—125.
55. *Sengör A. M. C.* Eduard Suess' relations to the pre-1950 schools of thought in global tectonics // Geol. Rundschau.—1982.—V. 71, N 2.—P. 381—420.
56. *Sengör A. M. C.* The dual nature of the Alpine-Himalayan system: progress, problems and prospects // Tectonophys.—1986.—V. 127, N 3/4.—P. 177—195.
57. *Shackleton R. M.* Precambrian collision tectonics in Africa // Coward M. P., Ries A. C. (eds.). Collision tectonics.—Geol. Soc. London Spec. Publ. 19.—Blackwell Sci. Publ., Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 1986.—P. 329—349.
58. *Stauffer P.* Unraveling the mosaic of Paleozoic crustal blocks in Southeast Asia // Geol. Rundschau.—1983.—V. 72, N 3.—P. 1061—1080.
59. *Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik.—Gebr. Borntraeger, Berlin, 1924.
60. *Stöcklin J.* Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia // Mem. h. ser. Soc. geol. France.—1977.—N 8.—P. 333—358.
61. *Sutton J.* Long-term cycles in the evolution of the continents // Nature.—1963.—N 198.—P. 731—735.
62. *Tapponier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia // Coward M. P., Ries A. C. (eds.). Collision tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ. 19, Blackwell Sci. Publ., Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 1986.—P. 115—157.
63. *Trurnit T. P.* Mineral deposits in relation to the global tectonic megacycles // Wauschkuhn A., Kluth C., Zimmermann R. A. (eds.). Syngeneses and epigenesis in the formation of mineral deposits.—Springer, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1984.—P. 62—91.
64. *Trurnit T. P.* Do ophiolites in the suture zones of collisional mountain belts mark the track of the eastward drifting shape of the Pacific/Tethys? // Ofioliti.—1984.—V. 9, N 3.—P. 716—720.
65. *Trurnit T. P.* Has the Iapetus Ocean been a proto-Atlantic or a proto-Pacific? // 4th meeting of the European Geol. Societies (MEGS 4) in Edinburgh, abstracts, 1985.—P. 81—84.
66. *Trurnit T. P.* Longitudinally orientated first order convective cycles in the upper mantle-crust system // 76th ann. meeting of Geol. Vereinigung in Giessen, F. R. G., abstracts, 1986.—P. 78—80.
67. *Trurnit T. P.* Tracing the Pacific trail // Terra Cognita.—1986.—V. 6, N 1.—P. 128.
68. *Trurnit T. P.* Are Cordilleran/Andes-type margins East of the Pacific forerunners of Wets Pacific island arc-type margins and are both types embryonic states of the collisional mountain belt forming West of the Pacific? // 16th Pacific Sci. Congress in Seoul, South Korea, abstracts, 1987.—P. 234.
69. *Trurnit T. P.* Eastward displacement of the shape of the Pacific and of the ocean states of the Wilson Cycle in relation to the Earth's crust and its implications for ore formation // 5th meeting of the European Geol. Societies (MEGS 5) in Dubrovnik, Yugoslavia, abstracts, 1987.—P. 90—92.
70. *Trurnit T. P.* The pre-, syn- and post-collisional evolution of tectonostratigraphic terranes with special reference to the Iapetus Ocean or Paleo-Pacific suture.—Trabajos de Geologia 17, in print.—1987.
71. *Trurnit T. P.* Growth and breakup of supercontinents and evolution of oceans and continental margins during the global tectonic megacycles // Geojournal.—1988.—V. 17, N 1.
72. *Tuevov I. K.* Asthenosphere of Asia-Pacific active margin and adjacent parts of Asia and the Pacific Ocean // 16th Pacific Sci. Congress in Seoul, South Korea, abstracts, 1987.—P. 237.
73. *Uyeda S.* Subduction zones and back arc basins: a review // Geol. Rundschau.—1981.—V. 70, N 2.—P. 552—569.
74. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res.—1979.—V. 84, N 3.—P. 1049—1061.
75. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen // Nature.—1981.—V. 291, N 5817.—P. 645—648.
76. *Williams G. E.* (ed.) Megacycles. Long-term episodicity in Earth and planetary history.—Benchmark Papers in Geology, Hutchinson Ross Publ. Co., Stroudsburg, Pa., U. S. A., 1981.
77. *Wilson J. T.* Did the Atlantic close and then re-open? // Nature.—1966.—V. 211.—P. 276—281.
78. *Wust S. L.* Regional correlation of extension in Cordilleran metamorphic core complexes // Geology.—1986.—V. 14, N 10.—P. 828—830.
79. *Zonenshain L. P., Korinevsky V. G., Kazmin V. G. et al.* Plate tectonic model of the South Urals development // Tectonophys.—1984.—N 109.—P. 95—135.

Федеральный институт геологических
наук и природных ресурсов
Ганновер, ФРГ

Поступила в редакцию
30 мая 1988 г.

В. Ю. КОСЫГИН, Л. А. МАСЛОВ

**ГЕОМЕХАНИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА**

Анализируются различные представления о напряженно-деформированном состоянии тектоносферы переходных зон северо-запада Тихого океана. Показано, что наряду с сейсмологическими, реологическими, а также теоретическими исследованиями на моделях, информация о геохимическом состоянии среды мо-

жет быть получена и из анализа внешнего гравитационного поля. В качестве примера такого исследования приведен анализ напряженно-деформированного состояния тектоносферы Курило-Камчатской переходной зоны.

Исследование напряженно-деформированного состояния тектоносферы переходных зон северо-запада Тихого океана является одним из актуальных вопросов геодинамики. Основные данные по этой проблеме были получены советскими, японскими и американскими сейсмологами на основе анализа механизма очагов сильных землетрясений [1, 5, 6, 22, 23, 27]. Несмотря на некоторые различия в методических приемах обработки и интерпретации сейсмологического материала были выявлены следующие общие закономерности в распределении напряжений в очагах землетрясений переходных зон:

1. Для очагов неглубоких землетрясений (глубина до 100 км) характерно преобладание субгоризонтальных напряжений сжатия, ориентированных поперечно простиранию основных структурных элементов переходных зон. Эпицентры таких землетрясений в плане приурочены, как правило, к островным склонам желобов.

2. Для очагов промежуточных землетрясений (глубины от 100 до 300 км), а также для глубоких землетрясений отмечаются напряжения различной ориентации в пространстве (какие-либо преимущественные направления напряжений отсутствуют). Эпицентры таких землетрясений приурочены, как правило, к островным дугам и глубоководным котловинам окраинных морей.

Предположения американских сейсмологов [24] о том, что действия напряжений растяжения или сжатия в очагах промежуточных и глубоких землетрясений преимущественно ориентированы по падению погружающейся литосферной плиты (сейсмофокальной зоны), хорошо подтверждаются на примере Южно-Американской зоны перехода [6, 24], где отмечается пологое погружение сейсмофокаль-

ной зоны. Однако, для переходной зоны северо-запада Тихого океана это далеко не так [5, 6]. Здесь, как упоминалось выше, какие-либо преимущественные направления в ориентации напряжений отсутствуют.

По вопросу о том, какие напряжения (поперечного сжатия или растяжения) преобладают в тектоносфере желобов, существуют весьма разноречивые мнения. Так, в самых ранних работах [25, 28] для объяснения характерного распределения гравитационных аномалий переходных зон привлекалась так называемая модель тектогена, согласно которой структуры желобов и сопряженных с ними окраинных валов и островных дуг формировались в условиях поперечного сжатия. Следует отметить также надвиговую модель желоба, согласно которой последний образуется в результате надвига континентальной литосферы на океаническую [3].

Позднее, в конце 40-х — начале 50-х гг., в связи с появлением первых сейсмических работ, выполненных на акватории Тихого океана методами МОВ, МПВ, а затем и НСП [5], представления о желобах как о структурах сжатия изменились на противоположные. Так, уступы дна и акустического фундамента на бортах желобов, связываемые с нормальными сбросами, а также спокойное залегание слабо-дислоцированных рыхлых осадков в осевой части желобов указывают на их происхождение как структуры растяжения [15, 20]. Существует также модель желоба как рампового грабена, сформировавшегося в условиях сжатия [14, 17].

Относительно напряженно-деформированного состояния тектоносферы островных дуг также имеются различные представления. В ранних работах, как уже отмечалось, островные дуги

рассматривались как структуры сжатия, выраженные в виде краевого поднятия на одном из бортов тектогена [25]. Кроме того, предполагалась возможность образования островных дуг в результате скупивания земной коры в узких линейных зонах (с увеличением ее мощности) под действием поперечного сжатия [26]. К. Ф. Сергеев [17] на основании анализа геолого-геофизических данных на Курильской островной дуге пришел к выводу, что последняя была сформирована в результате бокового сжатия литосферы. Несколько в стороне от этих гипотез стоит гипотеза гравитационной дифференциации П. М. Сычева [19], согласно которой островная дуга возникает в результате вертикального подъема к поверхности легких мантийных дифференциатов. В гипотезе не рассматриваются возникающие в результате подъема к поверхности легкого вещества горизонтальные деформации и напряжения. В рамках теории тектоники плит островные дуги представляются структурами, возникающими в условиях поперечного сжатия на границе континентальной и океанической литосферных плит. Эти представления подтверждаются данными В. Н. Аверьяновой по расчетам сейсмодислокаций в очагах землетрясений Курильской островной дуги [1].

Однако совместный анализ механизмов очагов землетрясений под Камчаткой и результатов экспериментального моделирования напряженно-деформированного состояния тектоносферы, проведенный в монографии В. Н. Шарпова с соавторами [21], показал, что в верхах тектоносферы (глубины до 100 км) под Камчаткой преобладают субгоризонтальные напряжения поперечного (простирацию полуострова) растяжения. На глубинах же более 100 км начинают преобладать напряжения поперечного сжатия.

Расчеты Е. В. Артюшкова [2] показали, что островные дуги и выступы аномальной мантии под ними (глубины тектоносферы до 100 км) будут стремиться «растечься» в горизонтальном направлении вкост простирация дуг. Такой процесс возникает вследствие стремления к выравниванию избытка потенциальной энергии, накопленного в островных дугах и их «корнях», а также в выступах разуплотненной аномальной мантии под ними. Таким образом, согласно Е. В. Артюшкову, должны возникать добавочные растягивающие напряжения в верхней части тектоносферы островных дуг. Однако напряжения растяжения в островных дугах будут возникать лишь в том случае, если примыкающие к ним области тектоносферы будут иметь возможность раздвигаться под действием сил «растекания» в островных дугах хотя бы в одну сторону. Такую ситуацию мы имеем для Курило-Камчатской дуги, северной (субмери-

дионального простираия) части Японской островной дуги и Идзу-Марианской островной системы. Для этих островных дуг, расположенных субпараллельно зонам погружения океанической литосферной плиты, имеется возможность отодвигания прилегающей к ним с востока литосферы за счет миграции в этом направлении зон погружения литосферных плит (желобов). Процесс миграции желобов в сторону океана, дающий возможность раздвигаться в этом направлении литосфере, примыкающей к островным дугам, обеспечивается на настоящее время тем обстоятельством, что погружающаяся литосферная плита в этих регионах еще не достигла края подстилающей ее линзы аномальной мантии [8, 10—13] и, в связи с этим, зона погружения ее в мантию имеет возможность мигрировать в сторону океана. Однако в некоторых случаях может создаться значительный упор на стыке океанической и континентальной плит, который будет препятствовать «растеканию» дуги, что обеспечит преобладание напряжений поперечного сжатия в последней. Сложный характер распределения напряжений возникает в районах резкого изменения простираия дуг [2]. Такую ситуацию мы имеем, в частности, для участка Японской островной дуги, расположенного в районе 35° северной широты, где субмеридиональное простираие о. Хонсю резко изменяется на юго-западное.

Глубоководные котловины окраинных морей располагаются, как правило, над асейсмичными объемами тектоносферы. Здесь если и отмечаются сколько-нибудь существенные землетрясения, то очаги их располагаются на большой глубине (более 200 км) в пределах сейсмофокальной зоны. Поэтому анализ напряженно-деформированного состояния тектоносферы под глубоководными котловинами окраинных морей (для глубин менее 200 км) методами сейсмологии здесь практически не применим. Повышенный тепловой поток в пределах глубоководных котловин окраинных морей, отрицательная мантийная гравитационная аномалия, приподнятый (относительно океанического) уровень дна котловин, а также результаты плотностного моделирования вдоль геотравверсов, их пересекающих [8, 10—13] свидетельствуют о наличии под глубоководными котловинами крупных аномально разуплотненных разогретых объемов мантии.

В плотностных моделях тектоносферы этим объемам мантии отвечают относительно приближенные к дневной поверхности выступы астеносферного слоя. Эти выступы будут стремиться «растечься» в горизонтальном направлении, вовлекая (благодаря вязкому трению) в состояние растяжения вышележащую литосферу под котловинами. Теоретические расче-

ты скоростей смещения деформаций и напряжений среды над аномально разуплотненным объемом, представленным для упрощения задачи в виде шара [7], также указывают на растягивающие горизонтальные напряжения и деформации среды над разуплотненным шаром и на напряжения и деформации горизонтального сжатия среды под ним. Здесь следует отметить, что гипотезы новообразования окраинных морей на месте существовавшей ранее суши, предполагающие их образование как в результате раздвигания (задугового спрединга), так и на месте, в результате эклогитизации «базальтового» слоя, автоматически предполагают условия растяжения в тектоносфере (по крайней мере в верхних ее частях). Даже в случае образования окраинного моря, в результате эклогитизации «базальтового» слоя, вряд ли возможны разрушения и обрушение континентальной коры, существовавшей до образования моря, если в этот период по крайней мере в верхних частях тектоносферы преобладали напряжения поперечного сжатия. Таким образом, на основании приведенных геолого-геофизических данных, а также данных теоретических расчетов следует ожидать преобладание горизонтальных растягивающихся напряжений и деформаций в тектоносфере окраинных морей. Положительные изостатические аномалии, дефицит мощности земной коры, характерные для глубоководных котловин окраинных морей, свидетельствуют о том, что для достижения изостатического равновесия эти структуры должны погружаться. Данные по современным движениям прилегающих участков суши [18], изучению донных фораминифер [16], драгированию [4] и другим геолого-геофизическим данным свидетельствуют о продолжающемся погружении глубоководных котловин окраинных морей с палеогена — неогена (время начала их образования) по настоящее время. Эти материалы свидетельствуют о том, что в течение достаточно длительного периода времени в пределах тектоносферы этих структур преобладают напряжения и деформации горизонтального растяжения.

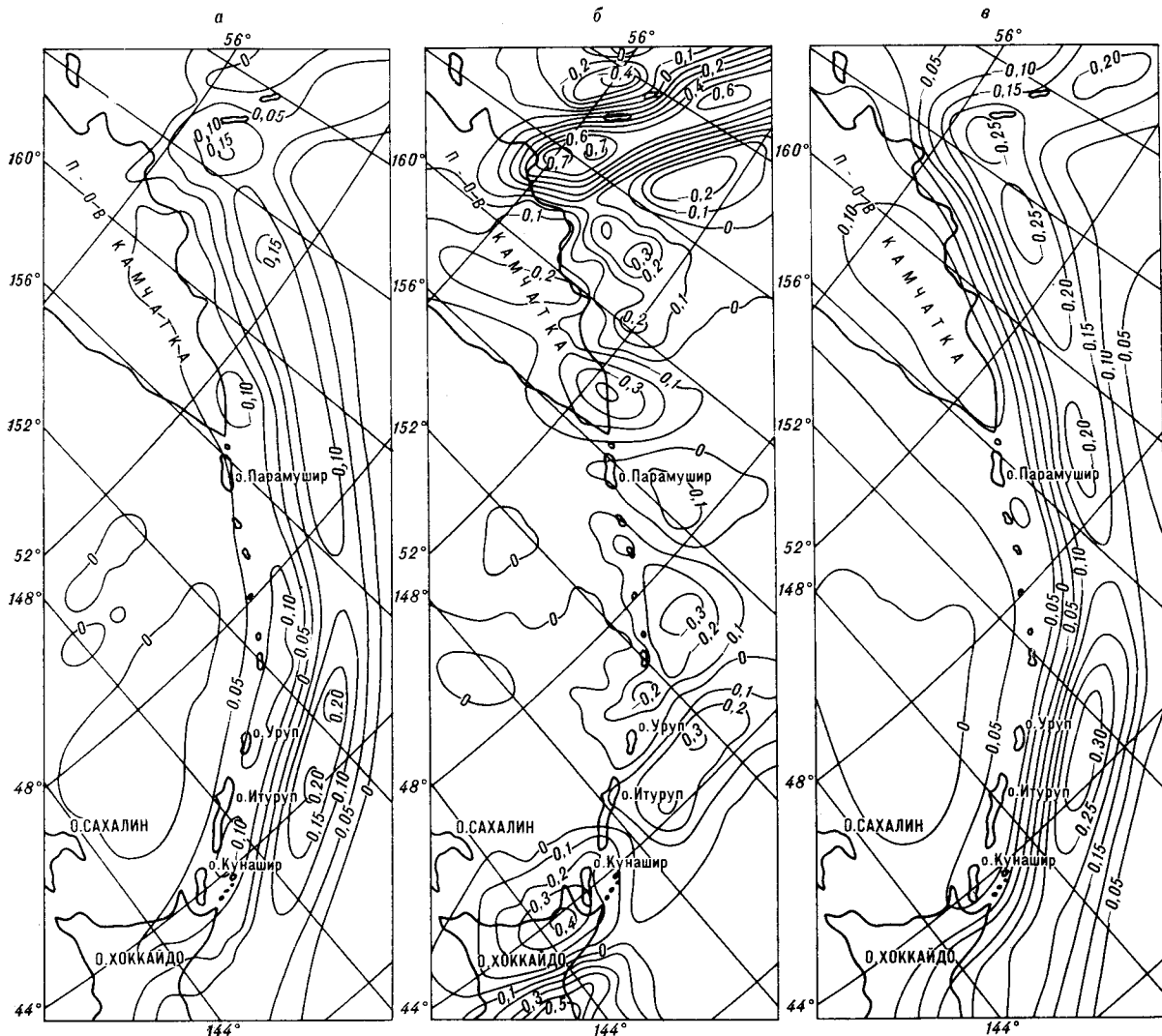
Из приведенного рассмотрения видим, что в пределах сейсмоактивных объемов тектоносферы переходных зон, по данным анализа сейсмодислокаций в очагах землетрясений, для глубин от 100 км и более наблюдаются напряжения и деформации бокового сжатия и субвертикального растяжения. В верхней части сейсмоактивного объема тектоносферы (глубины менее 100 км) характер напряжений и деформаций среды меняется. Отмечается сложный характер распределения и ориентировки субгоризонтальных напряжений и деформаций как сжатия, так и растяжения. Для сейсмичных объемов тектоносферы, каковыми

являются объемы тектоносферы под глубоководными котловинами окраинных морей (до глубин не менее 200 км), а также районы осевой зоны и внешнего океанического склона желобов, делать какие-либо выводы о напряженно-деформированном состоянии среды на основании сейсмологических данных невозможно. Таким образом, представления о напряженно-деформированном состоянии верхней части тектоносферы желобов, островных дуг и глубоководных котловин окраинных морей могут быть и являются самыми различными в зависимости от принятой исследователем модели становления и развития переходных зон, а также наличия первичной эмпирической информации и применяемых методик ее интерпретации.

Наиболее распространенным способом теоретического исследования геодинамических процессов в переходных зонах является решение задач термической конвекции. При этом разыскивается совместное решение уравнений сохранения импульса и сохранения энергии. Как правило, задаются кинематические условия задачи, соответствующие представлениям о погружающейся наклонно литосферной плите. Такой подход заранее определяет характер ответов, которые следует получить из решения задачи, и не дает ответа на вопрос об изначальной причине движений вещества в тектоносфере зоны перехода.

В то же время, наряду с сейсмологическими, реологическими, а также теоретическими исследованиями на моделях, информация о механическом состоянии среды может быть получена и из анализа внешнего гравитационного поля [9]. Предполагается, что деформация среды вызывается распределенными в ней плотностными неоднородностями. Задача заключается в совместном решении двух уравнений: механического равновесия и гравитационного поля [9]. В результате решения этой системы определяются три компоненты вектора скорости смещений среды, из которых дифференцированием и умножением на предполагаемый коэффициент вязкости определяются компоненты тензора напряжений σ_z , σ_x , σ_y . Напряжения σ_z действуют по нормали к поверхности Земли, а напряжения σ_x и σ_y — по латерали. Из условия несжимаемости следует, что все три компоненты связаны соотношением: $\sigma_z = -(\sigma_x + \sigma_y)$. Положительный знак напряжений означает растяжение в соответствующем направлении, а отрицательный — сжатие. Отсюда следует, что области вертикального сжатия $\sigma_z < 0$ являются одновременно областями горизонтального растяжения $\sigma_x + \sigma_y > 0$, и, наоборот, области вертикального растяжения $\sigma_z > 0$ испытывают горизонтальное сжатие.

В качестве исходных данных для расчета напряжений в тектоносфере Курило-Камчат-



Карты распределения трех компонент напряжений в тектоносфере Курило-Камчатской переходной зоны (изолинии напряжений даны в условной оцифровке) [9].

$a - \sigma_x, b - \sigma_y, v - \sigma_z.$

ской островной системы использованы аномалии гравитационного поля в редукции свободного воздуха, синтезирующие в себе гравитационные эффекты от всех плотностных аномалий. Анализ механических напряжений для Курило-Камчатской системы окраинное море — дуга — желоб — океан, проведенный с использованием упомянутой методики расчетов [9], показал, что такие отрицательные морфоструктуры как Курило-Камчатский глубоководный желоб и Курильская котловина Охотского моря в настоящее время испытывают опускания при поперечном растяжении. В противоположность этому, Курильская островная система в целом испытывает «подъем», происходящий в условиях поперечного сжатия (см. рисунок). Анализ распределения компоненты напряжений σ_y , действующий вдоль простирания систе-

мы дуга — желоб, указывает на разбиение как желоба, так и островной дуги на ряд районов, находящихся в настоящее время в условиях продольного растяжения или сжатия. Центральная часть Курило-Камчатской островной системы и глубоководного желоба находится в условиях продольного сжатия, сменяющихся на флангах дуги и желоба областями растяжения (см. рисунок). Полученные результаты примечательны тем, что при расчетах напряжений не привлекались различные тектонические гипотезы, необходимые при построении реологических моделей, а использовались только сведения о распределении гравитационного поля. Восстановлена статическая картина распределения напряжений, которые могут существовать в тектоносфере при данном распределении гравитационных аномалий. Проведенный

анализ напряженно-деформированного состояния тектоносферы для Курило-Камчатской переходной зоны дает распределение напряжений в плане.

Однако, не ясно глубинное распределение этих характеристик. Кроме того, из решения геомеханической задачи, только по внешнему гравитационному полю следует, что для регионов, охарактеризованных отрицательными аномалиями, всегда должны отмечаться горизонтальные растягивающие напряжения. Но, как показало плотностное моделирование тектоносферы вдоль геотраверсов [8, 10—13], это далеко не так: желобам отвечают уплотнения тектоносферы и горизонтальное сжатие. Поэтому, в части желоба, полученные результаты вряд ли соответствуют действительности.

То же самое касается Курило-Камчатской островной дуги. Как было показано в [12, 13], Курило-Камчатской дуге отвечает крупный вы-

ступ аномально разуплотненной астеносферы (аномальной мантии), располагающийся на глубинах от 120 до 30—40 км, и, следовательно, в литосфере дуги над ним должны развиваться напряжения и деформации горизонтального растяжения. Отсюда видно, что для таких областей как Тихоокеанские зоны перехода, где прямых связей между аномальным полем и неоднородностями среды часто не наблюдается, метод может давать ошибочные результаты. Кроме того, этот метод расчета не дает уверенной информации о распределении напряжений по глубине.

В связи со сказанным представляется более корректным решать обратную геомеханическую задачу опосредованно. То есть, сначала по внешнему гравитационному полю решается обратная гравиметрическая задача (строятся плотностные модели тектоносферы), а затем, уже по известному плотностному распределению, решается прямая задача геомеханики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В. Н. Глубинная сеймотектоника островных дуг на северо-западе Тихого океана.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
3. Беньофф Г. Сейсмические данные о строении земной коры и тектонической деятельности // Земная кора.— М.: ИЛ, 1957.— С. 76—88.
4. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадины окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 4.— С. 899—901.
5. Геофизика дна Тихого океана.— М.: Наука, 1974.
6. Геофизика океана, Т. 1.— М.: Наука, 1979.
7. Комова О. С., Маслов Л. А., Туезов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.— С. 110—115.
8. Косыгин В. Ю. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан // Там же.— 1989.— № 1.— С. 24—30.
9. Косыгин В. Ю., Красный М. Л., Маслов Л. А. Напряжения в литосфере Курило-Камчатской переходной зоны // Там же.— 1986.— № 1.— С. 3—6.
10. Косыгин В. Ю., Люгая Л. М. Плотностная модель тектоносферы Алеутской системы крайнее море — дуга — желоб — океан // Там же.— 1989.— № 2.— С. 22—29.
11. Косыгин В. Ю., Сеначин В. Н. Плотностная модель тектоносферы Идзу-Марианской системы крайнее море — дуга — желоб — океан // Там же.— 1988.— № 5.— С. 12—22.
12. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 6.— С. 36—48.
13. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 1.— С. 72—84.
14. Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.
15. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
16. Саидова Х. М. Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей СССР по донным фораминиферам // Морская геология.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 59—68.
17. Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 4.— С. 29—40.
18. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
19. Сычев П. В. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
20. Удильцев Г. Б. Новые данные о рельефе дна Курило-Камчатской впадины // Докл. АН СССР.— 1954.— Т. 94, № 2.— С. 315—318.
21. Шаранов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. М. Структура и динамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.
22. Aki K. Earthquake mechanism. The upper mantle // Tectonophys.— 1972.— V. 13, N 1—4.— P. 423—446.
23. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquake which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926—1968 // Geophys. Mag. Jap. Meteor. Agency, Tokyo.— 1971.— V. 3, N 3.— P. 207—274.
24. Isacks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1971.— V. 9, N 1.
25. Kuenen Ph. Geological interpretation of the bathymetrical results // The Shellious expedition.— 1935.— V. 5.— Pt. 1.— 124 p.
26. Sitter L. U. Structural geology.— New York; London; Toronto: Mc Graw-Hill, 1956.
27. Stauder W. Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading // J. Geophys. Res.— 1968.— V. 73, N 24.— P. 7693—7702.
28. Vening Meinesz F. A. Indonesian Archipelago, a geophysical study // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1954.— V. 65.— P. 143—164.

УДК 550.831 : 551.24

В. Н. Сеначин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

При построении глубинных плотностных моделей используются так называемые опорные плотностные модели, отражающие нормальное распределение плотности под какой-либо устойчивой тектонической структурой. В океане же, как известно, происходит закономерное изменение глубины дна и теплового потока, а, следовательно, и глубинного распределения плотности в зависимости от возраста, что несомненно, должно отражаться в опорной плотностной модели. В данной работе предлагается использовать в качестве опорной эволюционную плотностную модель верхней мантии, соответствующую модели охлаждающегося полу-

пространства, с гравитационно устойчивой литосферой, и соответствующую другим опорным моделям по значениям массы и момента инерции. Сделана попытка определения глубинного распределения плотности по комплексу геофизических данных (глубина, аномалии в свободном воздухе, тепловой поток), исходя из представлений об эволюционном процессе верхней мантии и о механизмах изостатической компенсации. В качестве примера применения опорной эволюционной модели рассматриваются особенности глубинного строения окраинных морей.

Введение. Современные методы интерпретации региональных аномалий гравитационного поля предполагают привязку плотностной модели изучаемого района к нормальной плотностной модели Земли. Известен целый ряд моделей плотностного распределения Земли, построенных по сейсмологическим данным, среди которых наиболее удовлетворительными признаны модели А. М. Дзевонского с соавторами [20, 21]. На основании их были построены опорные плотностные модели, отвечающие задачам регионального плотностного моделирования [11, 12, 14, 15].

При расчетах опорных моделей обычно берут за основу наиболее распространенные по площади, устойчивые тектонические структуры — континентальные платформы и океанические котловины [12, 21]. В океане же, как известно, наблюдаются закономерное углубление дна, увеличение мощности литосферы и уменьшение теплового потока пропорционально квадратному корню от возраста земной коры [9, 23, 27, 32]. Из этих зависимостей можно предположить, что происходит постепенное охлаждение и уплотнение океанического разреза по мере удаления от срединно-океанического хребта. Существует несколько моделей остывания верхней мантии под океаном, удовлетворяющих всем наблюдаемым зависимостям [9, 24, 27, 32]. Зная о закономерном изменении плотности в верхней мантии, представляется целесообразным включать их в опорную плотностную модель, что позволило бы строить взаимосвязанные модели регионов разного возраста и выявлять отклонения в их строении, не связанные с процессом остывания верхней мантии.

Вопросам построения такой опорной модели посвящена данная работа.

1. Требования к опорным моделям. Работа по построению опорной плотностной эволюционной модели океанической верхней мантии была выполнена (по-видимому, впервые) О. М. Русаковым [14, 15]. Он построил серию опорных плотностных колонок, в которых отражается динамика изменения плотности в разрезе по мере увеличения возраста земной коры. Каждая из этих колонок указывает нормальное распределение плотности для определенного возраста от 10 до 120 млн лет [15] с интервалом 10 млн лет до глубины 670 км и соответствует нормальным значениям массы и момента инерции Земли. При всей обоснованности данной модели некоторые условия, принятые автором за основу при построении опорных колонок, являются спорными. Так, литосфера старше 50 млн лет в модели О. М. Русакова обладает отрицательной плавучестью, что принимается не всеми; изменение плотности происходит на больших глубинах, захватывая всю астеносферу, что трудно объяснить с позиций современной тектоники плит; и, кроме того, постепенное уменьшение плотности на глубинах более 400 км, необходимое для сохранения момента инерции, вызывает большие сомнения. Чтобы разобраться во всех этих вопросах, рассмотрим подробнее, каким требованиям должна удовлетворять нормальная эволюционная модель верхней мантии.

1.1. Гравитационная устойчивость литосферы. Находится ли океаническая литосфера в гравитационно устойчивом состоянии или нет — этот вопрос долгое время был спор-

ным и, по-видимому, сейчас таким же остается. О. Г. Сорохтин, например, писал, что «океанская литосфера гравитационно неустойчива; и это неустойчивое состояние сохраняется лишь благодаря ее жесткости» [9, с. 151]. Е. В. Артюшков же, напротив, отмечал: «Расположение тяжелого слоя на легком является неустойчивым, и литосфера на океанах должна была бы повсеместно погружаться в астеносферу. Этого не происходит. Следовательно, в действительности литосфера здесь не тяжелее, а легче, чем астеносфера, или имеет одинаковую с ней плотность» [5, с. 208].

Прежде всего определим конкретнее само понятие гравитационной устойчивости литосферы. В работе [26] этот параметр определяется следующим образом: вычисляется так называемый коэффициент плавучести литосферы

$$\delta = \int_0^{H_L} \frac{\rho_M - \rho(z)}{\rho_M} dz, \text{ где } \delta \text{ — коэффициент плавучести; } \rho_M \text{ — плотность мантии под литосферой; } \rho(z) \text{ — плотность литосферы в зависимости от глубины; } H_L \text{ — мощность литосферы. При } \delta > 0 \text{ литосфера обладает положительной плавучестью, т. е. гравитационно устойчива, при } \delta < 0 \text{ — гравитационно неустойчива. Из этой формулы видно, что плавучесть литосферы в значительной мере зависит от плотности мантии в астеносфере или от степени разуплотнения в ней, обусловленного частичным плавлением. Заметим, что это определение гравитационной устойчивости допускает возможность существования инверсии плотности на границе литосфера — астеносфера при гравитационно устойчивом состоянии. Некоторые исследователи, предполагая литосферу гравитационно устойчивой, не допускают такой возможности. В данной работе будем придерживаться определения гравитационной устойчивости соответственно приведенной выше формуле, полагая, что наличие разуплотнения в астеносфере не исключает гравитационно устойчивого состояния литосферы.}$$

Гравитационное состояние литосферы можно оценить разными способами, например, определением параметров жесткости литосферы или характера изостатической компенсации охлаждающейся части разреза. О величине жесткости литосферы на качественном уровне позволяет судить локальный характер изостатической компенсации неоднородностей рельефа. Здесь нелишне привести объяснение данного факта М. Е. Артемьевым: «Специальные исследования... показали, что эффективная вязкость литосферы зависит от направления. В радиальном направлении она несколько меньше, чем в лагранжевом. Поэтому изгибная жесткость литосферы для сил, действующих вертикально,

оказывается малой величиной, что и обеспечивает, как правило, практически локальный характер изостатической компенсации» [2, с. 222]. Проведенные теоретические расчеты показывают, что гравитационно неустойчивая литосфера должна разрушиться за сравнительно короткое время (несколько десятков миллионов лет) [13].

Изостатическая компенсация углубления дна, связанного с увеличением возраста разреза, может осуществляться либо полностью за счет кристаллизации вещества на границе литосфера — астеносфера, как полагает Т. Йоши [32], а также О. Г. Сорохтин [9], либо за счет термального сжатия по всей глубине разреза пропорционально изменению температур [27]. В первом случае, как указывает О. Г. Сорохтин [9], плотность в астеносфере должна быть примерно на 0,1 г/см³ меньше, чем в литосфере. При такой разности плотности литосфера не может быть гравитационно устойчивой. Степень разуплотнения в астеносфере можно определить по инверсии сейсмических скоростей на данной границе. По оценке Ф. Берча [7], которая кажется наиболее правдоподобной, при уменьшении скорости продольных волн в астеносфере на 0,3 км/с, характерном для устойчивых океанических котловин, плотность вещества должна уменьшаться на 0,03 г/см³, что соответствует 6% расплава. Однако, как показали результаты моделирования, и при такой величине разуплотнения, при разумных пределах изменения плотности в литосфере, невозможно построить эволюционную модель с гравитационно устойчивой литосферой, полагая, что процесс уплотнения не затрагивает астеносферу.

О. М. Русаков принимает литосферу старше 50—60 млн лет гравитационно неустойчивой на основании расчетов, приведенных в работе [26]. Авторы данной работы определяют плавучесть литосферы как суммарное воздействие двух противоположных эффектов: облегченности литосферы за счет вещественного состава, т. е. за счет земной коры и обедненной зоны верхней мантии, подстилающей кору; и термального сжатия литосферы в процессе охлаждения. По их расчетам, литосфера моложе 50 млн лет сохраняет свою плавучесть, так как целиком состоит из обедненной мантии и способна скомпенсировать эффект уплотнения за счет термального сжатия. При достижении возраста 50—60 млн лет кристаллизация вещества в подошве литосферы захватывает необедненную, более тяжелую часть мантии, и литосфера теряет свою плавучесть [26, см. также 19]. Данная модель, как видим, эффект термального сжатия разреза целиком относит на счет литосферы, поэтому литосфера оказывается гравитационно неустойчивой.

Доказать, что литосфера находится в гравитационно устойчивом или неустойчивом состоянии, в настоящее время вряд ли возможно. Все существующие оценки прочности литосферы и плотности недр Земли весьма приблизительны. Поэтому (здесь можно только предполагать), но модель гравитационно устойчивой литосферы представляется наиболее правдоподобной. Действительно, океаническая литосфера не является единым, цельным покрытием Земли. Она разбита на плиты разной величины, которые осложнены разломами, отдельными вулканами и хребтами вулканического происхождения — следами горячих точек. Вряд ли литосфера, состоящая из множества кусков, способная раскалываться и проплаиваться, может существовать длительное время в гравитационно неустойчивом состоянии. Вместе с тем, как было показано, модель гравитационно устойчивой литосферы не противоречит имеющимся геофизическим данным о строении океанической верхней мантии.

1.2. Сохранение массы и момента инерции Земли. Требование сохранения массы и момента инерции Земли в ходе эволюции разреза накладывает очень жесткие условия на рассчитываемую модель. Любое вращающееся тело стремится к сохранению момента инерции, и Земля в данном случае не может быть исключением. Уплотнение верхней части мантии приводит к уменьшению момента инерции и должно каким-то образом компенсироваться — либо изменением скорости вращения, либо уменьшением плотности по разрезу. Если происходит разуплотнение на какой-то глубине, то этот процесс должен происходить энергетически наиболее выгодным способом — вероятнее всего, на тех же верхнемантийных глубинах, в наиболее ослабленной зоне, т. е. в астеносфере и, возможно, за счет горизонтального перетекания вещества. Происходит такое перераспределение масс или нет, сказать трудно, так как здесь силам сохранения момента инерции противодействуют силы изостатического выравнивания. Следует также отметить, что на реально существующей Земле вряд ли стоит требовать строгого сохранения момента инерции для любой точки поверхности планеты — если это изменение достаточно мало, то им, вероятно, можно пренебречь. Как будет показано ниже, уплотнение верхней мантии в процессе термального сжатия приводит к изменению момента инерции Земли, рассчитанному по сферически симметричной модели Земли, не более чем на 0,01 % от первоначальной величины. В действительности это изменение будет меньше еще на несколько порядков, так как реально уплотнение происходит не на всей поверхности Земли, а на некоторой ограниченной площади. Исходя из этих соображений, к рас-

считанной в данной работе эволюционной модели прикладывалось лишь требование сохранения массы разреза.

1.3. Изменение плотности в астеносфере. Как уже было сказано, существуют различные модели уплотнения верхней мантии в процессе ее остывания: уплотнение за счет кристаллизации вещества в астеносфере [9, 32], за счет термального сжатия в слое постоянной мощности (литосферы) [24], согласно модели мгновенного охлаждения бесконечного полупространства [17, 27]. Реальный процесс остывания сложнее каждой из этих моделей и включает одновременно и кристаллизацию вещества в астеносфере, и термальное сжатие. Сведения о реальном процессе эволюции океанического разреза могут дать нам сейсмологические данные. Пять различных эволюционных скоростных моделей верхней мантии, рассчитанных по данным поверхностных волн [25, 28, 29, 31, 33], весьма отличаются друг от друга (рис. 1). Некоторые из этих моделей допускают значительные изменения скорости в астеносфере на больших глубинах вплоть до уменьшения глубины ее нижней границы [33]. Такие изменения трудно согласовать с современными представлениями тектоники плит, согласно которым океанические плиты вместе со срединно-океаническими хребтами могут свободно перемещаться в горизонтальных направлениях независимо от подстилающего астеносферного слоя [18]. В рамках этой теории трудно объяснить зависимость физических параметров астеносферы от возраста земной коры. Вместе с тем, как уже было сказано выше, литосфера в процессе остывания может оставаться гравитационно устойчивой только в том случае, если изменение плотности будет происходить и в астеносфере. По-видимому, это изменение происходит лишь в самой верхней ее части, и из всех представленных скоростных моделей наиболее правдоподобной представляется модель, показанная на рис. 1, *д* [25]. Она рассчитана из предположения термального остывания модели бесконечного полупространства [27] и удовлетворяет также данным аномалий геоида, как показано в работе [22]. Вместе с тем, она не учитывает процесса кристаллизации вещества, что существенно усложняет ее применение в построении эволюционной плотностной модели. Таким образом, наиболее правдоподобной эволюционной моделью верхней мантии представляется модель с гравитационно устойчивой литосферой, где процесс уплотнения происходит частично за счет кристаллизации вещества астеносферы, частично за счет термального сжатия литосферы и прилегающей к ней части астеносферного слоя. Максимальная глубина, где происходят заметные изменения плотности

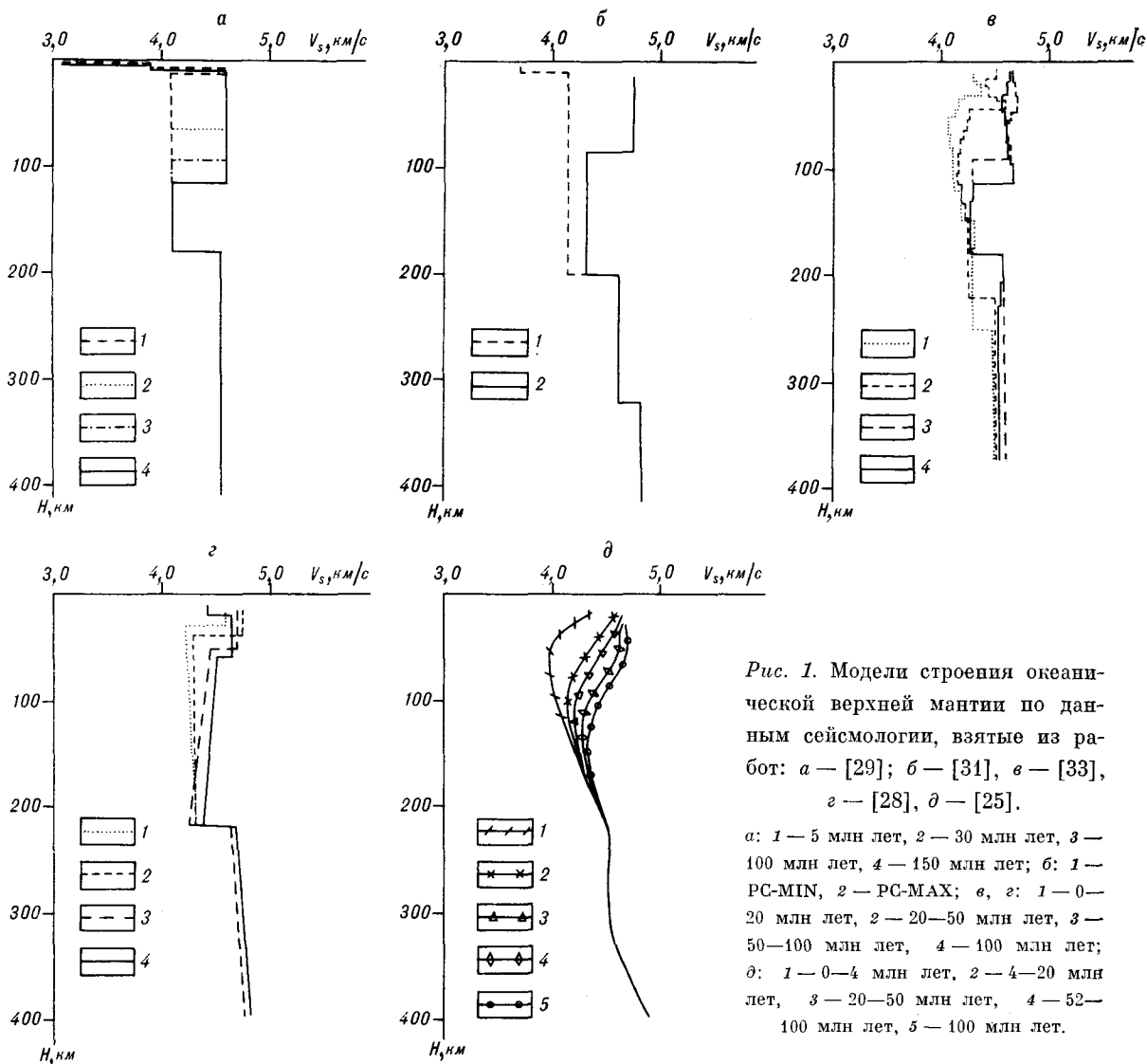


Рис. 1. Модели строения океанической верхней мантии по данным сейсмологии, взятые из работ: а — [29]; б — [31], в — [33], г — [28], д — [25].

а: 1 — 5 млн лет, 2 — 30 млн лет, 3 — 100 млн лет, 4 — 150 млн лет; б: 1 — РС-MIN, 2 — РС-MAX; в, г: 1 — 0—20 млн лет, 2 — 20—50 млн лет, 3 — 50—100 млн лет, 4 — 100 млн лет; д: 1 — 0—4 млн лет, 2 — 4—20 млн лет, 3 — 20—50 млн лет, 4 — 52—100 млн лет, 5 — 100 млн лет.

в процессе остывания, не превышает, по-видимому, 100—130 км.

2. Построение эволюционной модели. Кроме вышеперечисленных требований, которым должна удовлетворять опорная эволюционная модель верхней мантии, она должна быть также достаточно простой, чтобы можно было ее использовать для построения глубинных плотностных разрезов. По этой причине было принято, что градиент изменения плотности от границы Мохо до глубины 420 км постоянный, линейный, не меняется со временем и соответствует градиенту в модели РЕМ-О [21]. Для построения земной коры была использована обобщенная модель зрелой океанической котловины Бурьянова и др. [8]. Мощность земной коры остается неизменной с возрастом за исключением осадочного слоя, где предполагается, что его мощность растет пропорционально воз-

расту земной коры (табл. 1). Изменение глубины дна задавалось согласно [27] по формулам

$$h(t) = 2,5 + 0,35\sqrt{t} \quad \text{при } t < 70 \text{ млн лет,}$$

$$h(t) = 6,4 - 3,2 \exp(-t/62,8) \quad \text{при } t \geq 70 \text{ млн лет,}$$

где возраст коры t задается в миллионах лет, глубина $h(t)$ — в километрах. Мощность литосферы меняется в соответствии с эмпирической зависимостью, полученной Т. Йоши [9]:

$$H_l(t) = 7,49\sqrt{t}.$$

Модель рассчитывалась для возраста от 10 до 100 млн лет с интервалом 10 млн лет. Подбор разновозрастных колонок осуществлялся с таким расчетом, чтобы масса колонки, рассчитанная по плоско-параллельной модели, оставалась неизменной. При этом для контроля для каждой колонки определялись объемная

Таблица 1

Модель земной коры, принятая для расчетов эволюционной модели тектоносферы (упрощенная модель зрелой океанической котловины В. Б. Бурьянова и др. [8])

| Слой | Модель зрелой океанической котловины | | Эволюционная модель земной коры | |
|--------|--------------------------------------|------------------------------|---------------------------------|------------------------------|
| | Параметр | | | |
| | Мощность, км | Плотность, г/см ³ | Мощность, км | Плотность, г/см ³ |
| Водный | 5,2 | 1,03 | 3,61 ÷ 5,75 | 1,03 |
| 1 | 0,3 | 2,00 | 0,00 ÷ 0,30 | 2,00 |
| 2 | 1,3 | 2,60—2,80 | | 2,90 |
| 3 | 4,8 | 2,90—3,05 | 6,1 | |

масса и момент инерции Земли, исходя из сферически-симметричной модели. В качестве опорных значений «плоской» и «объемной» масс и момента инерции были приняты значения, соответствующие опорной плотностной модели океанической котловины В. Г. Козленко [12] (табл. 3). Кроме того, для каждой возрастной колонки рассчитывались также глубина «свободной мантии» и плавучесть литосферы. Коэффициент плавучести литосферы определялся несколько иначе, чем было показано выше:

$$\delta = \int_0^{H_l} \frac{\rho_M - \rho(z)}{H_l} dz.$$

При таком определении становится более понятен физический смысл данного параметра — он показывает недостаток (при $\delta > 0$) или избыток (при $\delta < 0$) средней плотности литосферы относительно подстилающей мантии. При этом положительные значения δ характерны для гравитационно устойчивой, а отрицательные — для гравитационно неустойчивой литосферы.

При этом положительные значения δ характерны для гравитационно устойчивой, а отрицательные — для гравитационно неустойчивой литосферы.

Принятие всех перечисленных выше условий существенно уменьшает диапазон возможных решений, но не дает однозначного решения данной задачи. Нам известна полная масса разреза, но неизвестно, как распределяется плотность в литосфере и астеносфере и каким образом она изменяется с возрастом. Модель остывающего полупространства не учитывает уплотнения за счет кристаллизации вещества, а данные поверхностных волн, как видно из рис. 1, надежной информации по этому вопросу не дают. Поэтому представленную в данной работе модель нельзя считать нормальной эволюционной плотностной моделью — это лишь один из возможных вариантов нормальной модели. Однако, она формально удовлетворяет всем требованиям и поэтому может быть принята в качестве опорной плотностной модели при построении и сравнении разновозрастных глубинных разрезов.

В рассчитанной опорной модели (рис. 2, табл. 2, 3) предполагается, что аномальная плотность литосферы растет прямо пропорционально квадратному корню от возраста земной коры. Астеносфера принята двухслойной, причем в нижнем слое плотность неизменна, а в верхнем (от подошвы литосферы до глубины 100 км) плотность в каждой возрастной колонке подбиралась таким образом, что сохра-

Таблица 2

Некоторые параметры эволюционной модели верхней мантии

| Возраст, млн лет | Объемная масса (отклонение, %) | Момент инерции (отклонение, %) | Глубина свободной мантии, км | Плавучесть литосферы, г/см ³ | Средняя плотность литосферы, г/см ³ | Разность плотности между литосферой и астеносферой, г/см ³ |
|-----------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| 10 | 0,001 | 0,001 | 3,12 | 0,097 | 3,184 | -0,035 |
| 20 | 0,000 | 0,001 | 3,46 | 0,076 | 3,218 | -0,032 |
| 30 | -0,001 | -0,003 | 3,73 | 0,068 | 3,236 | -0,030 |
| 40 | -0,002 | -0,004 | 3,95 | 0,064 | 3,248 | -0,028 |
| 50 | -0,003 | -0,007 | 4,15 | 0,061 | 3,258 | -0,024 |
| 60 | -0,004 | -0,008 | 4,33 | 0,060 | 3,266 | -0,021 |
| 70 | -0,004 | -0,009 | 4,44 | 0,059 | 3,273 | -0,021 |
| 80 | -0,005 | -0,010 | 4,57 | 0,059 | 3,279 | -0,021 |
| 90 | -0,005 | -0,011 | 4,68 | 0,059 | 3,284 | -0,020 |
| 100 | -0,006 | -0,012 | 4,77 | 0,059 | 3,289 | -0,020 |
| Модель РЕМ-О | 0,270 | 0,277 | | 0,098 | 3,320 | 0,0 |
| Модель В. Г. Козленко | $6,77242 \times 10^{23}$ кг | $1,71436 \times 10^{37}$ кг·м ² | | 0,057 | 3,320 | -0,030 |

Примечание. Для сравнения приводятся параметры моделей РЕМ-О [21] и В. Г. Козленко [12]. Для модели В. Г. Козленко значения объемной массы и момента инерции даны в абсолютных значениях, для других моделей — отклонения от этих величин в процентах.

| Слой | Возраст, млн лет | | | | | | | | | |
|-----------------------|------------------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|
| | 10 | | 20 | | 30 | | 40 | | 50 | |
| | Параметр | | | | | | | | | |
| | H , км | ρ , г/см ³ | H , км | ρ , г/см ³ | H , км | ρ , г/см ³ | H , км | ρ , г/см ³ | H , км | ρ , г/см ³ |
| Водный слой | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 |
| | 3,61 | 1,030 | 4,07 | 1,030 | 4,42 | 1,030 | 4,71 | 1,030 | 4,97 | 1,030 |
| Земная кора | 3,61 | 2,000 | 4,07 | 2,000 | 4,42 | 2,000 | 4,71 | 2,000 | 4,97 | 2,000 |
| | 3,64 | 2,000 | 4,13 | 2,000 | 4,51 | 2,000 | 4,83 | 2,000 | 5,12 | 3,000 |
| | 3,64 | 2,900 | 4,13 | 2,900 | 4,51 | 2,900 | 4,83 | 2,900 | 5,12 | 2,900 |
| | 9,34 | 2,900 | 9,83 | 2,900 | 10,21 | 2,900 | 10,53 | 2,900 | 10,82 | 2,900 |
| Литосфера | 9,34 | 3,270 | 9,83 | 3,277 | 10,21 | 3,282 | 10,53 | 3,287 | 10,82 | 3,290 |
| | 27,32 | 3,281 | 37,62 | 3,294 | 45,53 | 3,304 | 52,20 | 3,312 | 58,09 | 3,319 |
| Астеносфера | 27,32 | 3,246 | 37,62 | 3,261 | 45,53 | 3,373 | 52,20 | 3,284 | 58,09 | 3,294 |
| | 100,0 | 3,290 | 100,0 | 3,299 | 100,0 | 3,306 | 100,0 | 3,313 | 100,0 | 3,320 |
| | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 |
| | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 |
| Подастеносферный слой | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 |
| | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 |

нялась «плоская» масса разреза. Как показано в табл. 2, объемная масса и момент инерции в данной модели изменяются не более, чем на 0,01 % от первоначальных значений. Литосфера независимо от возраста остается в гравитационно устойчивом состоянии. Разность плотности на границе литосфера — астеносфера постепенно уменьшается от $-0,035$ г/см³ до $-0,020$ г/см³. В целом можно считать, что изменение плотности в литосфере и астеносфере в данной модели на качественном уровне соответствует всем имеющимся экспериментальным данным, теоретическим расчетам изменения температур по разрезу и современным положениям тектоники плит.

3. Применение эволюционной модели. Предполагаемая эволюция верхней мантии основана на зависимости от возраста земной коры двух основных параметров: теплового потока $Q(t)$ и глубины океанического дна $H(t)$. Добавим к ним еще третий параметр — уровень гравитационного поля (аномалии в свободном воздухе) $G(t)$. Эти три основных параметра разреза отражают характер распределения плотности верхней мантии, и в случае нарушения одного или нескольких из этих параметров можно указать причину, величину и диапазон глубин отклонения плотности от нормального океанического разреза. Так, если параметры $G(t)$ и $H(t)$ имеют нормальные значения, а $G(t)$ увеличен или уменьшен, то в этом случае нарушение $G(t)$ следует рассматривать как наличие регионального фона, т. е. наличие аномальных масс ниже уровня изостатической компенсации (ниже астеносферы). М. Е. Артемьев назвал такие аномалии «планетарными плотностными аномалиями» [1]. При отклоне-

нии глубины дна океана $H(t)$ от нормального значения при нормальной величине теплового потока $Q(t)$ следует предполагать изменение мощности коры либо изменение плотности в коре или литосфере вследствие механизма изостатической компенсации. Если же наблюдается увеличение $Q(t)$, то этот случай можно объяснить наличием «дополнительного источника тепла» [3] в литосфере, а возможно и ниже. В этих условиях возможны утонение литосферы, общее ее разуплотнение вследствие нагревания, наличие в ней магматических очагов и более широкое развитие астеносферы. В каждом конкретном случае дополнительную информацию о глубинном строении изучаемого региона дают сейсмические данные о строении земной коры, геодинамические условия, наблюдаемые в регионе, а также общие представления об образовании и строении изученных ранее подобных тектонических структур.

Следует сказать несколько слов об изостазии. Обычно полагают, что изостатическая компенсация характеризуется равенством давлений на некоторой определенной глубине, которая называется «уровнем компенсации» и располагается, как правило, на астеносферных глубинах [2]. Существуют две основные модели изостатической компенсации: модель Пратта, где изменение рельефа компенсируется изменением плотности в слое с фиксированной нижней границей, и модель Эри, где компенсация осуществляется за счет изменения мощности коры. В нашей модели разновозрастные разрезы скомпенсированы по схеме Пратта, где изменению рельефа соответствует изменение плотности литосферы и астеносферы, изостатиче-

приводятся модели РЕМ-О [21] и В. Г. Козленко [12]

| Возраст, млн лет | | | | | | | | | | Модель РЕМ-О | | Модель В. Г. Козленко | |
|------------------|----------------------------|-------|----------------------------|-------|----------------------------|-------|----------------------------|-------|----------------------------|--------------|----------------------------|-----------------------|----------------------------|
| 60 | | 70 | | 80 | | 90 | | 100 | | | | | |
| Параметр | | | | | | | | | | | | | |
| Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ | Н, км | ρ , г/см ³ |
| 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 | 0,0 | 1,030 |
| 5,21 | 1,030 | 5,35 | 1,030 | 5,50 | 1,030 | 5,64 | 1,030 | 5,75 | 1,030 | 4,00 | 1,030 | 4,00 | 1,030 |
| 5,21 | 2,000 | 5,35 | 2,000 | 5,50 | 2,000 | 5,64 | 2,000 | 5,75 | 2,000 | 4,00 | 1,500 | 4,00 | 1,500 |
| 5,39 | 2,000 | 5,56 | 2,000 | 5,74 | 2,000 | 5,91 | 2,000 | 6,05 | 2,000 | 5,00 | 1,500 | 5,00 | 1,500 |
| 5,39 | 2,900 | 5,56 | 2,900 | 5,74 | 2,900 | 5,91 | 2,900 | 6,05 | 2,900 | 5,00 | 2,850 | 5,00 | 2,900 |
| 11,09 | 2,900 | 11,26 | 2,900 | 11,44 | 2,900 | 11,61 | 2,900 | 11,75 | 2,900 | 11,00 | 2,850 | 11,00 | 2,900 |
| 11,09 | 3,294 | 11,26 | 3,297 | 11,44 | 3,300 | 11,61 | 3,303 | 11,75 | 3,306 | 11,00 | 3,305 | 11,00 | 3,310 |
| 63,41 | 3,326 | 68,23 | 3,332 | 72,74 | 3,337 | 76,96 | 3,343 | 80,95 | 3,348 | 60,00 | 3,335 | 60,00 | 3,330 |
| 63,41 | 3,305 | 68,23 | 3,310 | 72,74 | 3,317 | 76,96 | 3,323 | 80,95 | 3,327 | 60,00 | 3,335 | 60,00 | 3,300 |
| 100,0 | 3,327 | 100,0 | 3,329 | 100,0 | 3,334 | 100,0 | 3,337 | 100,0 | 3,339 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,410 |
| 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | 100,0 | 3,349 | | | | |
| 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | 220,0 | 3,422 | | | | |
| 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,432 | 220,0 | 3,440 |
| 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,533 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,553 | 420,0 | 3,550 |

ское выравнивание осуществляется по механизму «термальной компенсации» (когда причиной изменения рельефа является изменение плотности в верхней мантии, а не наоборот), а уровень компенсации расположен на глубине 100 км. При наличии термальной компенсации изостатическое состояние разновозрастных структур можно рассматривать относительно уровня глубины «свободной мантии» [4], которая, как показано в табл. 2, увеличивается с возрастом. Наряду с механизмом термальной компенсации можно рассматривать «гидростатическую компенсацию» или компенсацию по схеме Эри, которая осуществляется в случаях, когда нарушена мощность земной коры. Разделение этих двух механизмов компенсации очень важно для понимания геодинамических процессов, происходящих в верхней мантии.

4. Строение окраинных морей. Из всех аномальных океанических регионов, пожалуй, наиболее сложными являются окраинные моря. Наличие земной коры океанического типа [10] и широкое развитие астеносферы позволяют отнести весь разрез окраинного моря к океаническому типу. Однако, по целому ряду признаков этот разрез не укладывается в общую схему строения океана. Особенности строения окраинного моря довольно четко сформулированы в работе Т. Йоши [32]. Он выделяет две основные особенности окраинных морей. Первая заключается в том, что несмотря на малые глубины тихоокеанских окраинных морей глубина границы Мохо под ними значительно отличается от глубины в прилегающей части Тихого океана. Это изостатическое нарушение компенсируется более горячей и легкой мантией с тонкой литосферой под окраинными мо-

рями, что подтверждается сейсмическими данными и более высоким тепловым потоком [32], см. также [3]. Другими словами, литосфера окраинного моря, имеющего более молодой возраст, гидростатически скомпенсирована относительно более древней соседней литосферы Тихого океана. Вторая особенность окраинных морей, согласно Т. Йоши [32], заключается в том, что глубины морского дна и так называемые «остаточные гравитационные аномалии» (RGA) окраинных морей, рассчитанные автором исключением гравитационного эффекта земной коры из аномалий в свободном воздухе, значительно превышают значения для океанических районов того же возраста. Повышенные значения RGA в окраинных морях свидетельствуют об уплотнении верхней мантии, которое отражается также в увеличении глубины «свободной мантии» [4, 30]. Так, по расчетам Т. Ватанабе с соавторами [30], глубина «свободной мантии» в окраинных морях примерно на 1 км больше, чем в соответствующих по возрасту океанических районах.

Изостатическое равновесие окраинного моря с прилегающей частью Тихого океана, отмеченное в работах [4, 32], может указывать на преобладание гидростатической компенсации над термальной. Однако, такого простого объяснения в данном случае недостаточно, так как это привело бы к значительному дефициту масс в разрезе окраинного моря, в то время как близкие к нормальным и даже слабоповышенные гравитационные аномалии в свободном воздухе свидетельствуют о наличии полной массы нормального океанического разреза в этих регионах. Для объяснения повышенных RGA над окраинными морями необходимо пред-

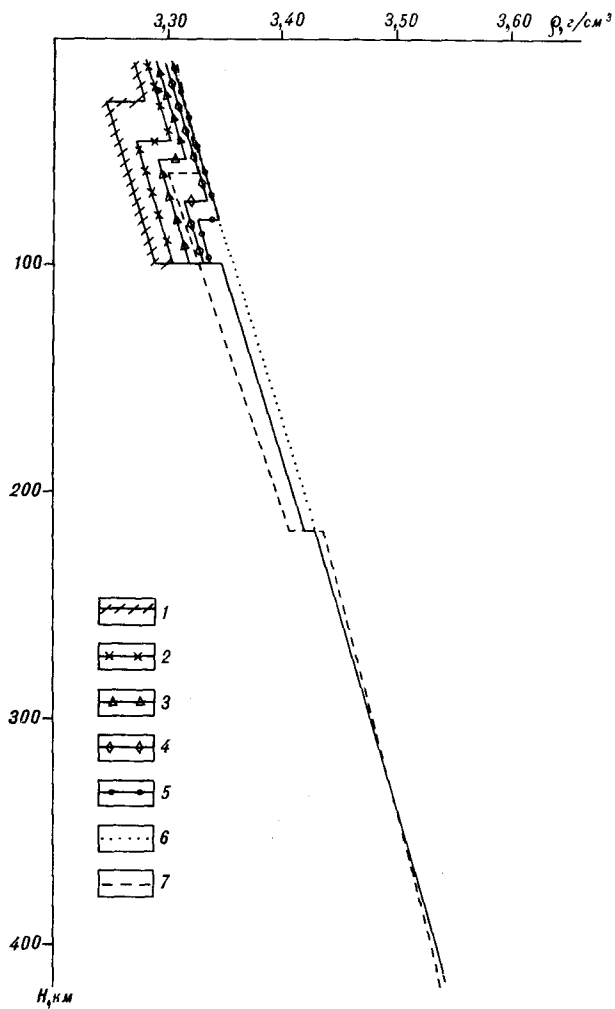


Рис. 2. Опорная плотностная эволюционная модель верхней мантии, предлагаемая в данной работе.

Показаны только плотностные колонки 10, 30, 50, 80 и 100 млн. лет. Для сравнения приведены плотностные модели РЕМ-0 [2] и В. Г. Козленко [12]. 1—10 млн лет; 2—30 млн лет; 3—50 млн лет; 4—80 млн лет; 5—100 млн лет; 6—РЕМ-0; 7—модель Козленко.

положить увеличение плотности верхней мантии по сравнению с нормальным океаническим разрезом. Причина такого увеличения плотности, по-видимому, кроется в особенностях образования окраинных морей. Т. Йоши [32] предполагает повышенное содержание эклогита либо повышенное содержание железа в минералах верхней мантии окраинных морей, образующееся за счет плавления погружающейся земной коры в зоне субдукции.

Можно привести множество других гипотез происхождения окраинных морей, способных

объяснить уплотнение верхней мантии, основывающихся на позициях как фиксизма, так и мобилизма: «базификация» коры по В. В. Белоусову [6], эклогитизация коры по Е. В. Артюшкову [5], мантийный диапиризм как вследствие субдукции [10], так и без нее [16]. Большинство из них сводятся к подъему вещества из глубин и предполагают сохранение массы по разрезу. Последнее, несомненно, говорит о том, что в окраинном море, как и в эволюционном процессе океанической верхней мантии, преобладает не гидростатическая компенсация в астеносфере, а компенсация на гораздо большей глубине, а это приводит к сохранению массы полного разреза верхней мантии и, как следствие, к увеличению глубины «свободной мантии» в окраинных морях. Поэтому гидростатическое равновесие литосферы окраинных морей с прилегающей частью Тихого океана, отмечаемое Т. Йоши и рядом других авторов, может быть просто кажущимся. Реальную оценку такой скомпенсированности вряд ли можно сделать, так как глубинное плотностное распределение в разрезах этих структур не определено с достаточной точностью. Вместе с тем вполне естественно предположить, исходя из механизма образования окраинных морей, а также из сейсмологических данных, что плотностные неоднородности в разрезе данных структур могут распространяться до гораздо больших глубин, чем те, где обычно располагается уровень гидростатической компенсации.

Заключение. Основные результаты выполненной работы сводятся к следующему:

1. Построена эволюционная плотностная модель океанической верхней мантии, которая формально удовлетворяет всем требованиям, предъявляемым к опорной плотностной модели и может быть использована для привязки глубинных плотностных разрезов разного возраста. Данная модель отражает процесс охлаждения верхней мантии, имеет гравитационно устойчивую литосферу и не противоречит геофизическим данным и современным положениям тектоники плит.

2. Сделана попытка определения глубинного распределения плотности по комплексу геофизических данных, исходя из представлений об эволюционном процессе верхней мантии и о механизме изостатической компенсации.

3. В качестве примера применения опорной эволюционной модели рассмотрены особенности строения верхней мантии окраинных морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.
2. Артемьев М. Е. Современное состояние проблемы

изостазии // Строение и эволюция тектоносферы / ИФЗ АН СССР.— М., 1987.— С. 216—252.
3. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднород-

- ности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.—1978.— № 2.— С. 3—17.
4. Артемьев М. Е., Кабан М. К., Чесноков Е. М. Плотностные неоднородности мантии Земли. Океанические районы // Там же.—1983.— № 2.— С. 21—30.
 5. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
 6. Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 610—629.
 7. Бери Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава) // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 27—50.
 8. Бурьянов В. В., Карабович С. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д. О выборе функции приведения при интерпретации гравитационных аномалий в океане методом подбора // Теория и методика интерпретации гравитационных аномалий.— Киев: Наук. думка, 1981.— С. 245—253.
 10. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 266—287.
 11. Каргвелишвили К. М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1982.
 12. Козленко В. Г. Системная интерпретация геофизических полей.— Киев: Наук. думка, 1984.
 13. Красс М. С., Нападенский Г. Б. О механизме гравитационного диапирового тектогенеза // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.—1972.— № 3.— С. 91—101.
 14. Русаков О. М. Новый способ привязки расчетных аномалий при гравитационном моделировании океанических структур // Докл. АН УССР. Сер. Б.—1983.— № 2.— С. 23—26.
 15. Русаков О. М. Методика составления гравитационных моделей океанической тектоносферы // Геофизич. журнал.—1989.— Т. 11.— № 1.— С. 3—9.
 16. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
 17. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред.— М.: Мир, 1985.
 18. Уеда С. Новый взгляд на Землю.— М.: Мир, 1980.
 19. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 2: Континентальная литосфера (островные дуги и планетарные пояса сжатия литосферы)/ВИНИТИ.— М., 1979.
 20. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter.—1981.— V. 25, N 4.— P. 297—352.
 21. Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // Ibid.—1975.— V. 10, N 1.— P. 12—48.
 22. Haxby W. F., Turcotte D. L. On isostatic geoid anomalies // J. Geophys. Res.—1978.— V. 83, N B11.— P. 5473—5478.
 23. Marty J. Ch., Cazenave A. Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: a global analysis // Earth and Planet. Sci. Lett.—1989.— V. 94, N 3/4.— P. 301—345.
 24. McKenzie D. P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies // J. Geophys. Res.—1967.— V. 72, N 24.— P. 6261—6274.
 25. Nishimira C. E., Forsyth D. W. The anisotropic structure of upper mantle in the Pacific // Geophys. J. Royal Astron. Soc.—1988.— V. 92, N 2.— P. 203—230.
 26. Oxburgh E. R., Parmentier E. M. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere—causes and consequences // J. Geol. Soc.—1977.— V. 133, N 4.— P. 343—355.
 27. Parsons B., Sclater J. G. Analysis of ocean floor of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res.—1977.— V. 82.— P. 803—827.
 28. Regan J., Anderson D. L. Anisotropic models of the upper mantle // Phys. Earth and Planet. Inter.—1984.— V. 35.— P. 227—263.
 29. Shlue J. W., Knopoff L. Shear wave polarization anisotropy in the Pacific Basin // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1977.— V. 49, N 1.— P. 145—165.
 30. Watanabe T., Langseth M. G., Anderson R. N. Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // Island Arc, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins/ Eds. Talwani M., Pitman W. C. Washington.— D. C. Amer. Geophys. Union, 1977.— P. 137—161.
 31. Yoshida M. Group velocity distribution of Rayleigh waves and two upper mantle models in the Pacific ocean // Bull. Earthq. Res. Int.—1978.— V. 53, N 2.— P. 319—338.
 32. Yoshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and the marginal seas // J. Phys. Earth.—1973.— V. 21, N 3.— P. 313—328.
 33. Yu G.-R., Mitchell B. J. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1979.— V. 57, N 2.— P. 311—341.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
4 июня 1990 г.

УДК 523.8

И. К. Туезов, В. Д. Епанешников

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ЛИТОСФЕРЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Численным решением эволюционной задачи теплопроводности по набору профилей ГСЗ Охотского моря в приближении слабой нестационарности восстановлено развитие в пространстве и во времени зоны частичного плавления пород в верхней мантии.

Составлены схемы относительного положения кровли зоны частичного плавления на разных этапах ее развития.

Введение. Анализ взаимной корреляции аномалий теплового потока, электропроводности верхней мантии и аномалий силы тяжести, проведенный к настоящему времени [14], позволил предположить существование в верхней мантии зон частичного плавления пород. Форма и глубина залегания кровли такой зоны в охотоморском регионе были выявлены на основе численного моделирования стационарного теплового поля по набору профилей ГСЗ [13]. Хотя для ряда профилей расчетный тепловой поток (ТП) в стационарном случае достаточно хорошо описывает наблюдаемые аномалии ТП, можно рассматривать стационарные расчеты лишь как первое приближение в оценке температурного режима недр.

Сама природа современного теплового потока, являющегося суперпозицией разновременных тепловых воздействий, диктует проведение нестационарных расчетов как средства восстановления тепловой истории, обеспечивающей характер аномалий наблюдаемого теплового потока. Так как объяснение положительных аномалий ТП затруднительно без привлечения зон частичного плавления пород, задача восстановления тепловой истории включает в себя моделирование эволюции зон частичного плавления пород в пространстве и во времени.

В настоящее время показана зависимость величины и формы положительной аномалии ТП от формы, глубины залегания и времени существования интрузивного тела под ней.

В работе [6] использован метод характерных точек аномалии ТП для определения параметров интрузивного тела, заданного в виде призмы. На основании аналитических формул построены палетки, с помощью которых можно оперативно определять ширину интрузии и время ее остывания. Метод использован для определения параметров интрузивного тела в Бай-

кальской рифтовой зоне. Показано, что для получения тепловой аномалии наблюдаемой формы необходимо предположить существование под ней интрузивного тела шириной 6 км и временем существования 2,8 млн лет. Вместе с тем отмечается, что в большинстве случаев аномалии ТП вызваны возмущающими объектами сложной конфигурации, для нахождения которой необходимо проводить численное моделирование на ЭВМ:

В работе [3] для объяснения той же аномалии ТП Байкальской рифтовой зоны привлечено интрузивное тело прямоугольной формы. По методике, аналогичной [6], определены параметры интрузии: ширина — 8 км, глубина до верхней кромки — 7 км, время существования — 2—2,5 млн лет. В работе отмечается, что полученная геотермическая модель является упрощенной и отражает только последний акт внедрения трещинной интрузии, в то время как в наблюдаемом распределении теплового потока, возможно, сказывается влияние и предшествующих внедрений.

Дальнейшее развитие методики восстановления тепловой истории конкретного региона по виду наблюдаемого теплового потока предпринято в настоящей работе. Для этого проведено численное моделирование эволюции зон частичного плавления пород охотоморского региона, при котором форма интрузивных тел не ограничивалась правильными геометрическими фигурами, и прослеживалась полная история образования тепловой аномалии, а не только ее заключительная фаза.

Методика расчетов. Задача поиска эволюции зоны частичного плавления (ЗЧП) пород в пространстве и во времени, которая обеспечивала бы наилучшее согласие расчетного и наблюдаемого ТП на поверхности Земли, была формализована следующим образом.

Обозначим через $\Gamma_1 = \Gamma_1^1 + \Gamma_1^2 + \Gamma_1^3 + \Gamma_1^4$ внешнюю (близкую к прямоугольной) границу, состоящую из четырех частей: Γ_1^1 — верхняя часть границы, повторяющая профиль суши и дна моря; Γ_1^2, Γ_1^3 — боковые части границы, представляющие собой прямые линии; Γ_1^4 — нижняя часть границы на глубине 400 км (прямая линия). Обозначим через Γ_2 внутреннюю границу, содержащую замкнутую область внутри Γ_1 . Γ_2 околтуривала в расчетах зону частичного плавления пород, и ее положение в пространстве и во времени могло изменяться. На Γ_2 автоматически устанавливалась температура плавления пород на соответствующей глубине.

Внутри этих границ (Γ_1 — неизменной и Γ_2 — варьируемой), очерчивающих область Ω , решалось двумерное нестационарное уравнение теплопроводности с переменными коэффициентами:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K(x, z) \frac{\partial T(x, z, t)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(x, z) \frac{\partial T(x, z, t)}{\partial z} \right) + H(x, z) = \rho(x, z) C(x, z) \frac{\partial T(x, z, t)}{\partial t},$$

$$(x, z) \in \Omega; t = 0 \div t_n. \quad (1)$$

Здесь x, z — координаты вдоль поверхности и в глубь Земли соответственно; K — коэффициент теплопроводности; H — тепловыделение; ρ — плотность; C — теплоемкость; T — температура; Ω — время; t_n — величина промежутка времени, на котором решалось уравнение (1).

Граничные условия на Γ_1 были следующими:

$$T(x, z, t) = 0^\circ \text{C} \quad \text{при } (x, z) \in \Gamma_1^1; t = 0 \div t_n;$$

$$\frac{\partial T(x, z, t)}{\partial x} = 0 \quad \text{при } (x, z) \in (\Gamma_1^2, \Gamma_1^3); t = 0 \div t_n;$$

$$T(x, z, t) = 1630^\circ \text{C} \quad \text{при } (x, z) \in \Gamma_1^4; t = 0 \div t_n.$$

$$(2)$$

То есть на верхней границе устанавливалась температура 0°C , на нижней границе — температура фазового перехода оливин — шпинель 1630°C [2]. Тепловой поток через боковые границы принимался равным нулю.

Условия на границе Γ_1 устанавливались неизменными на всем промежутке времени $0 \div t_n$. Причем момент t_n соответствовал настоящему времени, а 0 отстоял в прошлое на t_n .

На внутренней границе Γ_2 принималось:

$$T(x, z, t) = G(x, z, t) \quad \text{при } (x, z) \in \Gamma_2; t = 0 \div t_n, \quad (3)$$

где $G(x, z, t)$ есть неизвестная функция.

Начальные условия задавались в виде:

$$T(x, z, 0) = T_c(x, z), \quad (x, z) \in \Omega, \quad (4)$$

где $T_c(x, z)$ есть решение двумерного стационарного уравнения теплопроводности с пере-

менными коэффициентами для внешних граничных условий (2) и внутренних граничных условий $G(x, z)$ при $(x, z) \in \Gamma_2$, соответствующих зоне частичного плавления пород в форме пластины на глубине от 90 до 100 км.

Если обозначить решение задачи (1) — (4) для конкретной $G(x, z, t)$ через $T(x, z, t; G)$, а наблюдаемый тепловой поток через верхнюю часть границы Γ_1 как $Q(x, z)$ при $(x, z) \in \Gamma_1^1$, тогда задача восстановления эволюции зоны частичного плавления пород сводилась к отысканию такой функции $G(x, z, t)$ при $(x, z) \in \Gamma_2$ и $t = 0 \div t_n$, которая минимизировала бы функционал:

$$J(G) = \int_{(\Gamma_1^1)} \left| K(x, z) \frac{\partial T(x, z, t_n; G)}{\partial z} - Q(x, z) \right|^2 dS, \quad (5)$$

где $J(G)$ есть криволинейный интеграл по верхней части границы Γ_1 , подынтегральная функция есть квадрат разности расчетного и наблюдаемого теплового потока в каждой точке границы Γ_1^1 в момент времени t_n , а dS есть дифференциал кривой интегрирования Γ_1^1 .

Задача в такой постановке относится к числу так называемых некорректно поставленных задач [11], которые в силу ошибок при определении $Q(x, z)$ допускают только приближенные и, как правило, неоднозначные решения. Для того, чтобы сузить класс возможных решений, необходимо привлекать количественную или качественную информацию о характере искомого решения. В случае качественной априорной информации некорректно поставленные задачи решаются, например, методом регуляризации, в случае количественной априорной информации — методом подбора [14].

В работе [7] методом «квазиобращения», по своей идеологии родственном методу регуляризации, исследован широкий круг эволюционных задач. В частности исследованы нестационарные задачи теплопроводности, которые состояли либо в отыскании начальных условий при известных граничных условиях, известном распределении температур в конце интервала времени t_n , либо в отыскании граничных условий при известных начальных условиях, известном температурном поле в конце интервала времени t_n .

В работе [7] доказана разрешимость подобных задач. Вместе с тем метод «квазиобращения» дает лучшие результаты при отыскании начальных, нежели граничных, условий эволюционных задач теплопроводности.

Задача в нашей постановке, когда не известно распределение температур в конце заданного интервала времени, а известен только тепловой поток, принципиально неоднозначна. Она допу-

скает множество решений, близость каждого из которых к реальности нельзя установить без дополнительных данных (например, данных об эволюции вулканизма), образующих временной ряд. Разумеется, можно подобрать множество интервалов $0 \div t_n$, в каждом из которых будет своя эволюция ЗЧП, обеспечивающая согласие расчетного и наблюдаемого ТП в момент t_n . Очевидно, чем короче интервал $0 \div t_n$, тем ближе к поверхности должна располагаться кровля ЗЧП, чтобы обеспечить за счет кондуктивного теплопереноса выше ее наблюдаемый тепловой поток в момент t_n .

Мы рассматривали наблюдаемые положительные аномалии ТП как следствие возмущения первоначально равномерного по латерали стационарного теплового поля. Опыт моделирования стационарных тепловых полей показал, что кровля ЗЧП, расположенная на глубине порядка 100 км, создавала тепловой поток на поверхности, близкий к равномерному. Общая длительность $0 \div t_n$ процесса эволюции ЗЧП с этих глубин должна быть такова, чтобы любое изменение положения кровли ЗЧП обязательно успевало сказаться на тепловом потоке через верхнюю границу. Численный эксперимент (см. ниже тестовые расчеты) показал, что в этом случае знание только теплового потока, а не температурного поля в момент t_n , позволяет практически однозначно находить эволюцию граничных условий.

Таким образом, методика восстановления эволюции граничных условий гарантированно работоспособна только на временах, близких к установлению стационарного теплового поля, что дало возможность назвать найденное нами решение «квазистационарным». Это первое приближение в поиске эволюции теплового поля. Находимые таким образом времена эволюции кровли ЗЧП для разных профилей ГСЗ являются относительными, и для подтверждения близости их к реальности требуются дополнительные доказательства.

В качестве последующих, косвенно проверяющих и уточняющих реальность найденного решения, шагов предполагается моделировать тепловую эволюцию сейсмических границ в коре, а также ход теплофизических процессов образования зон частичного плавления пород для разных промежутков времени с последующей комплексной интерпретацией влияния общей длительности этих процессов на геофизические поля.

Задание слабой нестационарности решаемой задачи обеспечивалось в нашем случае выбором в качестве исходного приближения к решению формы зоны частичного плавления пород, найденной в стационарных расчетах [13], а также ограничением подъема кровли ЗЧП глубиной 8—10 км.

Следует подчеркнуть, что задача решается методом подбора [11], который требует дополнительной исходной количественной информации о характере искомой функции $G(x, z, t)$. То есть, приступая к решению задачи методом подбора, необходимо заранее задать искомую функцию $G(x, z, t)$, которая в процессе решения будет корректироваться. Это исходное приближение к решению задачи (1)—(5) является дополнительной априорной информацией, необходимость которой диктуется спецификой метода подбора.

Начальное положение зоны частичного плавления — это ее форма в момент времени $t = 0$ (пластина на глубине от 90 до 100 км). Начальное распределение температур (начальное условие (4)) — это стационарное поле, создаваемое начальным положением ЗЧП. Исходное приближение к решению задачи (1)—(5) — это исходная эволюция ЗЧП от начального положения (показано цифрой 4 на рис. 1, 2) к положению, найденному для каждого профиля при решении стационарной задачи в работе [13] (на рис. 1, 2 не показано).

В такой постановке задача (1)—(5) решалась численно. Для этого уравнение (1) было аппроксимировано на неравномерной сетке (40×40) узлов локально-одномерной разностной схемой [8] и решалось методом прогонки для граничных условий (2), (3) и начальных (4).

В качестве меры отклонения расчетного и наблюдаемого теплового потока принимался функционал

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_i^p - Q_i^n}{\Delta Q_i^n} \right)^2, \quad (6)$$

где $Q_i^p, Q_i^n, \Delta Q_i^n$ — это расчетный тепловой поток, наблюдаемый тепловой поток и ошибка в измерении наблюдаемого теплового потока соответственно, а Q_i^p определялось на основе решения уравнения (1) и являлось функцией граничных условий $G(x, z, t)$ на внутренней границе Γ_2 . Суммирование производилось по всем узлам сетки вдоль верхней части границы Γ_1 .

Функция $G(x, z, t)$ описывала температуру на границах зоны частичного плавления пород. Термин «зона частичного плавления», вообще говоря, условен. Фактически мы искали эволюцию внутренней замкнутой границы Γ_2 , охватывающей некоторое пространство, физические свойства которого нас пока не интересовали. На границе Γ_2 автоматически устанавливалась температура частичного плавления, однако, нас пока также не интересовало, за счет каких источников (стоков) энергии внутри ЗЧП происходило движение ее кровли.

Таким образом, задача (1)–(5) сведена к отысканию методом подбора такого вида функции $G(x, z, t)$, описывающей эволюцию формы ЗЧП на интервале $0 \div t_n$, а также самого интервала $0 \div t$, на котором минимизировался бы функционал (6). Исходное приближение $G(x, z, t)$ было взято из решения стационарного уравнения теплопроводности для граничных условий (2) [13]. Минимизация функционала (6) осуществлялась с помощью подпрограммы, реализующей один из методов градиентного спуска. Технически это выполнялось следующим образом.

Промежуток времени $0 \div t_n$, в течение которого решалось уравнение (1), был разбит на три временных интервала произвольной (как правило, равной) длины. В конце каждого интервала устанавливалась реперная точка по времени, в которой ломаными линиями задавалась форма зоны частичного плавления пород. Таким образом, в трех реперных точках по времени могла задаваться исходная, вообще говоря произвольная, эволюция формы зоны частичного плавления пород. Зона частичного плавления во временных точках между реперными определялась линейной интерполяцией.

Для промежутка времени $0 \div t_n$ многократным численным решением уравнения (1) минимизировался функционал (6).

В ходе решения форма зоны частичного плавления в реперных точках целенаправленно варьировалась таким образом, чтобы обеспечить наилучшее согласие расчетного и наблюдаемого теплового потока в момент t_n .

Затем задача решалась для других промежутков времени. Тот промежуток времени, в котором удавалось достигнуть наилучшего согласия расчетного и наблюдаемого теплового потока по сравнению с другими, считался наиболее вероятным временем развития зоны частичного плавления пород, а эволюция формы зоны частичного плавления в нем принималась за искомое решение.

Работоспособность данной методики была проверена в тестовых расчетах.

Были задана произвольная эволюция ЗЧП от тонкой пластины на глубине 100 км в течение промежутка времени $0 \div t_n$ (0–45 млн лет) и решена прямая задача (1)–(4) ($G(x, z, t)$ задана). Расчетный тепловой поток в момент t_n был аппроксимирован ломаными линиями и далее задавался в качестве наблюдаемого. В соответствии с выбранной методикой вначале была решена стационарная задача теплопроводности, и найденная форма ЗЧП далее выбиралась в нестационарных расчетах в качестве исходного приближения при поиске эволюции ЗЧП. Результаты тестовых расчетов представлены на рис. 1–3.

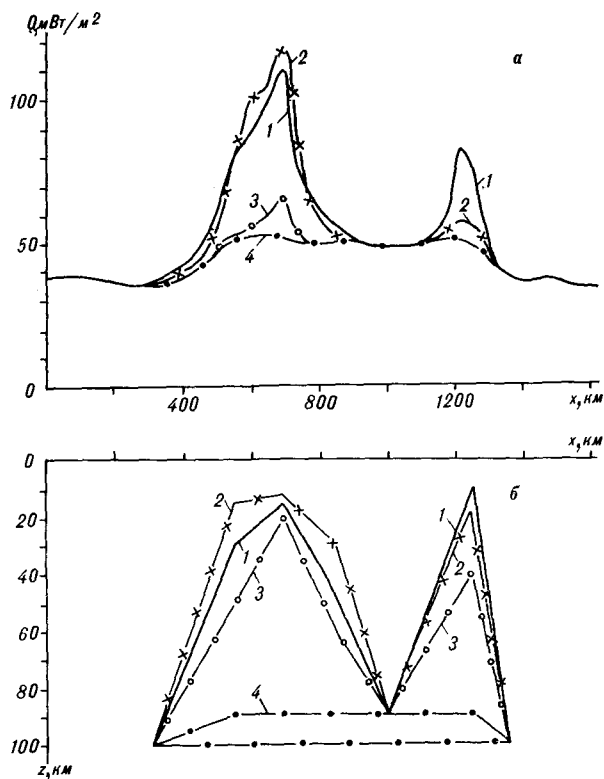


Рис. 1. Заданная эволюция ЗЧП.

a — эволюция теплового потока; *b* — эволюция кровли ЗЧП; 1–4 — значения в реперных точках по времени: 1 — настоящее время, 2 — 15 млн лет назад, 3 — 30 млн лет, 4 — 45 млн лет назад.

Видно, что минимум функционала приходится на 45 млн лет, т. е. в приближении слабой нестационарности можно четко выделять полное время эволюции ЗЧП (рис. 3). Эволюция ЗЧП восстанавливается также достаточно надежно (см. рис. 2).

По данной методике были проведены расчеты по набору профилей ГСЗ в Охотском море.

Исходные данные и результаты расчетов. Исходные данные в расчетах аналогичны тем, что были использованы при моделировании стационарного теплового поля охотоморского региона [13]. Расчеты проводились по набору профилей ГСЗ, положение которых показано на рис. 4–6.

На основании данных из работ [1, 9, 10, 12] на каждый профиль ломаными линиями наносились осадочный, вулканогенный, гранитный, базальтовый слои. Мантия была разделена на два слоя — до 70 км и ниже. Теплофизические характеристики пород (теплопроводность с учетом средних температур в $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{град.})$, тепловыделение в $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$) были теми же, что и в стационарных расчетах [13] и составляли соответственно: осадки — 1,6, 1,2; вулканогенный слой — 1,6, 1,0; гранитный слой — 1,5, 0,9; ба-

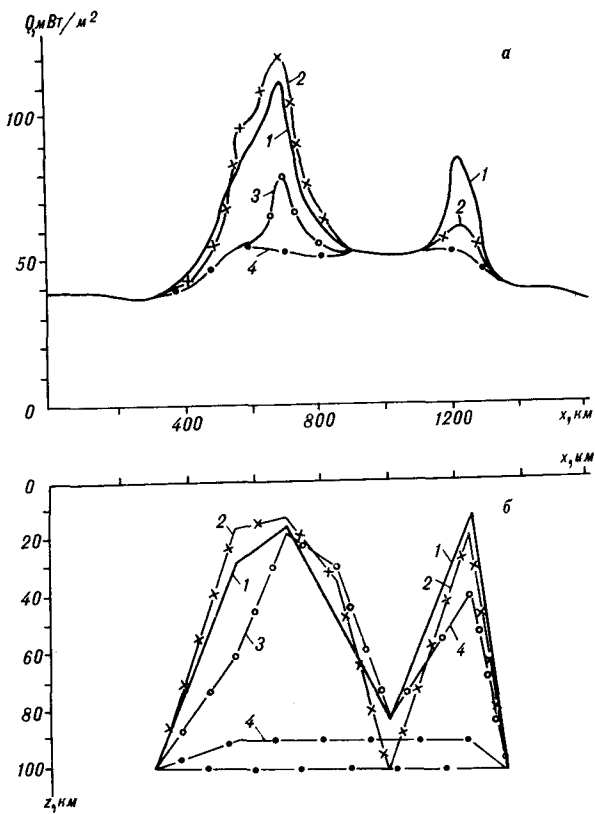


Рис. 2. Найденная эволюция ЗЧП.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

зальтовый слой — 1,4, 0,4; мантия до 70 км — 3,0, 0,05; мантия ниже 70 км — 5,0, 0,005. Здесь указаны начальные значения тепловыделения в слоях мантии, которые далее были уточнены для каждого профиля в стационарных расчетах.

Данные о тепловом потоке, на основе которых построена карта [5], были записаны в память ЭВМ и переносились на профили ГСЗ линейной интерполяцией. Кривая плавления пород с глубиной была взята из работы [4].

Для всех профилей ГСЗ расчеты проводились до глубины 400 км, с которой связывают фазовый переход оливин — шпинель [2].

Задача (1) — (5) решалась для каждого профиля ГСЗ. Эволюция кровли зоны частичного плавления пород на начальных этапах ее развития представлена на рис. 4—6.

Движение кровли, начавшееся 40—45 млн лет назад, привело к появлению 35 млн лет назад (см. рис. 4) двух мощных поднятий кровли ЗЧП восточнее средней части о. Сахалин и южнее Камчатки. Кровля ЗЧП в этих выступах достигла 40 км. Форма ЗЧП в этих поднятиях и время развития последних позволяют предположить, что основным механизмом их образования является подъем расплава по глубинным разломам и трещинам.

До временной отметки 30 млн лет назад происходило дальнейшее поднятие расплава по глубинным разломам и трещинам до глубины 10—15 км (см. рис. 5). Наряду с этим кровля ЗЧП поднялась до глубин ~70 км почти на всей площади Охотского моря, по-видимому, за счет проплавления.

Положение кровли ЗЧП 25 млн лет назад (см. рис. 6) характеризуется расплыванием тех поднятий, что отмечались ранее, появлением новых в центральной части Охотского моря и на юге Камчатки, а также повсеместным поднятием кровли ЗЧП за счет проплавления до глубин ~50 км.

В настоящих расчетах пока не затронуты вопросы энергетического обеспечения ЗЧП. Эволюция ЗЧП рассматривается безотнositельно причин, ее вызывающих. Кровля ЗЧП является своего рода огибающей пространства, которое в наших расчетах пока считалось однородным частично расплавленным телом. Очевидно, дальнейшими шагами исследования может быть изучение структуры и механизмов, доминирующих в ЗЧП, которые явно не укладываются в рамки кондуктивного теплопереноса.

Из-за отсутствия достоверных количественных данных о доле конвективного теплопереноса ювенильными водами и летучими в коре и верхней мантии в наших расчетах, в первом приближении, принято, что теплоперенос выше кровли ЗЧП осуществляется только кондуктивно. Таким образом, в наших расчетах локализованы в пространстве и во времени области, в которых преобладающим является кондуктивный теплоперенос, и области (ЗЧП), в которых теплоперенос не укладывается в рамки только кондуктивного.

Кровля ЗЧП является своего рода реперной границей, внутри которой следует проводить моделирование теплопереноса, искать его структуру и историю, которые обеспечили бы найденный температурный режим.

Сравнение положения кровли ЗЧП с другими фазовыми границами на профилях ГСЗ позволяет сделать некоторые предварительные выводы. Так, положение границы Мохоровичича, что уже отмечалось в [13], не коррелируется

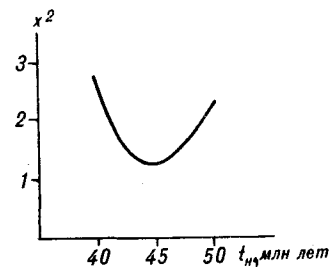


Рис. 3. Зависимость минимизируемого функционала от полного времени эволюции ЗЧП.

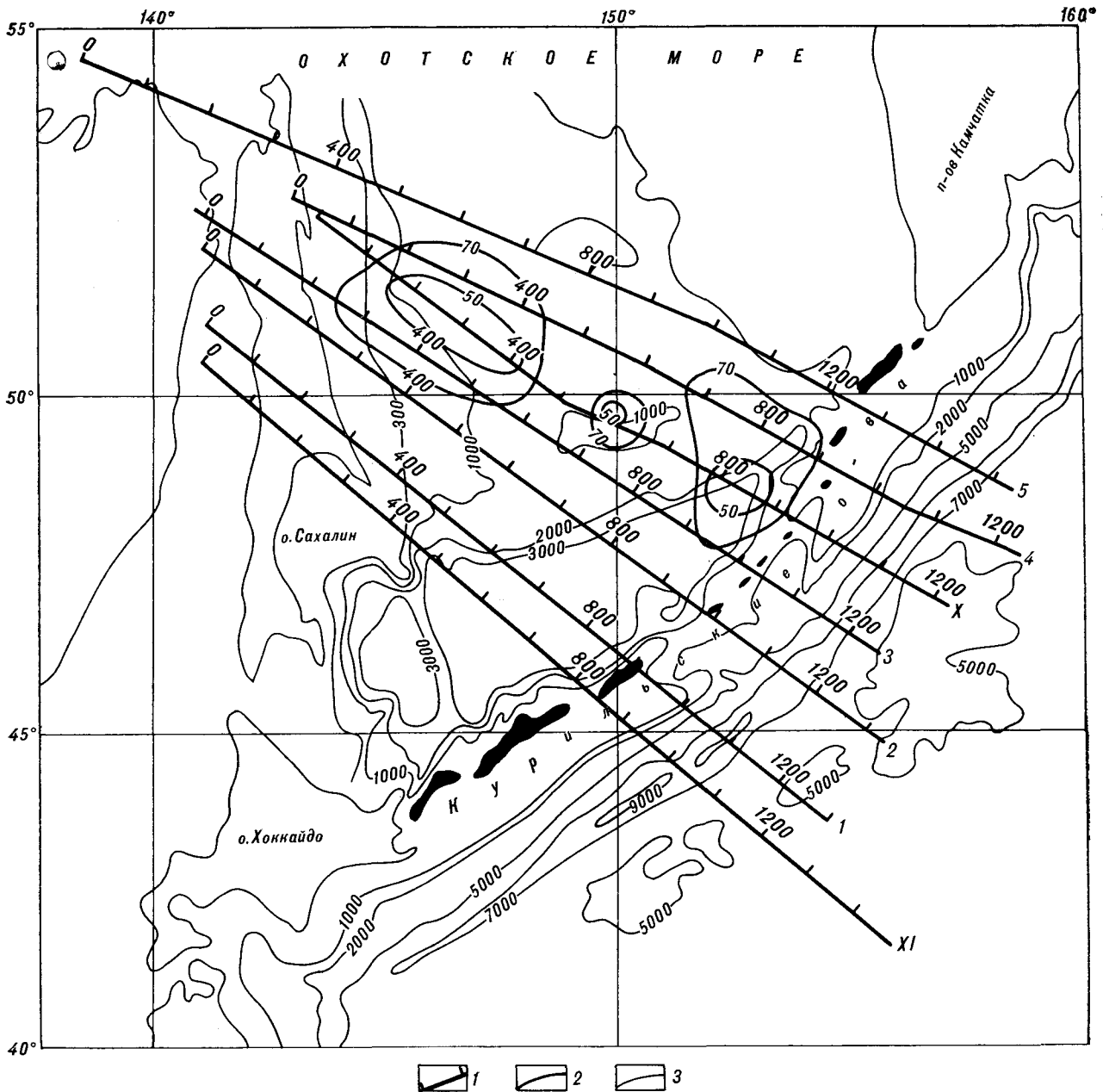


Рис. 4. Положение кровли ЗЧП 35 млн лет назад.
1 — профили ГСЗ; 2 — изоглубины до кровли, км; 3 — изобаты, м.

с положением кровли ЗЧП, а гранитный (вулканогенный) слой значительно тоньше в тех областях, под которыми ЗЧП существовала более длительное время.

Выводы. 1. Разработана методика численного восстановления эволюции зоны частичного плавления пород в приближении слабой нестационарности на основе данных о современном тепловом потоке и данных ГСЗ о строении коры и верхней мантии.

2. Численным моделированием локализована под Охотским морем обширная зона частичного

плавления пород, которая начала развиваться вверх 40—45 млн лет назад, и построены схемы ее кровли на разных этапах развития.

3. Предполагаемая зона частичного плавления имеет сложную форму. Кровля ее, по-видимому, формировалась подъемом расплавов по глубинным разломам и трещинам и, одновременно, общим утонением литосферы за счет проплавления снизу.

4. Отмечена корреляция между временем существования ЗЧП и уменьшением мощности гранитного (вулканогенного) слоев над ней.

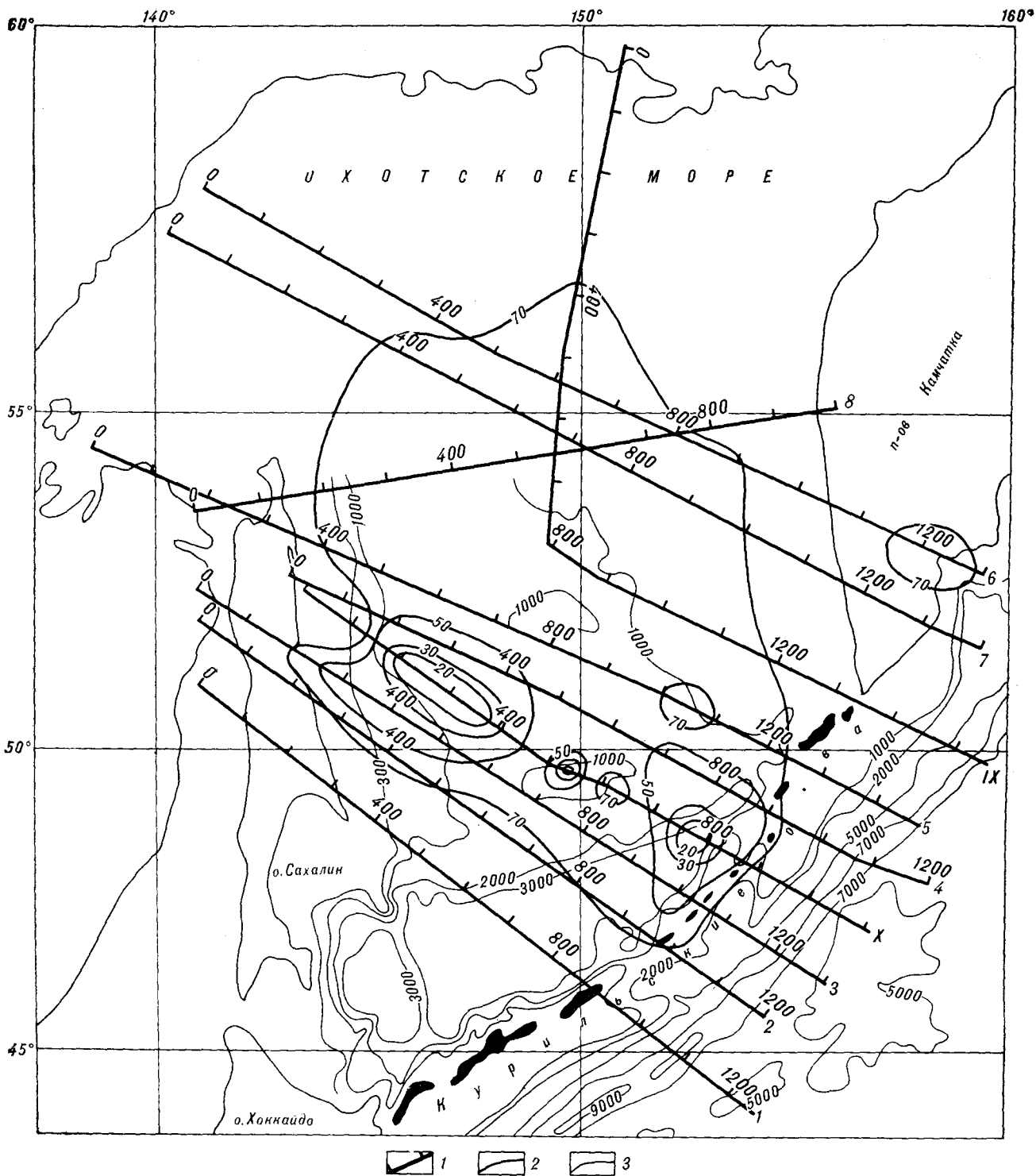


Рис. 5. Положение кровли ЗЧП 30 млн лет назад.
Усл. обозн. см. на рис. 4.

Решение эволюционной задачи теплопроводности в приближении слабой нестационарности позволило, по крайней мере в первом приближении, установить относительную тепловую

историю литосферы Охотского моря на протяжении последних 45 млн лет ее развития.

Знание температурного режима открывает возможности для моделирования эволюции фа-

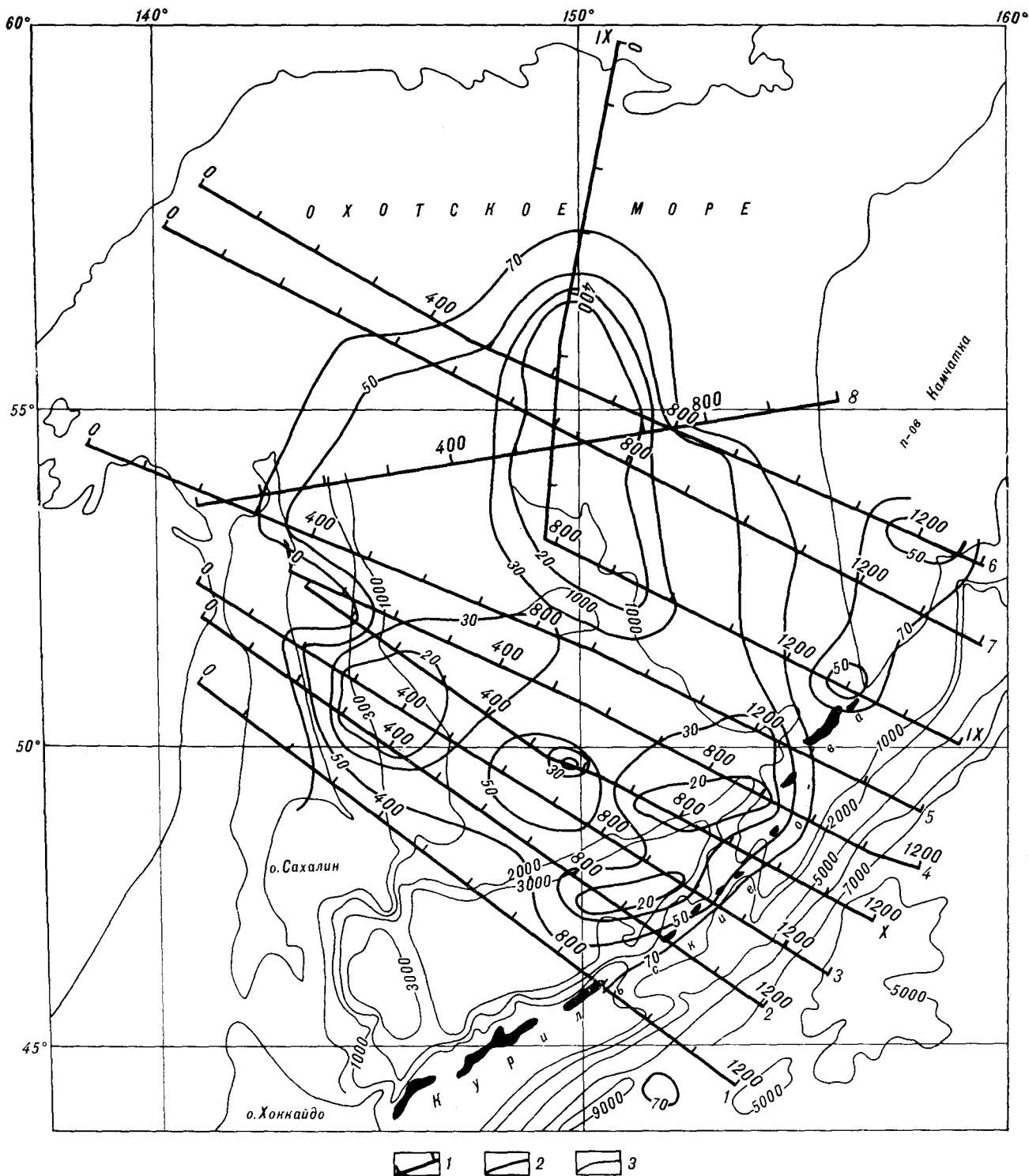


Рис. 6. Положение кровли ЗЧП 25 млн лет назад
Усл. обозн. см. на рис. 4.

зовых границ выше ЗЧП, оценки влияния температур на другие геофизические поля, что и предполагается в качестве последующих шагов исследований.

Авторы выражают признательность академику В. А. Магницкому и А. О. Глико за консультации и ряд важнейших замечаний в области достоверности найденных решений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
2. Голицын Г. С. О профиле температур в мантии Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1981.— № 4.— С. 14—17.
3. Голубев В. А., Осокина С. В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал // Там же.— 1980.— № 4.— С. 63—75.
4. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Наука, 1965.
5. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов/Гл. ред. Я. Б. Смирнов.— М.: ГУГК, 1980.
6. Кутас Р. И., Цвященко В. А. Об использовании характерных точек интерпретации геотермических аномалий // Геофизич. журнал АН УССР.— 1984.— Т. 6, № 4.— С. 72—73.
7. Латгерс Р., Лионс Ж. Л. Метод квазиобращения и его приложения.— М.: Мир, 1970.
8. Самарский А. А. Теория разностных схем.— М.: Наука, 1977.
9. Строеие земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1964.
10. Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Охотского сектора по сейсмическим данным.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
11. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач.— М.: Наука, 1974.
12. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
13. Туезов И. К., Епанешников В. Д. Численное моделирование стационарного теплового поля литосферы Охотского моря // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1987.— № 7.— С. 94—100.
14. Файнберг Э. Б. Региональные аномалии теплового электромагнитного и гравитационного полей Земли // Там же.— 1979.— № 3.— С. 28—36.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
13 апреля 1990 г.

УДК 550.834

*В. В. Аргентов, В. В. Жигулев, Ю. В. Киктев,
А. В. Петров, С. В. Шалгин*

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДОМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ЛОЖА
ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ**

Представлены результаты исследований МПВ на двух участках Филиппинского моря. Получены новые данные о строении вулканогенно-осадочного слоя земной коры Филиппинского моря. Предположено, что структуры Центрального разлома и рифта Паресе-Вела

Исследование Филиппинского моря методом преломленных волн проводится с начала 60-х гг., и к настоящему времени с разной степенью детальности охарактеризовано глубинное строение практически всех морфоструктурных элементов этого региона [8—10, 13, 15, 17 и др.]. Результаты сейсмических исследований свидетельствуют о том, что земная кора Филиппинского моря имеет океаническое строение. При этом в котловинах (Западно-Филиппинская, Паресе-Вела котловины, Марианский прогиб) скорости распространения сейсмических волн в слоях земной коры и ее общая мощность близки к таковым в котловинах восточной части Тихого океана. Различаются эти регионы соотношением мощностей во втором и третьем слоях, а также более высокими значениями мантийных скоростей в Филиппинском море. В таблице приведены статистические модели земной коры Филиппинского моря и Тихого океана. Для Филиппинского моря эта модель

обладают повышенной мощностью земной коры, и обсуждаются причины наращивания мощности последней. Описан специализированный комплекс по воспроизведению сейсмической информации с магнитной ленты.

составлена по опубликованным материалам, для Тихого океана — данные взяты из работы Г. И. Семеновы [4].

Мощность земной коры под Марианским и Западно-Марианским хребтами не менее 10 км, под хребтом Кюсю-Палау — около 9 км [8].

В 1985 г. ИМГиГ ДВО АН СССР провел исследования МПВ на двух профилях, пересекающих Центральный разлом и рифт Паресе-Вела (рис. 1). Исследования выполнялись на НИС «Пегас» с использованием автономных донных сейсмических станций (АДСС), изготовленных в Специальном опытно-конструкторском технологическом институте АН Арм. ССР и существенно модернизированных в ИМГиГ. Основные технические данные АДСС следующие:

1. Число каналов — 4 (2 — служебные)
2. Запись — аналоговая, прямая
3. Носитель — магнитная кассета
4. Полоса пропускания сейсмического сигнала — 5—25 Гц
5. Динамический диапазон на одном канале — 36 дб
6. Автономность (при скорости протяжки магнитной ленты 0,4 мм/с) — 4 сут
7. Точность хода кварцевых часов — 10^{-6} с
8. Предельная глубина постановки — 6000 м

Сейсмические сигналы возбуждались пневматическим источником ПИ-15 (объем рабочей камеры — 30 дм³, частота излучения — 1—2 мин).

Профильные работы МПВ выполнялись с одной АДСС. После ее установки судно производило рабочий галс на 35—40 км по обе стороны от нее. Затем станция переставлялась примерно на 30 км от предыдущей постановки и вновь производился рабочий галс длиной 70—80 км. Таким же образом отрабатывался и весь профиль МПВ. Время отработки каждой станции (от постановки до подъема) составляло при благоприятной погоде 1—1,5 сут. Для

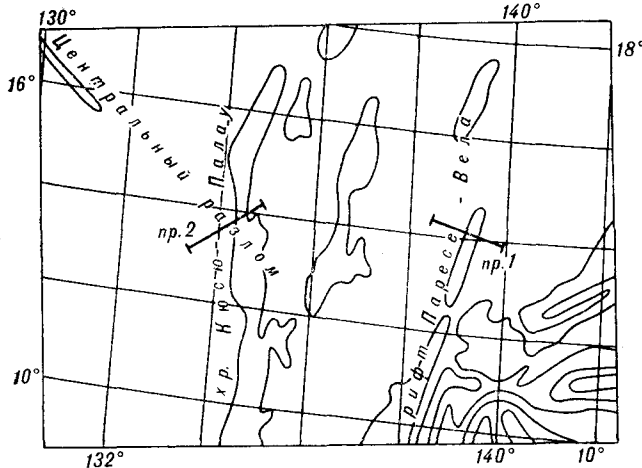


Рис. 1. Схема расположения профилей МПВ.

Статистические модели земной коры Филиппинского моря и Тихого океана

| Район | $H_B, \text{км}$ | Осадочный слой | | Слой 2 | | Слой 3 | | $V_M, \text{км/с}$ | $V_K, \text{км/с}$ | $H_K, \text{км}$ |
|-----------------------------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|--------------------|------------------|
| | | $V_1, \text{км/с}$ | $H_1, \text{км}$ | $V_2, \text{км/с}$ | $H_2, \text{км}$ | $V_3, \text{км/с}$ | $H_3, \text{км}$ | | | |
| Котловины Филиппинского моря | 5,23 | 2,0 | 0,34 | 4,95 | 1,75 | 6,81 | 3,72 | 8,33 | 5,40 | 5,81 |
| Котловины западной части Тихого океана | 5,17 | 2,0 | 0,41 | 5,62 | 1,77 | 6,71 | 4,83 | 8,22 | 5,35 | 7,01 |
| Котловины восточной части Тихого океана | 4,25 | 2,0 | 0,33 | 5,25 | 1,13 | 6,75 | 4,6 | 8,22 | 5,72 | 6,07 |

Примечание. H_B — мощность водного слоя; H_n, V_n — мощность n -го слоя земной коры и скорость распространения сейсмических волн в нем; V_M — граничная скорость на границе Мохоровичича; V_K — средняя скорость в земной коре; H_K — общая мощность земной коры.

учета влияния на результаты последующей обработки рельефа дна моря во время рабочих галсов выполнялось эхолотирование.

Визуализация сейсмической информации осуществлялась на комплексе, разработанном в

лаборатории сейсмических исследований ИМГиГ на базе двух микроЭВМ «Электроника-60» с использованием факсимильного аппарата «Иней» в качестве графопостроителя. Комплекс позволяет преобразовать последова-

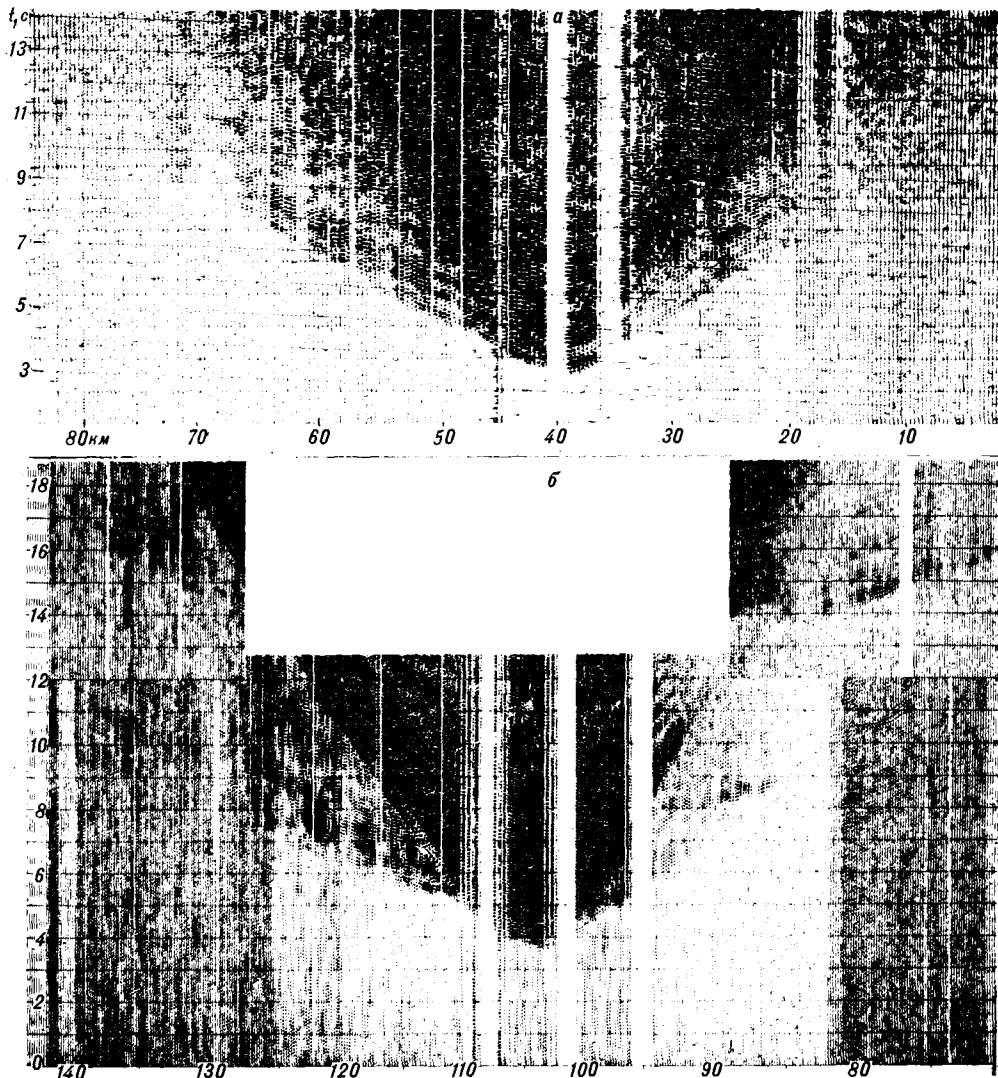


Рис. 2. Сводные сейсмограммы, полученные на профилях II (а) и I (б).

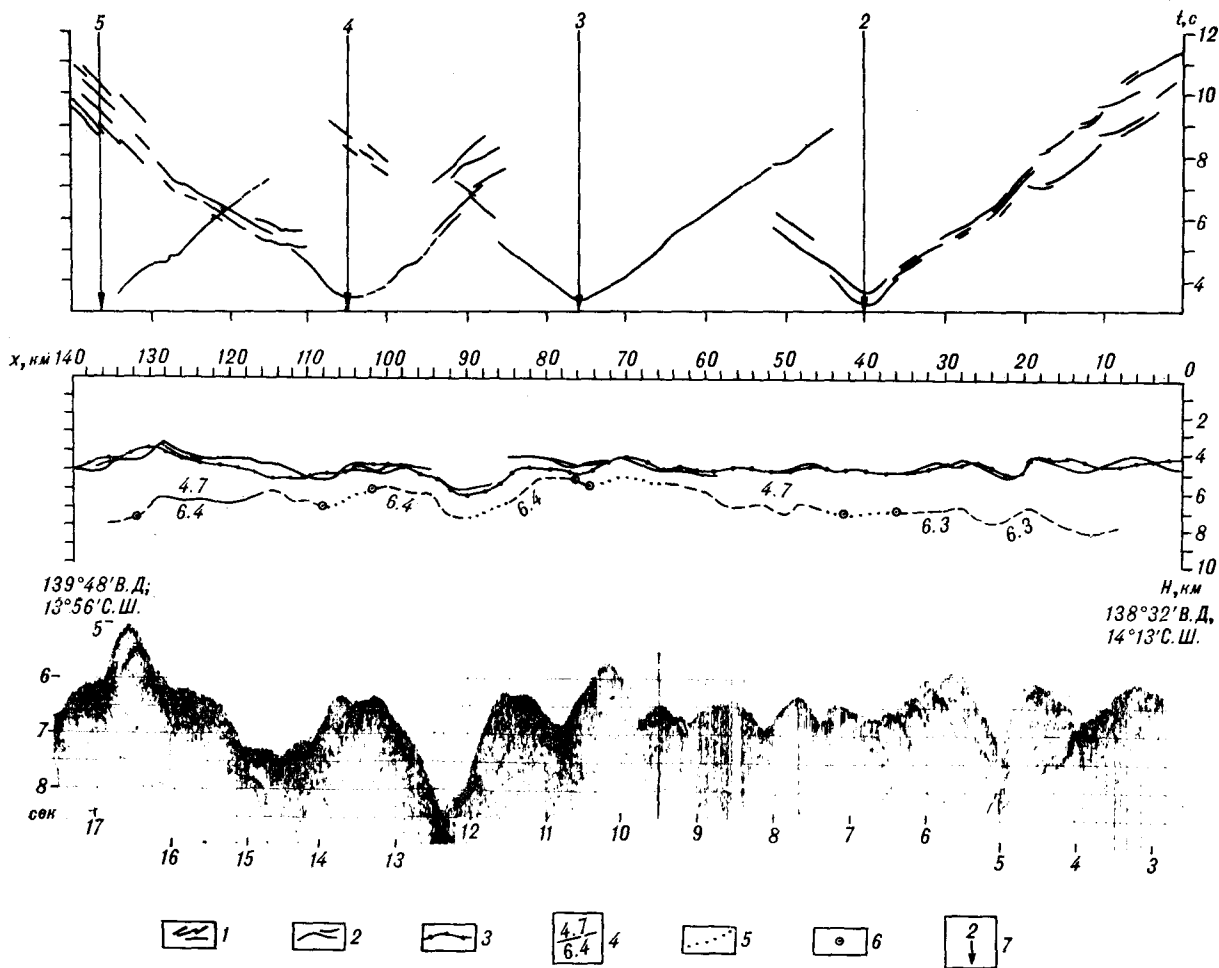


Рис. 3. Система годографов и разрезы земной коры (глубинный и временной) по профилю I.

1 — годографы преломленных волн; 2 — поверхность дна моря по данным разных галсов; 3 — осредненный рельеф дна моря; 4 — преломляющие границы (цифра сверху — значение эффективной скорости, снизу — граничной скорости); 5 — участки интерполяции границ; 6 — глубина до преломляющей границы, соответствующая начальной точке головной волны; 7 — положение на профиле АДС.

тельно записанные трассы сейсмической информации в сейсмограмму с необходимыми амплитудами сигнала и масштабом развертки [1].

Процесс воспроизведения полевых материалов кратко сводится к следующим операциям.

Аналоговый сейсмический сигнал, прошедший через фильтр, оцифровывается частотой пилот-сигнала, умноженной в 2^n раз. Выборки, организованные таким образом, попадают в оперативную память ЭВМ. Массив выборки, первый элемент которого синхронизирован с минутным импульсом, считанным с ленты, а последний — с выбранной оператором секундой, образуют, по существу, сейсмотрассу. Визуализация каждой сейсмотрассы осуществляется способом построчного сканирования сигнала на электрохимическую бумагу. Примеры сейсмограммы приведены на рис. 2.

Применяемая в воспроизводящем аппаратурном комплексе система кодировки и декодиров-

ки позволяет производить операцию сверки времени в случае сбоя хода кварцевых часов, а также при остановке лентопротяжного механизма. Кроме того, имеется возможность производить эффективный поиск любой сейсмотрассы на всем участке полезной записи, что существенно облегчает весь процесс обработки полевых материалов.

В результате работ МПВ получена система встречных и нагоняющих годографов (рис. 3, 4) по двум профилям. Максимальная длина годографа, которую удалось достичь при применявшемся источнике, составляет около 35 км.

Построение сейсмических разрезов осуществлялось по стандартной методике, разработанной для интерпретации головных волн [6]. Положение преломляющих границ определялось способом полей времен в предположении двухслойной модели среды (водный слой и слой от дна до преломляющей границы). При интерпретации одиночных годографов значения

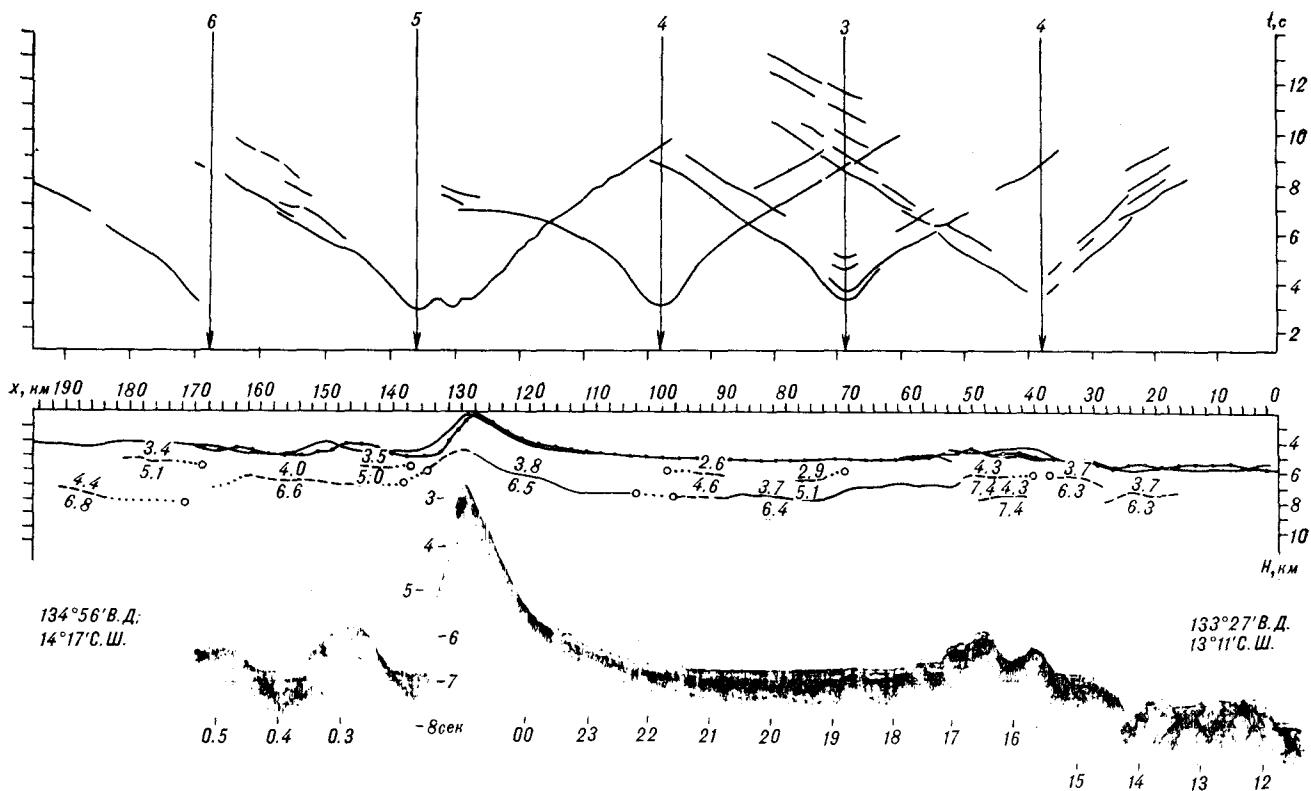


Рис. 4. Система годографов и разрезы земной коры (глубинный и временной) по профилю II. Усл. обозн. см. рис. 3.

граничных скоростей либо принимались равными осредненным по каждому профилю кажущимся скоростям, либо подбирались такими, чтобы преломляющие границы на соседних участках профиля наилучшим образом согласовывались между собой. Необходимые для построения границ значения эффективных скоростей вычислялись с использованием точек излома годографов волн первых вступлений.

Рассмотрим результаты исследований МПВ.

Профиль I (рифт Паресе-Вела). Район исследований характеризуется, с одной стороны, резкопересеченным рельефом дна моря, с другой, отсутствием осадков (см. рис. 3), обуславливающим высокую акустическую жесткость дна моря. В силу этих причин сейсмограммы буквально заполнены пакетами сейсмических колебаний примерно одинаковой интенсивности и длительности и продолжающихся достаточно длительное время. Повсеместно на сейсмограммах регистрируются в последующих вступлениях частично-кратные отраженно-преломленные волны, имеющие с волнами первых вступлений субпараллельные оси синфазности. Частично-кратные волны позволяют, в некоторых случаях, восстановить, путем параллельного переноса, годографы волн первых вступлений, выделяющихся среди регулярных волн-помех не всегда уверенно.

Преломленные волны в первых вступлениях уверенно прослеживаются до удалений от источника около 20 км. Дальше они регистрируются среди регулярных волн-помех и выделить их здесь очень трудно. Всего в первых вступлениях нами выделены две волны со средними значениями кажущихся скоростей около 4,4 и 6,4 км/с. Эти волны имеют сложную динамику: часты нарушения корреляции, вплоть до полной ее потери, годографы искривлены, наблюдаются петли годографов. Подобные искажения динамики и кинематики преломленных волн обусловлены, скорее всего, рельефом дна моря, хотя и не исключено, что участки нарушенной корреляции обусловлены разломными зонами.

Смена волн первых вступлений фиксируется нечетко — ее можно определить, главным образом, по осредненному годографу (рис. 5). Не исключено, что на участке 6—10 км от ПВ в первых вступлениях регистрируются волны с промежуточными кажущимися скоростями (в интервале 4,4—6,4 км/с), т. е. в разрезе слой со скоростью 6,4 км/с перекрыт градиентным слоем. В целом же годографы волн, имеющие значение $V^* = 4,4$ и 6,4 км/с, хорошо осредняются прямыми линиями и их можно интерпретировать как квазиголовные.

Сейсмический разрез вдоль профиля представлен на рис. 3. Построена одна преломляю-

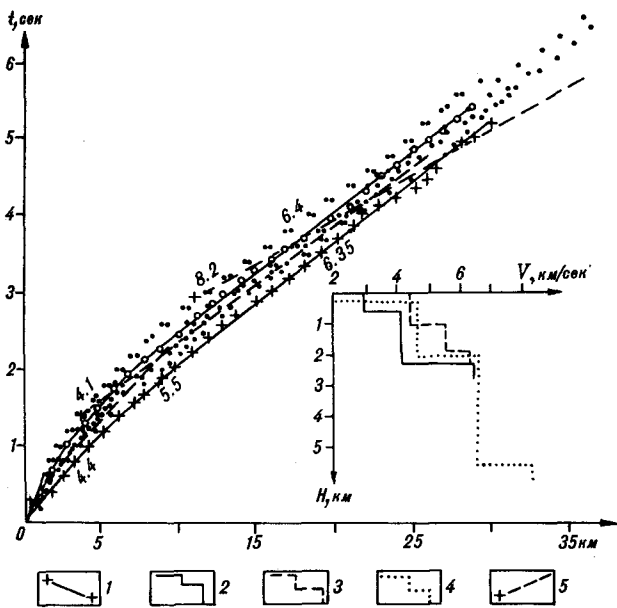


Рис. 5. Сводные годографы и обобщенные скоростные разрезы.

1 — осредненный годограф по профилю I; 2 — скоростной разрез по профилю II; 3 — скоростной разрез по профилю I; 4, 5 — обобщенный скоростной разрез земной коры Филиппинского моря, построенный по литературным данным (4), и теоретические годографы преломленных волн (5), рассчитанные на основе этого разреза. Точки — наблюдаемые времена вступлений первых волн на профиле II, приведенные к дну моря; кружки — средние значения наблюдаемых времен (пр. II); цифры — осредненные значения кажущихся скоростей.

щая граница, соответствующая кровле третьего океанического слоя и имеющая $V_r = 6,2—6,4$ км/с. Конфигурация границы, в общих чертах, соответствует рельефу дна моря. Глубины залегания изменяются в пределах $0,8—3$ км, причем в осевой части рифта Паресе-Вела граница ближе всего подходит ко дну (а не обнажается, как это предполагал Хейс [8], интерполируя граничные со впадиной разрезы земной коры на 18° с.ш.). Поэтому можно предположить, что скорость спрединга (при его наличии) меньше скорости заполнения впадины осадочно-вулканогенным материалом, из которого, по-видимому, и состоит слой 2.

Профиль II (Центрально-бассейновый разлом). Здесь в первых вступлениях преломленные волны коррелируются до удалений $25—30$ км от пункта излучения (ПИ). На больших расстояниях их амплитуды соизмеримы с амплитудами нерегулярного сейсмического фона и поэтому возможна только «приближенная» фазовая корреляция этих волн.

Всего в первых вступлениях выделяется три волны (см. рис. 5). Первая из них следится на расстояние до трех км от ПИ и имеет значение кажущейся скорости (V^*), равное приблизительно $2,9$ км/с. Вторая волна прослеживается в интервале $3—7$ км от ПИ. Значение ее V^* равно $4,1$ км/с.

Третья волна прослеживается с 7 км до максимально достигнутых при исследованиях удалений от ПИ (около 35 км). Среднее значение ее кажущейся скорости равно $6,4$ км/с.

Как и на профиле I, в последующих частях сейсмограмм регистрируется большое количество кратных отраженно-преломленных волн, имеющих различные значения V^* (как меньших, так и больших первых волн). Их амплитуды существенно превышают амплитуды и сейсмического фона, и волн в первых вступлениях.

В результате интерпретации построены две преломляющие границы (см. рис. 4). Верхняя из них имеет $V_r = 4,6—5,1$ км/с, построена участками и залегает на глубине $0,8—1,5$ км от дна моря.

Граница кровли третьего океанического слоя залегает на глубинах $1,5—4$ км от дна и имеет, в целом, конформное залегание с дном моря. Максимальный прогиб границы наблюдается в северо-восточной части профиля (около 4 км), минимальные глубины (около $1,5$ км) на $30—50$ км профиля (см. рис. 4). Граничные скорости вдоль границы меняются в пределах $6,3—7,4$ км/с, имея тенденцию к увеличению в северо-восточном направлении.

К сожалению, ни на одном из профилей не удалось получить полный разрез земной коры, что связано с недостаточной длиной экспериментальных годографов. Однако расчеты, выполненные с использованием осредненной скоростной модели, построенной для района севернее профиля I по опубликованным данным [12, 13, 15 и др.], показывают, что преломленные волны от поверхности Мохоровичича должны выходить в первые вступления около 27 км от ПИ (см. рис. 5). В эксперименте же эти волны не регистрируются в первых вступлениях даже в 35 км от ПИ, т. е. мощность твердой коры при наблюдаемых скоростях должна быть здесь не менее 7 км.

Очень схожая с наблюдаемой на профилях Филиппинского моря волновая картина получена вблизи хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь также на сейсмограммах регистрируются «нарушенные» волны первых вступлений со значительной энергией волн последующих вступлений [16]. Волны с резко увеличивающимися скоростями от 5 км/с до $6,7$ км/с при удалении от ПИ прослеживаются примерно до 30 км от него, где они резко затухают. Дальше, с некоторым сдвигом по оси времен, прослеживаются волны со скоростями около $7,5$ км/с. В результате получена скоростная модель хребта (при интерпретации использовались как кинематические, так и динамические характеристики волн). В этой модели на глубине $2—3$ км от дна присутствует низкоскоростная зона ($V = 4,8$ км/с), ниже которой

скорости постепенно увеличиваются и только на глубинах более 10 км достигают значений около 8 км/с. Предполагается, что низкоскоростная зона — это зона частичного расплава или магматического очага.

Хотя при исследованиях МПВ 1985 г. волн с мантийными скоростями не зарегистрировано, близкие динамические и кинематические параметры регистрируемых до их появления волн позволяют сделать предположение, что скоростные разрезы хребтовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия и структур профилей МПВ близки. А в этом случае, учитывая подобие среднестатистических разрезов земной коры котловинных частей Филиппинского моря и восточной части Тихого океана (см. таблицу), оказываются подобными глубинное строение в целом Филиппинского моря и восточной части Тихого океана.

Увеличенная мощность третьего слоя земной коры может быть обусловлена и серпентинизацией мантии. В пользу последнего предположения свидетельствуют данные, полученные Л. И. Лобковским и др. [2] для рифтовых и разломных зон (характеризующихся повышенной трещиноватостью верхнего слоя и определенными $P - T$ -условиями), каковыми являются исследованные структуры Филиппинского моря.

Таким образом, в результате исследований МПВ 1985 г. можно предположить, что структуры Центрального разлома и рифта Паресе-Вела обладают повышенной (по сравнению с прилегающими к ним структурами котловин) мощностью земной коры. Возможно, что кажущееся наращивание ее мощности является результатом причленения к ней снизу участков частично расплавленной мантии. О возможном наличии очагов частичного плавления свиде-

тельствует, в частности, наблюдающийся здесь повышенный тепловой поток [9]. Другой причиной увеличения мощности коры, как указывалось выше, может явиться трещиноватость ее верхнего слоя и, как следствие этого, серпентинизация мантии. Как в том, так и в другом случаях следует предположить, что тектоническая активность в районах исследованных структур продолжается и в настоящее время.

Однако, несмотря на сравнительно большой объем выполненных исследований МПВ, видимо, не следует делать окончательный вывод о типично океаническом типе земной коры в Филиппинском море. Дело в том, что сейсмические разрезы получены здесь при длине годографов, не превышающих 60 км от ПВ. А как показали результаты обобщения материалов ГСЗ по Охотскому морю, на удалении 70—80 км от ПВ в прослеживании сейсмических волн наблюдается зона тени [7], что свидетельствует о наличии в разрезе земной коры инверсионной зоны, а верхняя граница с мантийными скоростями служит кровлей высокоскоростного слоя [5]. О том, что земная кора Филиппинского моря не является типично океанической, свидетельствуют, например, сейсмологические данные. Гутенберг и Рихтер [11] при исследовании поверхностных волн от землетрясений предполагали наличие в Филиппинском море корового слоя континентального характера. Исследуя дисперсию волн Релея, Санто [3] отнес земную кору почти всего Филиппинского моря к субокеаническому типу.

Для устранения противоречий между сейсмическими и сейсмологическими данными и окончательного выяснения структуры земной коры необходимы новые исследования МПВ с длиной годографов не менее 100 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киктев Ю. В. Применение микроЭВМ «Электроника-60М» для регистрации сейсмической информации на рулонную электрохимическую бумагу // МикроЭВМ в геолого-геофизических исследованиях. — Владивосток, 1985. — С. 25—30.
2. Лобковский Л. И., Николаевский В. Н., Каракин А. В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. — 1986. — Т. 61, вып. 4. — С. 3—12.
3. Санто Т. Разделение юго-западной части Тихого океана на районы с одинаковой дисперсией волн Релея // Строение земли по поверхностным сейсмическим волнам. — М.: Мир, 1965. — С. 169—190.
4. Семенова Г. И. Латеральные неоднородности зем-

ной коры ложа Тихого океана по данным ГСЗ: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. — М., 1985.

5. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 6. — С. 3—12.
6. Справочник геофизика. Т. 4. — М.: Недра, 1966.
7. Старшинова Е. А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 255, № 6. — С. 1339—1344.
8. Хейс Д. Окраинные моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей. Т. 6, ч. II. — М.: Наука, 1984. — С. 30—44.

9. Шараськин А. Я. Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря // Там же.— С. 44—57.
10. Bibee L. D., Shor G. G. Jr., Lu R. S. Inter-arc spreading in the Mariana Trough // Mar. Geol.—1980.— V. 35, N 1—3.— P. 183—197.
11. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena.—Princeton University Press, Princeton, N. J., 1949.
12. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project.—Washington: US Govern. Print Office, 1981.— V. 59.
13. Loudon K. E. The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett.—1980.— V. 50, N 1.— P. 275—288.
14. Ludwig W. J., Murauchi S., Den N. et al. Structure of east China sea — west Philippine sea margins off Southern Kuyshu, Japan // J. Geophys. Res.—1973.— V. 78.— P. 2526—2536.
15. Murauchi S., Den N., Asano S. et al. Crustal Structure of the Philippine Sea // J. Geophys. Res.—1968.— V. 73.— P. 3143—3171.
15. Murauchi S., Den N., Asano S. et al. Crustal Structure of the East Pacific Rise from an Ocean Bottom Seismometer Survey // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1976.— V. 45, N 2.— P. 305—321.
17. Sharon L., La Traille, Hussong Donald M. Crustal structure across the Mariana Island Arc // HIG Contribution, N 1077.—Honolulu, 1980.— P. 209—221.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
4 июня 1990 г.

УДК 552.5 : 551.35(265.3)

А. С. Астахов

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОХОТСКОГО МОРЯ

Обобщены данные по плотности и влажности поверхностного слоя осадков Охотского моря. Установлена зависимость этих параметров от вещественного и гранулометрического состава отложений, наличия диагенетических изменений, газовых включений. Уплотнение голоценового слоя осадков, имеющего мощность до нескольких метров, не отмечено. С учетом

физико-механических свойств осадков были пересчитаны скорости осадконакопления. На полученной карте резко обособляются выделенные ранее голоценовые седиментационные бассейны по периферии моря, где темпы накопления осадочного материала на порядок и более превышают существующие в центральной части моря и на аседиментационных участках шельфа.

Изучение физико-механических свойств (ФМС) верхней части осадочного чехла является одним из основных направлений морских геологических работ, необходимых при инженерно-геологических изысканиях, интерпретации сейсмоакустических данных, расчетах абсолютных масс осадочных тел и отдельных компонентов, их составляющих (минералы, химические элементы). Голоценовые отложения слагают наиболее обводненную часть осадочного чехла, где диагенетические изменения осадков и их уплотнение большей частью еще не проявились. Согласно имеющимся сведениям по Охотскому морю и близлежащим акваториям [3, 6], ФМС осадков зависят прежде всего от их вещественного и гранулометрического состава. Целью данного исследования является обобщение данных по ФМС голоценовых отложений Охотского моря, анализ их тонких изменений в зависимости от возраста, литологического состава и условий залегания и использование этих результатов для расчета абсолютных масс голоцена.

Изучение ФМС проводилось в ряде экспедиций на научно-исследовательских судах, выполнявших с 1980 по 1989 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР. Помимо автора определения проводили В. В. Донцов, Н. Г. Яшкина, Ф. М. Мамонт. Для анализа использовались ненарушенные колонки осадков, отобранные гидростатическими пробоотборниками ГСП-1 и ГСП-2 с диаметром колонковой трубы 124 мм. По алевритовым, пелитовым и заиленным псаммитовым осадкам эти пробоотборники, в большинстве случаев, отбирали ненарушенные монолиты. В сортированных псаммитовых осадках обычно происходит нарушение текстуры за счет движения поровых вод в момент срабатывания

гидростатического механизма [4]. В любом случае, для анализа использовались ненарушенные колонки или их интервалы.

ФМС анализировались на борту судна по стандартной методике: отбор монолитов объемом 50 см³, высушивание их при температуре 105 °С до постоянной массы, взвешивание до и после сушки с точностью до 0,02 г. По полученным измерениям рассчитывались плотность натурального осадка (ρ), объемная масса минерального скелета (d_p), минералогическая плотность (d_i), объемная (W_0) и весовая (W) влажность натурального осадка по формулам: $\rho = (P_0 - P)/V$; $d_p = P/V$; $d_i = P/(V - (P_0 - P)/\delta_0)$; $W_0 = ((P_0 - P)/V\delta_0) \times 100 \%$; $W = ((P_0 - P)/P) \cdot 100 \%$, где P_0 и P — масса пробы до и после сушки (г); V — объем изучаемой пробы (см³); δ_0 — объемная масса поровой (морской) воды (г/см³).

Возраст осадков был принят в соответствии с проведенным ранее обобщением биостратиграфических и физических определений и разработанными литостратиграфическими признаками [1]. Литологические (гранулометрические) типы осадков выделялись в соответствии с трехкомпонентной классификацией, использованной ранее для Японского моря [7]. При составлении карт ФМС использовались также результаты предыдущих определений [3].

При визуальном описании осадка особое внимание уделялось наличию инородных примесей, газовых включений, следов постседиментационных преобразований. Для изучения вещественного (компонентного) состава осадков изготавливались микроскопические препараты. При описании их оценивалось содержание обломочной, глинистой, биогенных кремнистой и карбонатной, вулканокластической составляющих осадка и наличие диагенетических ново-

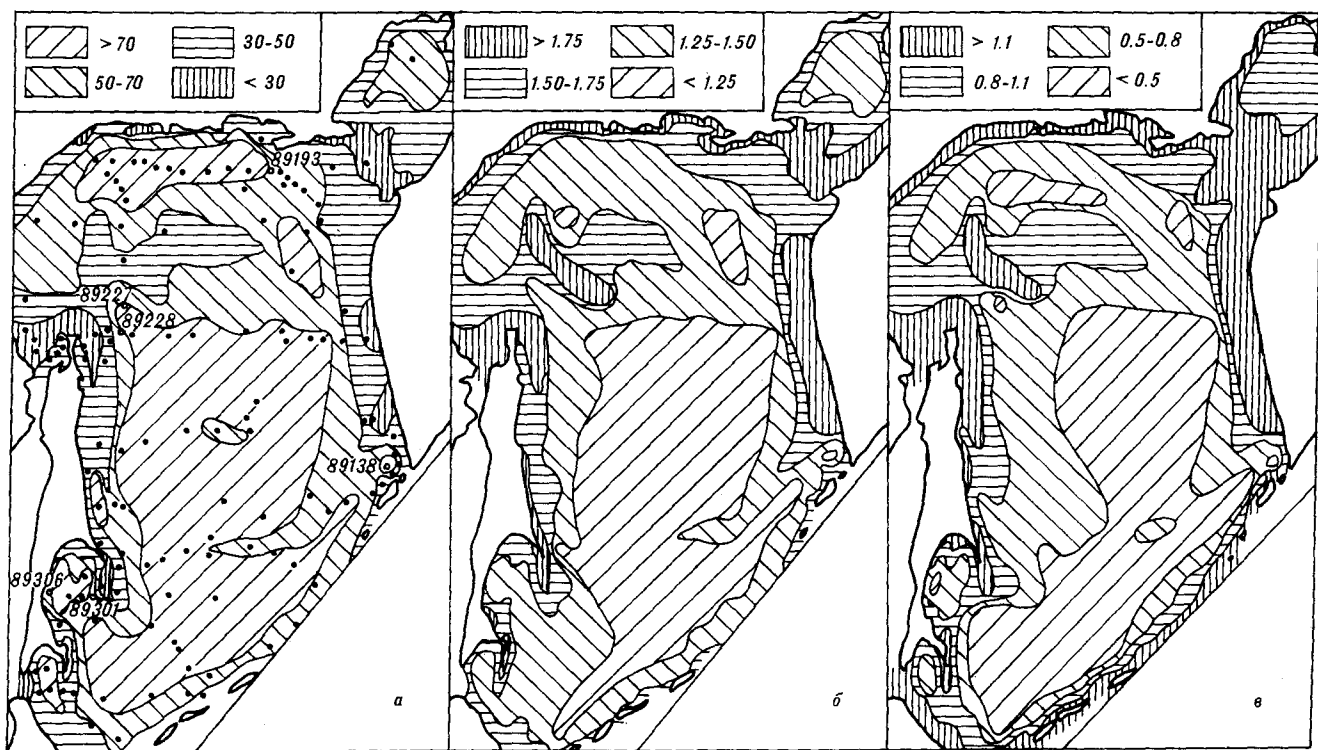


Рис. 1. Физико-механические свойства голоценовых отложений Охотского моря.

а — объемная влажность W_v , % (точками обозначены изученные станции, кружками — станции и номера, на которые имеются ссылки в тексте); б — плотность натурального осадка ρ , г/см³; в — объемная масса минерального скелета d_p , г/см³.

образований. Из последних при рентгеноструктурном анализе, выполненном А. В. Можеровским, установлены кальцит и пирит. Во всех колонках с помощью полевого капнометра ИМВ-2 измерялась магнитная восприимчивость. Гранулометрический анализ осадков выполнялся в Центральной лаборатории ПГО Приморгеология.

Результаты изучения ФМС голоценовых отложений обобщены на рис. 1 и в таблице. Конкретные примеры изменения ФМС по разрезу поверхностного слоя осадков на участках интенсивного осадконакопления приведены на

рис. 2. В большинстве случаев в глубоководной части моря и на внешнем шельфе голоценовые отложения имеют однородный литологический состав и ФМС их практически не изменяются по вертикали (см. рис. 2, станции 89138, 89193). В них почти не проявлено уплотнение, которое при этих условиях, по расчетным данным, может составлять 5—10% на 1 м [5]. В центральной части моря изменение ФМС осадков происходит вблизи границы голоцена и верхнего плейстоцена, что связано с изменением литологического состава осадков [1]. В большинстве случаев на этой

Средние значения физико-механических параметров голоценовых отложений Охотского моря (т — терригенные, к — кремнистые и слабокремнистые)

| Гранулометрический тип осадка | Вещественно-генетический тип осадка | Количество анализов | Плотность натурального осадка ρ , г/см ³ | Объемная масса минерального скелета d_p , г/см ³ | Объемная влажность W_v , % | Весовая влажность W , % |
|---------------------------------|-------------------------------------|---------------------|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------------|
| Псаммиты | т | 27 | 1,78 | 1,25 | 44,09 | 43,20 |
| Псаммиты алевритовые | т | 33 | 1,73 | 1,16 | 42,48 | 49,53 |
| Алевриты псаммитовые и алевриты | т | 11 | 1,68 | 1,06 | 58,99 | 58,49 |
| Микститы нерасчлененные | т | 14 | 1,63 | 0,98 | 51,57 | 43,45 |
| Алевриты пелитовые | т | 38 | 1,55 | 0,89 | 62,26 | 78,20 |
| Пелиты алевритовые | к | 23 | 1,44 | 0,71 | 68,96 | 92,00 |
| | т | 58 | 1,42 | 0,71 | 74,85 | 104,29 |
| Пелиты | к | 70 | 1,36 | 0,63 | 71,33 | 105,88 |
| | т | 19 | 1,37 | 0,56 | 82,04 | 147,99 |
| | к | 80 | 1,29 | 0,53 | 75,35 | 145,89 |

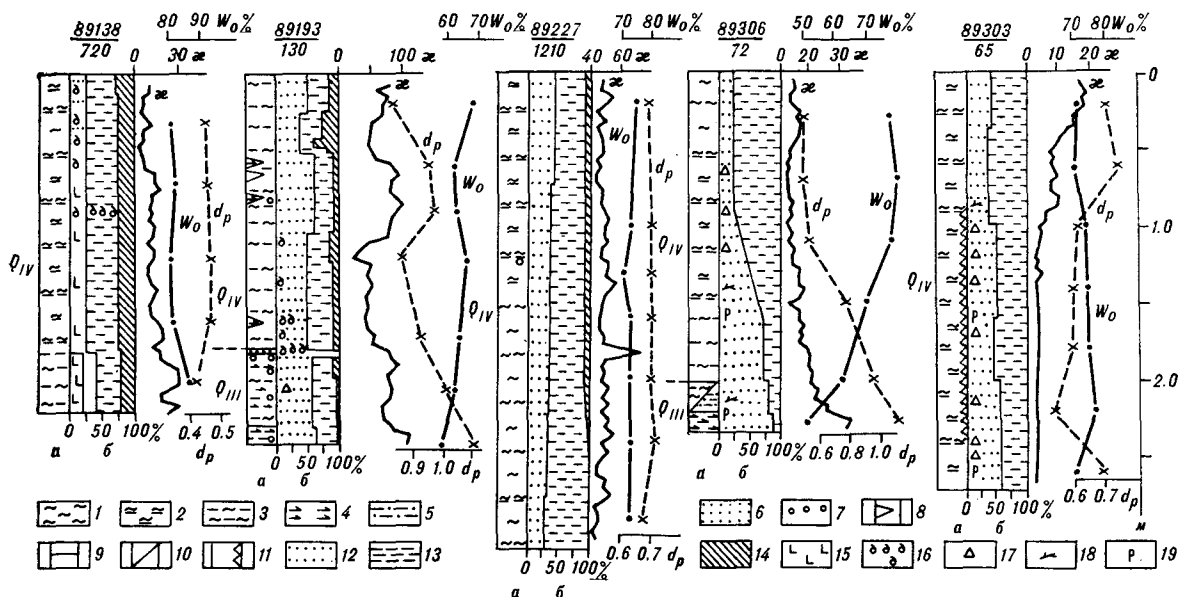


Рис. 2. Литологический состав и физико-механические свойства отложений по колонкам из районов с интенсивным осадконакоплением в голоцене.

a — структурные и текстурные особенности осадков; *b* — вещественный состав осадков; W_0 — объемная влажность, %; d_p — объемная масса минерального скелета, г/см³; κ — магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ ед. СГС. Цифры над колонками означают: числитель — номер станции, знаменатель — глубина моря, м. 1—7 — гранулометрические типы осадков: 1 — пелиты, 2 — пелиты алевролитовые, 3 — алевролиты пелитовые, 4 — алевролиты, 5 — алевролиты псаммитовые, 6 — псаммиты нерасчлененные, 7 — псефиты и рассеянная примесь гальки и гравия в тонкозернистых осадках; 8 — линзы осадков инородного состава; 9 — хорошо выраженные литологические границы; 10 — тонкое переслаивание осадков различного гранулометрического состава; 11 — интервалы колонок с сероводородным заражением; 12—15 — компоненты вещественного состава осадков: 12 — обломочная терригенная, 13 — глинистая, 14 — биогенная кремнистая, 15 — биогенная карбонатная; 16 — фораминиферы; 17 — раковинный дерит; 18 — растительные остатки; 19 — повышенная примесь тонкодисперсных диагенетических сульфидов.

возрастной границе кремнистые диатомовые осадки замещаются глинистыми терригенными или, реже, глинистые терригенные — обломочными терригенными.

На внутреннем шельфе подобное изменение литологического состава осадков произошло позднее и граница горизонтов с различными ФМС находится в возрастном интервале 6—8 тыс. лет назад (см. рис. 2, станция 89306), внутри голоценовых отложений. В большинстве изученных колонок верхний осадочный слой, нижняя граница которого имеет возраст от 6—8 до 14—15 тыс. лет, характеризуется однородными ФМС. Лишь в некоторых случаях на внешнем шельфе на участках с замедленным осадконакоплением, в пределах верхнего слоя наблюдается закономерное изменение ФМС, совпадающее с изменениями вещественного состава осадков (см. рис. 2, станция 89193). Возможно, это вызвано изменениями темпов осадконакопления и, соответственно, различной концентрацией материала ледового разноса.

В литологически неоднородных осадках значения ФМС определяются, главным образом, содержанием обломочной компоненты, что в первом приближении соответствует содержанию алевролит-псаммитовых гранулометрических фракций. Это хорошо демонстрируется сравне-

нием карт ФМС (см. рис. 1) и существующих карт распределения донных осадков и гранулометрических фракций [2]. Наиболее наглядно зависимость ФМС от вещественного и гранулометрического состава осадков проявляется в колонках 89193, 89306 (см. рис. 2).

Литологический состав осадков в какой-то мере фиксируется и значениями магнитной восприимчивости (κ). Величина ее для осадков Охотского моря определяется, преимущественно, содержанием магнетита и, через это, — содержанием обломочной компоненты в целом. В связи с этим, во многих колонках наблюдаются синхронные изменения значений κ , ρ , d_p , W_0 , коррелирующиеся с содержанием обломочной компоненты в осадках (см. рис. 2, станция 89193). Так как она почти нацело слагает песчаную и крупноалевролитовую фракции осадка и преобладает в мелкоалевролитовой, а глинистая и биогенная кремнистая компоненты преобладают в пелитовых фракциях, то все эти изменения физических параметров в пределах одного района хорошо коррелируют с гранулометрией осадков.

При анализе карт ФМС (см. рис. 1) обращает на себя внимание близость контуров для всех коэффициентов. Распределение объемной влажности, например, почти идентично изолиниям содержания фракций мельче 0,01 мм и,

в центральной части моря, совпадает с распределением аморфного кремнезема в осадках [2]. Значения ρ и d_p имеют обратную корреляцию с содержанием фракций мельче 0,01 мм и W_0 , но контуры изолиний на карте также близки. В то же время, наблюдается несоответствие полей максимальных значений W и минимальных значений ρ и d_p (см. рис. 1). На северном шельфе поле осадков с максимальной влажностью находится ближе к берегу, а минимальные значения ρ и d_p смещены южнее, где в осадках значительно больше роль биогенного кремнистого материала. Такая же ситуация возникает и на присахалинской акватории, где изолинии с низкими значениями ρ и d_p смещены относительно W в центральную часть моря и, таким образом, ограничивают с востока область разноса тонкой терригенной взвеси, выносимой Амуром и реками Южного Сахалина.

На графиках зависимости ФМС осадков от содержания пелитовых фракций корреляционные связи проявляются во всех случаях (рис. 3), хотя не столь идеально как, например, для Японского моря [6]. Существует достаточно большой разброс точек, обусловленный, вероятно, конкретными особенностями осадка. К ним относится отмеченное выше некоторое несоответствие ФМС глинистых и диатомовых осадков. На диаграммах d_t и d_p точки, соответствующие кремнистым осадкам, попадают на общее поле вблизи линии регрессии, но на диаграммах влажности они смещены несколько левее.

Разброс точек на диаграммах d_t , d_p и W_0 определяется главным образом осадками прикурильского района (вулканогенно-терригенными) и колонки 89228. В первом случае изменение ФМС объясняется присутствием в значительных количествах свежей пористой пирокластики алеврит-псаммитовой размерности с заполненными водой и газами пустотами. Соответственно на графиках d_t и d_p точки, отвечающие этим пробам, располагаются ниже линии регрессии, а на графиках W и W_0 — выше. Изменение ФМС осадков, обогащенных пирокластикой, хорошо иллюстрируется данными по колонке 89138 (см. рис. 2). В ее основании, обогащенном пирокластикой, кривые d_p и W_0 отклоняются в противоположную сторону, чем при уплотнении осадка или огрублении его состава. Примесью пирокластики вызвано, вероятно, и изменение ФМС в узкой полосе вдоль Курильских островов, что наиболее заметно по значениям ρ (см. рис. 1).

Наличие газов, растворенных в иловых водах или находящихся в осадке в иной форме, существенно изменяет ФМС при анализе проб в лабораторных условиях. При этом отмечено два случая. В колонке 89228, специально ото-

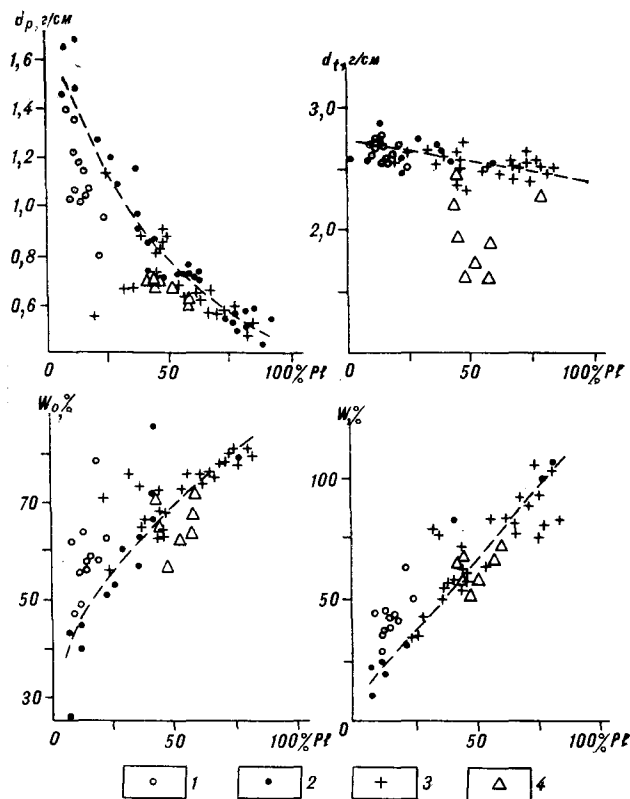


Рис. 3. Зависимость физико-механических свойств осадков Охотского моря (d_p — объемная масса минерального скелета, d_t — минералогическая плотность, W_0 — объемная влажность, W — весовая влажность) от содержания гранулометрических фракций мельче 0,01 мм (Pl, %).

1—4 — типы осадков: 1 — вулканогенно-терригенные из района Курильских островов, 2 — терригенные, 3 — биогенно-терригенные кремнистые и слабокремнистые, 4 — сильно газообразные осадки станции 89228.

бранной в точке миграции и выхода со дна углеводородных газов, осадки, залегающие ниже 1,0—1,5 м от поверхности дна, имеют большое количество соединенных между собою пор, заполненных метаном с примесью сероводорода. На графике d_t (см. рис. 3) все пробы с большим содержанием газа (более 100 мл/л) из этой колонки располагаются значительно ниже компактного поля точек для всех остальных проб. Несколько хуже это выражено на графиках W_0 и ρ . На графике же W , как и следует из расчетной формулы, точки, соответствующие пробам колонки 89228, располагаются среди основной массы точек. В ряде колонок отмечены признаки интенсивной сульфатредукции, выражающейся в появлении свободного сероводорода и обогащении осадков тонкодисперсными сульфидами железа. Сероводород фиксировался по сильному запаху и следам от выхода мельчайших пузырьков газа на свежей разрезанной поверхности керна. Кроме этого, во многих случаях интервалы

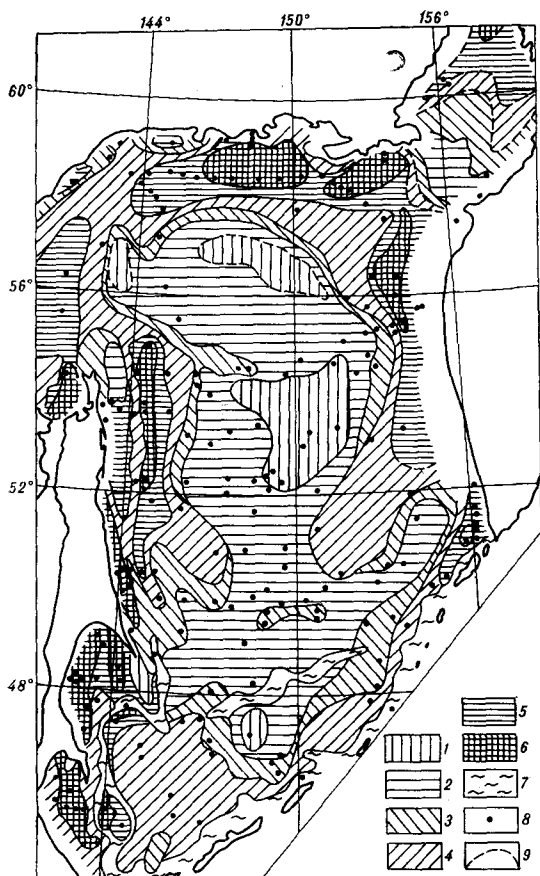


Рис. 4. Средние для голоцена скорости осадконакопления в Охотском море (г/см^2 в 1000 лет).

1 — менее 1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — более 20; 7 — участки склонов с аномальными скоростями седиментации; 8 — станции, использованные для построения карты; 9 — участки с предполагаемыми значениями скоростей осадконакопления.

с интенсивной сульфатредукцией отличаются очень низкой магнитной восприимчивостью (см. рис. 2, станция 89303), что может быть объяснено переходом обломочного магнетита в немагнитные сульфиды железа. Изменение ФМС в интервалах колонок с сероводородным заражением определяется уменьшением значений d_p и увеличением W_0 при относительно небольшом, часто незаметном уменьшении ρ . Вероятно, *in situ* сероводород находится в иловых водах в растворенном состоянии и выделяется в виде пузырьков размером не более 1 мм при уменьшении давления. При обработке осадка и отборе проб на анализ этот газ частично улетучивается, а образовавшиеся поры заполняются иловой водой. В результате при анализе ФМС в лабораторных условиях выявляются повышенная объемная влажность осадка (содержание воды в единице объема) и низкая плотность минерального скелета за счет наличия дополнительных пор, заполненных газом и водой.

Указанные изменения значений ФМС, связанные с наличием свободных газов в осадке, обусловлены использованной методикой отбора и анализа образцов на борту судна. При проведении измерений в условиях, соответствующих их естественному залеганию, повышенное содержание растворенных газов не должно влиять на их ФМС.

С учетом приведенных данных по ФМС осадков были рассчитаны скорости осадконакопления в голоцене для Охотского моря в абсолютных массах. В качестве основы были использованы колонки, по которым ранее определялись скорости осадконакопления в линейных единицах [1]. Кроме этого были учтены данные по колонкам, полученным в 1988—1989 гг. Для тех из них, где прямые измерения не проводились, ФМС были рассчитаны через содержание фракций мельче 0,01 мм (см. рис. 3). В случае, если отсутствовали данные гранулометрического анализа, ФМС определялись по типу осадка (см. таблицу).

Полученная карта скоростей осадконакопления (рис. 4) в общих чертах близка существующим [1, 2]. В отличие от них в абсолютных массах проявляется значительно большая дифференциация между центральной частью моря с малыми и относительно равномерными темпами осадконакопления и периферийной частью, где при крайне неравномерном распределении преобладают повышенные значения скоростей осадконакопления. В пределах выявленных ранее [1] седиментационных бассейнов на шельфе и подножия материкового склона темпы осадконакопления оказались на порядок и более выше, чем в центральной части моря.

Итак, ФМС голоценовых отложений Охотского моря зависят, главным образом, от их вещественного состава, в первую очередь от соотношения в осадке обломочной компоненты, с одной стороны, и глинистой и биогеннокремнистой компонент — с другой. Исходя из того, что эти компоненты имеют соответственно псаммит-алевритовую и пелитовую размерность, ФМС осадков проявляют хорошую корреляцию с гранулометрическим составом, на пример, с содержанием фракции мельче 0,01 мм.

Помимо этого, основного, установлено еще несколько второстепенных факторов, влияющих на ФМС: соотношение между глинистой и биогенной кремнистой компонентами во фракции мельче 0,01 мм, примесь свежей неизменной пирокластики, наличие газовых включений различного происхождения, ускоренный диагенез осадков.

В глубоководной части моря и на внешнем шельфе, где голоценовые отложения представлены литологически однородными осадками

мощностью до нескольких метров, ФМС их практически не изменяются по всему разрезу. На внутреннем шельфе поверхностный горизонт с одинаковыми литологическим составом и ФМС имеет возраст до 6—8 тыс. лет. Таким образом, почти по всей площади моря голоценовые отложения можно рассматривать как один слой. При отсутствии прямых измерений ФМС могут быть рассчитаны через веществен-

ный (гранулометрический) состав осадков.

На представленной карте скоростей осадконакопления в абсолютных массах отчетливо выделяется ряд голоценовых седиментационных бассейнов по периферии моря, в которых темпы накопления осадочного вещества на порядок и более превышают существующие в центральной части моря и на аседиментационных участках шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С., Вагина Н. К., Горбаренко С. А. и др. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 3—14.
2. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1960.— Т. 32.— С. 15—97.
3. Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря // Там же.— 1956.— Т. 17.— С. 41—132.
4. Гаранько Ю. Л. Использование гидростатического давления для внедрения в донные отложения колонковых пробоотборников большого диаметра // Тех-

нические проблемы изучения минеральных ресурсов шельфа дальневосточных морей.— Владивосток, 1977.— С. 209—224.

5. Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях.— М.: Наука, 1982.
6. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1973.— С. 66—90.
7. Структура осадков и фации Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 июня 1990 г.

УДК 551.24 : 552.4(571.6)

О. В. Равдоникас

ФЛЮИДОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РЕГИОНОВ

(на примере северо-восточной окраины Азии)

Дано обоснование построения классификации нефтегазогеологических районов, выделенных по тектоническому принципу с использованием флюидогеодинамических признаков.

Для северо-восточной окраины Азии выполнен региональный тектонический, флюидогеодинамический

В современной нефтегазовой геологии получил признание и развивается новый метод прогнозирования — флюидогеодинамический. На недавно состоявшемся в Ашхабаде специальном Всесоюзном совещании было провозглашено его приоритетное значение при исследовании закономерностей формирования и распространения скоплений углеводородов [28]. Однако границы объекта исследований, контуры теории и понятийный базис флюидогеодинамике как научной дисциплины еще не определились. В наших работах [24] под флюидогеодинамикой понимается раздел геодинамики литосферы, изучающий движения водных, нефтяных и газовых растворов в литосфере, процессы, сопутствующие движению флюидов, а также влияние этих процессов на формирование продуктивных структур и накопление полезных ископаемых.

В качестве раздела внутренней геодинамики Земли это новое научное направление возникло и развивается вследствие общего прогресса в геологии. Стало реальным изучение причинной взаимосвязи фиксируемых геологическими методами приповерхностных геологических явлений и структур с глубинными процессами дифференциации вещества, эндогенного флюидного режима и дегазации Земли, определяющих эволюцию литосферы [8, 12, 16, 18, 20—22, 25, 28].

В приповерхностном, фрагментарно распространенном слое осадочных отложений (основном аккумуляторе флюидов литосферы) благодаря интенсивно и экстенсивно развивающемуся бурению стало возможным определять режим движения флюидов, области их питания и разгрузки, условия дифференциации флюидов и накопления углеводородов определенного

анализ. Основные тектонические элементы ранжированы по масштабам текто- и флюидогенеза. Для каждого из выделенных в регионе тектонотипов осадочных бассейнов установлена стадия флюидогеодинамической эволюции и соответствующая ей нефтегазовая зональность.

качества на основе анализа конкретных флюидогеодинамических, нефтегазогидрогеохимических и геотермических характеристик [10, 11, 17, 23, 24, 28]. Последние приобретают специфические черты для регионов определенной геоморфологической и тектонической приуроченности [23, 24].

В основу выделения нефтегазогеологических районов обычно закладывается тектонический принцип, но при их классификации отсутствуют единые общепринятые основания. Выбор признаков классификации базируется на представлениях о тектонике и критериях нефтегазоносности территорий и акваторий морей.

Для прогнозирования нефтегазоносности и нефтегазогеологического районирования с использованием флюидогеодинамических предположений были приняты следующие исходные положения.

1. Необходимый и достаточный комплекс признаков оценки нефтегазоносности может быть установлен на основе достижений взаимодополняющих осадочно-миграционной и минеральной гипотез происхождения углеводородов. Решающее значение придается флюидогеодинамическим факторам формирования скоплений нефти и газа [28].

2. Тектонические районы могут быть охарактеризованы по нефтегазогенерационному потенциалу не только осадочного слоя, но и глубоких сфер, с учетом времени и степени консолидации эволюционирующей литосферы и соответствующих типов земной коры, энергетического состояния и геодинамического режима формирования геологических структур.

3. Концентрация восстановленных летучих в мантии изменяется во времени и пространстве. Максимальным их содержанием характе-

ризируются астеносфера и выше залегающие сейсмические волноводы, возможно, сейсмофокальная зона [16]. При тектономагматической активизации происходит утрата восстановленных летучих мантии с превращением их в окисленные формы в результате магматических процессов — «горячей дегазации Земли» [12, 18, 23] или аккумуляция в осадочном слое при функционировании интрателлурических, по М. М. Волохову [20], потоков («холодной дегазации»). С течением геологического времени после активизации содержание летучих в обедненной мантии возрастает за счет притока с глубины. Возможна их последующая миграция по основанию земной коры в направлении тектонических структур с ее сокращенной мощностью.

4. Наиболее интенсивна «холодная» и «горячая» дегазация мантии в геоблоках *зрелой консолидирующейся* литосферы с неустановившимися процессами формирования земной коры и активными тектономагматическими процессами. Менее существенна «холодная» дегазация мантии в геоблоках древней *консолидированной литосферы*, в мезозойских складчатых поясах и смежных с ними краевых участках платформ.

5. В пределах эвгеосинклиналей и рифтогеналей с корово-мантийными разломами проявление восстановленных летучих мантии интенсивнее и продолжительнее, чем в миогеосинклиналях. В геосинклинальном цикле наиболее активны потоки интрателлурических восстановленных флюидов на стадии начальных погружений, когда они в ослабленных зонах максимального прогибания приобретают ареальный характер, и на конечной стадии образования горно-складчатых сооружений, где они сосредоточены в приразрывных зонах (глубоких региональных долгоживущих тектонических нарушений).

6. На состав флюидов, образующихся в осадочной толще под влиянием мантийных летучих, оказывает существенное влияние различие направленности физико-химических процессов в условиях нагревания и остывания. В *активизированных нагреваемых* тектонических районах происходит глубокая десорбция пород с высвобождением связанной воды, выделением углеводородов и углекислоты. Из-за возрастания растворимости в воде газов с повышением температуры (выше 70—100°) и давления подземные воды при этом поглощают газы и очищают их от высокорастворимых компонентов. То есть происходит смешение эндогенных флюидов с литогенными, консервация подземными водами более сухих газов и отделение газоконденсатных систем, при миграции которых возникают *смешанные и нефтяные системы*.

7. В *стабилизирующихся остывающих* тектонических районах наиболее вероятным является переход воды в связанное состояние, сорбция тяжелых углеводородов, высвобождение из водных растворов более сухих газов и *отделение газовых (метановых) систем*. Тем не менее в условиях сосредоточенной миграции глубинных флюидов по приразрывным зонам они в большой степени сохраняют первичный состав и при наличии в них углеводородных ингредиентов могут пополнять запасы жидких углеводородов.

8. К основным нефтегазоперспективным районам относятся осадочные бассейны. Общие ресурсы нефти и газа в бассейнах существенно зависят от нефтегазогенерирующих и флюидоносных характеристик осадочного чехла, а также термогеодинамических условий его формирования, экзогенных и эндогенных факторов, в целом контролируемых процессами тектогенеза и литогенеза [3, 25].

9. В качестве бассейнов напорных вод специфика осадочных бассейнов заключается в определенном режиме движения флюидов, структуре потока, природе питающих поток флюидов.

10. Все многообразие причин, вызывающих движение подземных флюидов, объединяется в два вида режима: гравитационно-конвекционный и компрессионный [10]. Ориентировочно режимы и элементы потока можно определить на основании неотектонического и литогенетического анализа.

11. Элементами геофлюидного потока являются питание, сток и разгрузка. Для режима поверхностного питания характерна нисходящая, а при компрессионном режиме — восходящая миграция флюидов, в обстановке стока — латеральная, разгрузки — восходящая миграция. Наличие в тектонических структурах определенных элементов геофлюидного потока устанавливается на основе регионального анализа изменения флюидоносных, флюидогеодинамических, геотемпературных и нефтегазогидрогеологических показателей.

12. Тектонотип осадочного бассейна контролирует стадию эволюции бассейна напорных вод и конструкционные особенности режима движения флюидов, определяющих концентрацию и фазовый состав скоплений углеводородов в бассейне, нефтегазовую зональность.

13. Конструкционные свойства могут быть конструктивными (формирующими залежи), реконструктивными (перестраивающими) и деструктивными (разрушающими), а также иметь совмещенные характеристики. Показателями конструктивного режима являются процессы, приводящие к приросту и накоплению углеводородов в породах и водах и их дифференциации (отделение от породы и во-

ды, разделение по фазовому составу); накопление свободных углеводородов в залежах. Реконструктивность определяется процессами перераспределения уже образовавшихся залежей. Деструктивность соответствует разрушающему влиянию на рассеянные и концентрированные в залежах формы углеводородов. Указанные процессы в определенных условиях могут происходить синхронно.

14. Бассейны напорных вод северо-востока Азии отражают ряд стадий их эволюции и соответствующих этим стадиям флюидогеодинамических режимов: эмбриональная (деструктивная), молодая (конструктивная и деструктивно-конструктивная), зрелая (реконструктивно-конструктивная и деструктивно-конструктивная), регрессивная (конструктивно-реконструктивная, конструктивно-деструктивная, деструктивная), финальная (конструктивно-деструктивная).

15. На эмбриональной стадии с деструктивным режимом, свойственной некоторым кайнозойским бассейнам, биогенную продукцию составляет сухой газ верхней зоны генерирования, эндогенную — окисленные флюиды. При невысокой мощности и рассеивающих свойствах осадочного чехла в этом случае возможны небольшие эпизодические скопления газа в областях разгрузки флюидов.

16. На молодой и зрелой стадиях эволюции кайнозойских бассейнов биогенная продукция соответствует всем фазам нефтегазогенерирования, но они отличаются по тектоническим условиям миграции, дифференциации и накопления углеводородов. Первая соответствует лишь конседиментной складчатости и поэтому слабо воздействует на формирование залежей, вторая — инверсии и начальной фазе постседиментной складчатости с оптимальными условиями для нефтегазонакопления.

17. Для молодой и зрелой стадий вероятно усиление ареального и сосредоточенного проявления глубинных восстановленных флюидов. Деструктивность флюидогеодинамического ре-

жима молодых и зрелых бассейнов определяется разрушающим влиянием либо вулканогенных и гидротермальных процессов, либо интенсивной циркуляции поверхностных вод. Реконструктивность связана с активизацией складчатых процессов и создающим воздействием гравитационно-конвекционного движения флюидов.

18. Для регрессивной и финальной стадий, характерных для мезозойских и более древних бассейнов, наиболее значительными являются процессы перераспределения скоплений углеводородов или их разрушение. Конструктивность режимов движения флюидов поддерживается эндогенной продукцией. При рифтогенном образовании впадин складчатость в основном конседиментная, а существенное значение приобретает дизъюнктивная нарушенность осадочного чехла и более глубоких слоев, что способствует сосредоточенному проявлению эндогенных восстановленных флюидов.

Таким образом к основным предпосылкам — критериям нефтегазоносности, а, соответственно, к признакам классификации бассейнов относятся:

тип осадочного бассейна по тектоническому режиму и позиции на глобальном, субглобальном и региональном уровнях тектогенеза и флюидогенеза;

свойственная ему стадия эволюции бассейна напорных вод и конструкционные свойства флюидогеодинамического режима, определяющие концентрацию и фазовый состав углеводородов в бассейне;

соответствующая ей флюидогеодинамическая — нефтегазовая зональность в бассейне, определяющая распределение запасов нефти и газа по элементам структуры подземного потока.

Изложенные выше представления, положенные в основу нефтегазогеологического районирования, отражены в приведенной ниже классификации осадочных бассейнов северо-восточной окраины Азии:

1. Тектонические признаки

| Индекс бассейнов | Тектоническая позиция и тектонический режим осадочных бассейнов |
|--------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>На глобальном уровне</i> | |
| 1 | Пассивной континентальной окраины (мезозойской платформы) |
| 2 | Материковых геоблоков (кратонов и докайнозойских складчатых систем) |
| 3 | Активной континентальной окраины (геосинклинальных систем незавершенного развития) |
| <i>На субглобальном уровне</i> | |
| 1.1 | Впадин краевых морей |
| 2.2 | Древних платформ |
| 2.3 | Мезозойско-палеозойских складчатых областей |
| 2.4 | Срединных массивов |
| 2.5 | Мезозойских складчатых областей |
| 2.6 | Окраинно-континентальных вулканогенных поясов |

- 3.7 Кайнозойских складчатых областей
- 3.8 Впадин краевых морей
- 3.9 Островных дуг и глубоководных желобов

На региональном уровне

- 1.1.1 Тыловые (шельфовые)
- 1.1.2 Пограничные с активной континентальной окраиной (шельфовые)
- 1.1.3 Пограничные с материковыми геоблоками (предгорные)
- 2.2.1 Пограничные с мезозойскими складчатыми областями (предгорные)
- 2.3.1 Краевые ранней активизации (межгорные)
- 2.4.1 Тыловые ранней активизации (межгорные)
- 2.4.2 Пограничные с мезозойскими складчатыми областями, регенерированные (межгорные)
- 2.5.1 Внутрискладчатые поздней активизации (межгорные)
- 2.6.1 Пограничные с впадинами краевых морей (предгорные)
- 3.7.1 Внутрискладчатые (межгорные)
- 3.7.2 Краевые унаследованные (предгорные и межгорные)
- 3.7.3 Краевые регенерирующие (предгорные и межгорные)
- 3.8.1 Тыловые (глубоководные)
- 3.8.2 Тыловые (шельфовые)
- 3.8.3 Пограничные унаследованные (шельфовые)
- 3.8.4 Пограничные регенерирующие (шельфовые)
- 3.9.1 Преддуговые (глубоководные)
- 3.9.2 Задуговые (глубоководные)

2. Флюидогеодинамические признаки

На глобальном уровне

| Индекс | Режим дегазации мантии | Режим влияния внешней среды |
|--------|--------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|
| 1 | Слабая и умеренная, «холодная», сосредоточенная | Преимущественно субмаринный |
| 2 | То же | Субаэральный |
| 3 | Сильная и умеренная, «горячая» и «холодная», сосредоточенная и ареальная | Субмаринный и субаэральный |

На субглобальном уровне

| Индекс | Эндогенная продукция | Геодинамический режим | Биогенная продукция |
|--------|----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
| 1.1 | Газ, нефть | Опускание с растяжением во внутренних частях | Газ, нефть (?) |
| 2.2 | Нефть | Длительное устойчивое поднятие, нарушенное растяжением или опусканием | Не сохранилась |
| 2.3 | Газ, нефть ? | То же | Газ, нефть |
| 2.4 | » | » | » |
| 2.5 | Газ, нефть | » | Газ, нефть |
| 2.6 | Газ | Растяжение | Газ |
| 3.7 | Газ, нефть | Дифференцированное поднятие, нарушенное растяжением | Газ, конденсат, нефть |
| 3.8 | Газ, конденсат | Опускание с растяжением в краевых частях и сжатием — растяжением во внутренних частях | То же |
| 3.9 | Газ | Сжатие и растяжение | Не сохраняется |

На региональном уровне

| Индекс класса бассейна | Стадия эволюции бассейна напорных вод, тип флюидогеодинамического режима | Сравнительная концентрация и фазовый состав углеводородов в нефтегазоносном бассейне |
|------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|
| 1.1.1 | Молодая, конструктивный | Значительная; газ, конденсат нефть |
| 1.1.2 | » | Средняя; газ, конденсат, нефть |
| 1.1.3 | Эмбриональная, деструктивный | Ничтожная; газ |
| 2.2.1 | Финальная, конструктивно-деструктивный | Низкая; твердые битумы, нефть |
| 2.3.1 | Регрессивная, конструктивно-деструктивный | Значительная; газ, нефть |
| 2.4.1 | Регрессивная, деструктивно-реконструктивный | » |
| 2.4.2 | Регрессивная, конструктивно-реконструктивный | Высокая; газ, нефть |

| | | |
|-------|------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| 2.5.1 | Молодая, конструктивно-деструктивный | Значительная; газ, нефть |
| 2.6.1 | » | Низкая, газ |
| 2.7.1 | Молодая, деструктивно-конструктивный | Низкая; газ, конденсат |
| 3.7.2 | Зрелая, конструктивно-деструктивный | Средняя; газ, конденсат |
| 3.7.3 | Зрелая, деструктивно-конструктивный | Значительная; газ, конденсат нефть |
| 3.8.1 | Молодая, конструктивный | Высокая; газ, конденсат, нефть |
| 3.8.2 | Молодая, конструктивно-реконструктивный | Значительная; газ, нефть (?) |
| 3.8.3 | Зрелая, деструктивно-конструктивный | Средняя; газ, конденсат, нефть (?) |
| 3.8.4 | Зрелая, реконструктивно-конструктивный (оптимальный) | Очень высокая; газ, конденсат, нефть |
| 3.9.1 | Молодая, деструктивно-конструктивный | Значительная; газ, конденсат, нефть |
| 3.9.2 | Эмбриональная, деструктивный | Ничтожная; газ |

На зональном уровне

| Индекс класса бассейна | Фазовый состав углеводородов по элементам геофлюидного потока | | | | | |
|------------------------|---------------------------------------------------------------|---------|-----------|----------------------|---------|--------------|
| | Гравитационно-конвекционный режим | | | Компрессионный режим | | |
| | Питание | Сток | Разгрузка | Питание | Сток | Разгрузка |
| 1.1.1 | — | — | — | Г, К | Г, К | Г, К, Н(?) |
| 1.1.2 | — | — | — | Г, К | Г, К | Г, КрГ |
| 1.1.3 | — | — | Г(?) | — | — | — |
| 2.2.1 | ТБ | ТБ, Н | Н | Н, Г, К | — | Н |
| 2.3.1 | — | Г, Н | Н, Г | — | — | Г, К |
| 2.4.1 | — | Г | Г, Н(?) | — | — | Г, Н |
| 2.4.2 | Г, ТБ | Г | ГН, КрГ | — | — | Г, К |
| 2.5.1 | — | Г | Г, Н | Г, К | Г | Г, К, Н |
| 2.6.1 | — | — | Г | — | — | Г, К |
| 3.7.1 | БТ, Г | Г | Г, Н | Г, К, Н | Г, Н | Г, Н |
| 3.7.2 | — | Г, К | Н, Г | Г, К | Г | Н |
| 3.7.3 | Г | Г, К, Н | Н, Г, К | Н, Г, К | Г, К, Н | Г, К |
| 3.8.1 | — | — | — | Г, К | Г, К, Н | Н, Г, К, КрГ |
| 3.8.2 | — | — | — | Г | Г, К | Г, К, Н |
| 3.8.3 | — | — | — | Г, К | Г, К, Н | Г, К |
| 3.8.4 | — | — | — | Н, Г, К | Н, Г, К | Н, Г, К, КрГ |
| 3.9.1 | — | — | — | Г | Г | Г, К, Н, КрГ |
| 3.9.2 | — | — | Г | — | — | Г, КрГ |

Примечание. Первая цифра соответствует индексу группы бассейнов на глобальном уровне, вторая — подгруппы бассейнов на субглобальном и третья — класса бассейна на региональном уровне. Обозначения фазовых компонентов: Н — нефть, Г — газ, К — конденсат, ТБ — твердые битумы, КрГ — кристаллогидрат газа. Фазовый состав углеводородов показан в последовательности снижения концентрации.

Для регионального обоснования классификации использован значительный объем картографических и других опубликованных материалов. Оценка геодинамических и тектонических признаков базировалась на материалах [1, 5, 6, 8, 13, 19, 23, 24, 26, 29]. Для обоснования флюидогеодинамических и нефтегазо-геологических характеристик были использованы работы [2, 4, 7, 9, 14, 15, 19, 23, 24, 27].

Совокупность тектонических элементов, составляющих Берингоморский, Охотоморский и Япономорский блоки консолидирующейся литосферы с корой переходного и океанического типа (рис. 1), представляющих Тихоокеанскую активную окраину (переходную зону — транзиталь), отнесена к современным геосинклинальным системам незавершенного развития.

Периконтинентальными элементами обрамления транзитали являются мезозойский Чукотско-Охотский и мезо-кайнозойский Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континенталь-

ные вулканические пояса, а периокеаническими — системы дуга — желоб (Камчатско-Курильская и Алеутская). К северному обрамлению относится шельфовая зона Берингова моря с неясными условиями консолидации литосферы.

Преобладающую площадь транзиталей составляют активные впадины окраинных морей. Кайнозойские складчатые области (Корякская, Камчатская, Хоккайдо-Сахалинская) являются пограничными структурами, разделяющими впадины окраинных морей и частично испытывавшими инверсию и орогенез.

Для тектонических элементов транзитали характерны деструктивно-конструктивные процессы преобразования земной коры, вызывающие усиленный тектогенез, магматическую деятельность, высокую сейсмичность, активные рельефообразующие процессы на суше и в акваториях морей с ослаблением этих процессов в направлении к континенту. На развитие пограничных с окраинно-континентальным вулканогенным поясом районов оказали наложен-

ное воздействие соответственные этому поясу вулканические процессы.

Тектонические элементы транзитали отличаются интенсивной «горячей» и «холодной» дегазацией коры и мантии. «Горячая» дегазация связана с магматическими процессами, свойственными островным вулканическим дугам и их обрамлению, а эндогенная продукция представлена окисленными флюидами. Во впадинах окраинных морей, в зонах глубокого прогибания со снижением мощности «гранитного» слоя вплоть до его полного выклинивания, очевидно, проявляется «холодная» дегазация аретального типа. «Холодная дегазация» сосредоточенного типа предполагается в зонах глубоких корово-мантийных разломов, осложняющих все основные тектонические элементы транзитали, но во впадинах окраинных морей и в областях кайнозойской складчатости продукты дегазации представлены преимущественно восстановленными флюидами (газоконденсатными, образующими в условиях осадочной толщи также нефтяные и газовые скопления).

Материковые блоки консолидированной литосферы с корой континентального типа (восточная часть Колымского и Амурский) составляют преимущественно мезозойские складчатые области (миогеосинклинальная — Чукотская, эвгеосинклинальные — Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская) с широким развитием срединных массивов.

Включенный в карту северо-восточный край Алдано-Станового геоблока отделен от структур Колымского геоблока Сетте-Дабанской рифтогеналью. Активизированная в кайнозое Монголо-Охотская складчатая область является пограничной между Алдано-Становым и Амурским геоблоками.

Для структурных элементов материковых геоблоков характерны современные активные орогенические процессы, развитие кайнозойского вулканизма, преимущественно ослабленная сейсмичность и менее выраженная «горячая» и «холодная» глубинная сосредоточенная дегазация с проявлением либо сухого газа (в миогеосинклиналях) либо более «жирной» продукции (в эвгеосинклиналях и на активизированном участке древней платформы).

Восточно-Сибирский блок консолидированной литосферы с корой континентального типа представляет собой пассивную Ледовито-океанскую окраину и относится к молодым мезозойским платформам. В западную зону ее обрамления включены мелкие и обширные по площади, пограничные с мезозойскими, впадины прибрежной низменности. В восточной зоне к пограничным относятся впадины шельфовой зоны Берингова моря.

Судя по ограниченному развитию пликативных и дизъюнктивных дислокаций, в пределах

мезозойской платформы можно ожидать слабую сосредоточенную «холодную» дегазацию с усилением в восточном направлении при восстановленном составе флюидов.

Тектоническая типизация осадочных бассейнов северо-восточной окраины Азии основана на использовании генетических признаков (место в тектонической истории развития, положение в общей структуре, формационный состав выполняющих отложений) и выполнена с учетом представлений В. В. Иванова [3] и Я. А. Драновского [19]. Определение тектонического режима осадочного бассейна в геосинклинальном цикле наиболее близко представлениям В. Е. Хаина [29].

По тектоническому режиму выделены отрицательные структуры всех этапов геосинклинального цикла в пределах транзитали, постгеосинклинального орогенеза и складчатости мезозойского, начала синеклизного этапа мезозойской платформы, и активизированный в мезозое край древней платформы.

По положению впадин и прогибов в общей структуре тектонических элементов различаются фронтальные (задуговые и преддуговые), тыловые, внутрискладчатые и краевые (пограничные между районами различного тектонического режима). Среди пограничных впадин и прогибов выделены регенерирующиеся (развивающиеся и в современную эпоху геосинклинального цикла), их аналоги — регенерированные (законченного развития) и унаследованные. Образование первых связано с возобновлением условий начальных погружений на более поздних этапах геосинклинального развития и его наступления в направлении более устойчивых тектонических элементов. Унаследованные отличаются длительным геосинклинальным режимом, иногда формируются под влиянием смежного окраинно-континентального вулканического пояса.

Для каждого из выделенных тектонотипов бассейнов установлен тип флюидодинамического режима и соответствующие ему сравнительная концентрация углеводородов и нефтегазовая зональность. Наибольшей концентрацией углеводородов отличаются пограничные (регенерирующие) и тыловые отрицательные структуры современного этапа начальных опусканий эвгеосинклинали, свойственные кайнозойской геосинклинальной системе, а также пограничные регенерированные прогибы в постгеосинклинальных орогенных областях мезозойской складчатости. Менее высокая концентрация предполагается в пограничных (с кайнозоидами) унаследованных впадинах и прогибах (краевые миогеосинклинальные), а также в пограничных (с впадинами современной геосинклинальной системы) платформенных отрицательных структурах.

Флюидогеодинамическая характеристика осадочных бассейнов северо-восточной окраины Азии

| Номер по карте | Осадочные бассейны | Мощность преобладающая (максимальная), км | Площадь, тыс. км ² | Объем осадочного чехла, тыс. км ³ | Стратиграфический диапазон | Формации * | Флюидоносные структуры ** | Нефтегазопроделения и признаки в областях ***: | | | Тактическая позиция и флюидогеодинамические свойства **** |
|----------------|--------------------|-------------------------------------------|-------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------|------------|---------------------------|------------------------------------------------|-------|-----------|-----------------------------------------------------------|
| | | | | | | | | питания | стока | разгрузки | |

1. Геоблок пассивной континентальной окраины

| | | | | | | | | | | | |
|---|---------------|--------|-----|------|----------------------------------|----------|------|---|---|--------|-------|
| 2 | Новосибирский | 2(4) | 440 | 950 | (J - K)? - KZ | - | УлХ? | - | - | ГМ | 1.1.1 |
| 3 | Чукотский | 2(4) | 580 | 4100 | K ₂ ² - KZ | - | УлХ? | - | - | ГМ, ТВ | 1.1.2 |
| 4 | Нортона | 4,5(3) | >75 | >150 | KZ | - | УлХ? | - | - | - | 1.1.2 |
| 5 | Св. Матвея | 4,5(3) | >65 | >140 | KZ | - | УлХ? | - | - | - | 1.1.2 |
| 6 | Тастахский | 4(2) | 60 | 65 | KZ | ПГ - КПу | УлС | - | - | - | 1.1.3 |
| 7 | Приморский | 4(2) | 260 | 270 | KZ | ПГ - КПу | УлС | - | - | - | 1.1.3 |

2. Материковые геоблоки

| | | | | | | | | | | | |
|----|--------------------|----------|------|------|----------------------------------|----------------|-----|--------|----------|----------|-------|
| 1 | Учуро-Майский | 4,5(4) | >130 | >270 | PR ₃ - 9 | К6 - КБП | РС | ТБ, ГС | ГМ | ТБ, Н | 2.2.1 |
| 11 | Удско-Зейский | 2(4) | 24 | 48 | J ₃ - N | Г - КПу | УлС | - | - | - | 2.3.1 |
| 12 | Амуро-Зейский | 4,5(3,5) | 150 | 320 | J ₃ - K(N) | ПГ - ГКПу | УлС | Н6 | ГМ, Н(?) | - | 2.4.1 |
| 9 | Индигово-Зырянский | 3(5) | >90 | >360 | J ₃ - P(N - Q) | КПу | РХ | ТБ | - | ГМ | 2.4.2 |
| 10 | Момский | 2(3) | 18 | 32 | J ₃ - K ₁ | КПу | РС | ТБ, Нg | - | ГМ | 2.4.2 |
| 13 | Бурейский | 2(6) | 19 | 43 | J - K | ПГ - ГКПу | УлС | ГМ | ГМ | Зл(Г, Н) | 2.4.2 |
| 14 | Уссурийский | 4(2) | 43 | 47 | K? - KZ | ГПу - ПГ, ВГПу | РС | ТБ | Г(НМ) | ГМ | 2.5.1 |
| 15 | Среднеамурский | 4,5(4) | 110 | 270 | K ₂ ² - KZ | ПГ - ГКПу | УлС | ГМ(?) | ГМ?, Н? | ГМ | 2.5.1 |

3. Геоблоки активной континентальной окраины (кайнозойские Иосинклиналильные системы)

| | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|--------|----|-----|--------------------|----------|---------|----------|--------|------------|-------|
| 17 | Пенжинский | 2(5) | 60 | 150 | K(N) | ВГП - Пу | РС | ТБ | - | - | 3.7.2 |
| 20 | Центрально-Камчатский | 2(6) | 30 | 400 | KZ | КП - ГП | УлХ(РС) | Г, М, Н6 | Н6 | ГМ, Н6 | 3.7.1 |
| 33 | Центрально-Сахалинский | 4,5(4) | 45 | 95 | KZ | Пу - ГП | РС | ГМ, Н6 | ГМ | ЗлГ, ГМ, Н | 3.7.1 |
| 18 | Пусторечий | 4,5(3) | 30 | 60 | K ₂ - N | КПу - ПГ | РС | - | ТБ, ГМ | Н, ГМ | 3.7.1 |
| 19 | Восточно-Камчатский | 3(6) | 40 | 170 | KZ | КПГ - Г | УлС | Нg | Г(АМ) | Н, ГМ | 3.7.2 |

| | | | | | | | | | | |
|----|----------------------------|-------|------|------|---------------------------------|---------------|-------------|--------------------------------------|---------------------------|-------------|
| 35 | Исикар-Западно-Сахалинский | 4(9) | 200 | 800 | KZ | КрГ, КрВ — ПП | УЛХ — РС | ГМ, Н гравитационно-конвекционный | ЗлГ(Н) смешанный | 3.7.2 |
| 16 | Анадырский | 2(7) | 120 | 470 | K ₃ — KZ | КГП — ПГУ | УЛХ | ТБ, Нг МеГ | Ме(ГК, Н) | 3(7.3—8.4) |
| 23 | Хагырский | 3(6) | 45 | 128 | KZ | ПК — ПГУ | УЛС | гравитационно-конвекционный | ЗлН, ГМ смешанный | 3(7.3—8.4) |
| 34 | Северо-Сахалинский | 5(9) | 390 | 1950 | KZ | ГП, Пу — ПП | УЛХ | гравитационно-конвекционный | Ме(Н, НГК) смешанный | 3(7.3—8.4) |
| 39 | Тинро | 5(9) | 300 | 2000 | KZ | КГПу — ПГУ | УЛС(?) — РХ | Нг ЗлКГ, ГМ | Ме(Г, ГК, Н) смешанный | 3(7.3—8.4) |
| 38 | Шельхова | 2(3) | 110 | 240 | KZ | КПГУ | УЛС — РС? | — | — | 2.6.1—3.8.3 |
| 25 | Западно-Алеутский | 6(9) | 260 | 4500 | KZ | — | УЛХ? | — | — | 3.8.1 |
| 26 | Центрально-Алеутский | 4(7) | 290 | 1200 | KZ | Д — Кр | УЛХ | ВС | ВС | 3.8.1 |
| 40 | Центрально-Охотский | 2(4) | 290 | 580 | N — Q | — | УЛС? | — | — | 3.8.2 |
| 41 | Макарова | 2(3) | 310 | 620 | N — Q | — | УЛС? | — | — | 3.8.2 |
| 21 | Ильинский | 2(4) | 31 | 60 | KZ | КПу — Г | РХ | — | Н | 3.8.3 |
| 22 | Олоторский | 2(4) | 35 | 70 | KZ | КПу — Г | РХ | — | — | 3.8.3 |
| 37 | Северо-Охотский | 3(9) | 130 | 800 | KZ | — | УЛС? | — | ВС | 3(6.1—8.3) |
| 24 | Наваринский | 6(11) | >140 | >870 | K ₂ — P ₃ | — | УЛХ? | — | — | 3.8.4 |
| 36 | Шангарский | 2(5) | 75 | 150 | KZ | — | УЛХ? | — | — | 3.8.4 |
| 27 | Приалеутский | 2(4) | 120 | 250 | N | Д — Г | УЛХ? | — | — | 3.9.1 |
| 30 | Камчатско-Командорский | 3(5) | 110 | 340 | KZ | — | УЛХ? | — | — | 3.9.1 |
| 32 | Южно-Охотский | 3(6) | 300 | 1000 | KZ | — | УЛХ? | — | — | 3.9.1 |
| 28 | Ширшовский | 1(2) | 78 | 120 | N | ПР? | УЛС? | — | — | 3.9.2 |
| 29 | Восточно-Командорский | 1(2) | 100 | 200 | N — Q | Г — В | УЛС? | — | — | 3.9.2 |
| 31 | Курило-Алеутский | 1(2) | 230 | 260 | KZ | — | УЛС? | — | — | 3.9.2 |
| 42 | Ялономорский | 1(2) | >210 | >230 | N — Q | ДПР | УЛС? | — | — | 3.9.2 |
| 43 | Тихоокеанский | 1(2) | >60 | >80 | KZ | ГД — Кб | УЛС? | — | — | 3.9.2 |

Примечание. * Формации: К — псевитовая; П — песчаниковая; Г — глинистая; В — вулканогенная; Кр — кремнистая; Кб — карбонатная; Д — диагомто-вал. Смешанные формации показаны сочетанием индексов. Индекс преобладающего компонента помещается справа. Индекс угленосности (У) помещается после индекса состава формации. Через тире показана смена формации сверху вниз по разрезу. ** — флюидносные свойства осадочных бассейнов: Ул — улавливающие углеводороды; Р — рассеивающие углеводороды; Х — хорошо дифференцирующие флюиды; С — слабо дифференцирующие флюиды. *** — над чертой — нефтегазопромысловые; Ме(Г, ГК, Н) и Зл(Г, ГК, Н) — месторождения и залежи (газовые, газоконденсатные, нефтяные); ГМ, Н, ТБ — подразделения метанового газа, нефти, твердых битумов; ГС, Нг, ВС — горючие сланцы, ртутное оруденение, гамма — структуры. Под чертой — флюидогидродинамический режим. **** — цифры отвечают индексам осадочных бассейнов по их классификации для северо-восточной Азии. Совместные оцифровки обозначают составные бассейны смежных тектонических элементов.

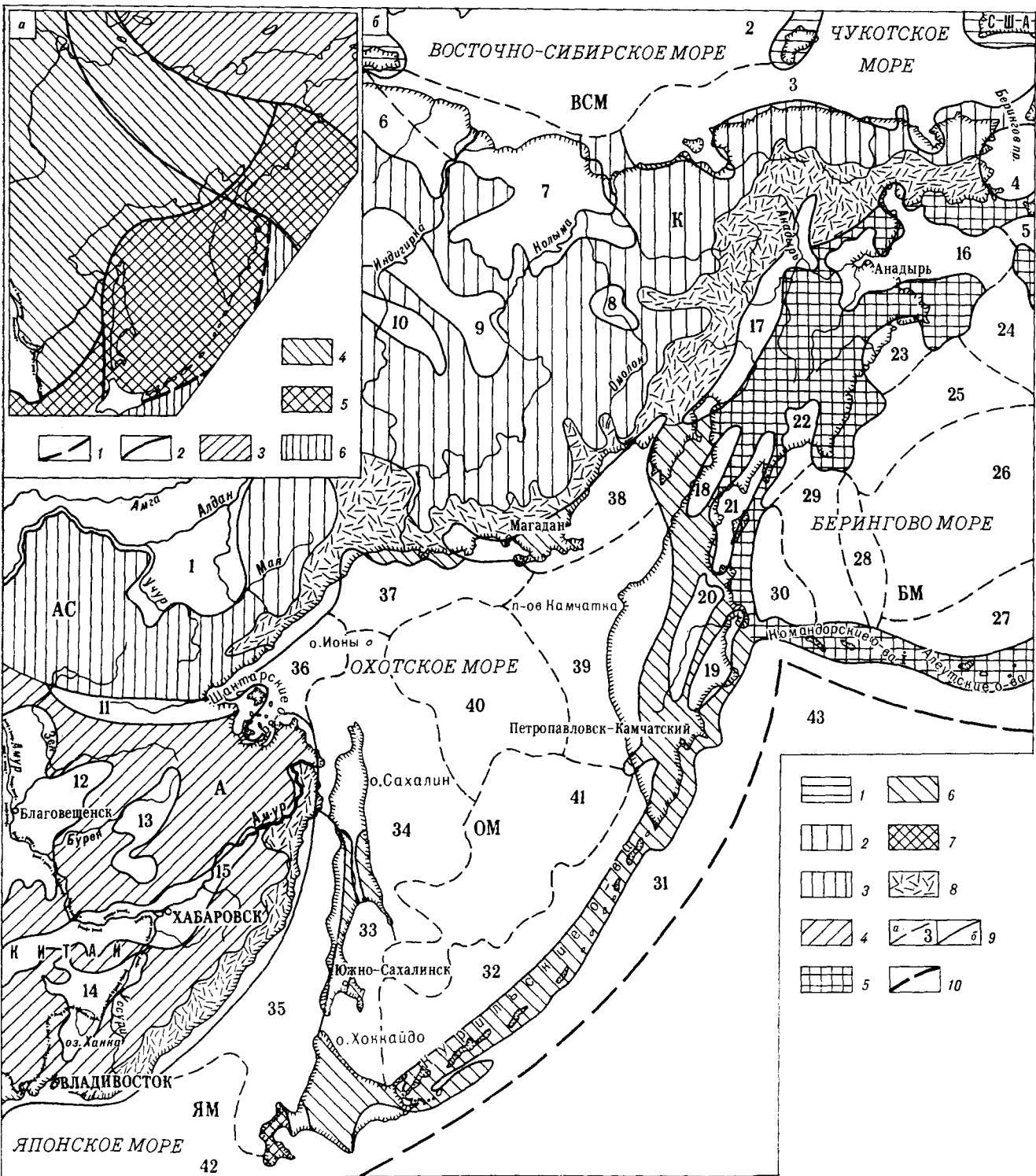


Рис. 1. Схема геодинамического районирования восточной части СССР по [8] (а) и флюидогеодинамическая схема северо-восточной окраины Азии (б).

а: 1, 2 — главные линейные зоны сжатия (1) и растяжения (2); 3—6 — геодинамические системы: 3 — с континентальной корой и неясным временем консолидации, 4 — с континентальной корой, стабилизированные преимущественно в мезозое на докембрийском фундаменте, 5 — с корой переходного типа (MZ — KZ), 6 — с океанической корой (KZ). б: 1—7 — геоблоки (обозначения за пределами развития осадочного слоя): 1—4 — континентальные: 1 — Восточно-Сибирско-морской (ВСМ), 2 — Кольмский (К), 3 — Алдано-Становой (АС), 4 — Амурский (А); 5—7 — транзитальные: 5 — Берингоморский (БМ), 6 — Охотоморский (ОМ), 7 — Япономорский (ЯМ); 8 — окраинно-континентальный вулканический пояс; 9 — граница осадочных бассейнов (а — между бассейнами, б — внешние); 10 — осевые линии глубоководных желобов. Осадочные бассейны: 1 — Учуро-Майский; 2 — Новосибирский; 3 — Чукотский; 4 — Нортона; 5 — Св. Матвея; 6 — Тастакский; 7 — Приморский; 8 — Уляганский; 9 — Индигиро-Зырянский; 10 — Момский; 11 — Удско-Зейский; 12 — Амуро-Зейский; 13 — Бу-

(7 — наиболее вероятный продуктивный интервал). В нижнем левом углу — номер разреза (1 — в обстановке поверхностного питания, 2 — в обстановке разгрузки) и номер бассейна по рис. 1.

Конкретные данные, положенные в основу оценки флюидогеодинимических показателей и нефтегазоносности каждого из осадочных бассейнов, выделенных в регионе исследований, сведены в таблицу.

Для примера типовой вертикальной нефтегазогеологической зональности при гравитационно-конвекционном режиме для областей питания и разгрузки приведены соответствующие сокращенные колонки Северо-Сахалинского бассейна (рис. 2).

По-видимому, ряд выдвинутых положений требует проверки и дополнительного теоретического и эмпирического обоснования. Особенно это касается геодинимических построений, проблем выражения в поверхностных проявлениях глубинной дегазации Земли, закономерностей распределения углеводородов по количеству и фазовому составу при компрессионном режиме. Тем не менее, эти закономерности при гравитационно-конвекционном режиме доказаны практикой работ в Западной Сибири и на Северном Сахалине, а также определяются на основании регионального анализа в Маракайбском, Афгано-Таджикском, Калифорнийских и других бассейнах.

В дальнейших исследованиях при региональном анализе необходимо более полно использовать данные глубинной тектоники и геофизики с оценкой астеносферного слоя, коровых волноводов и т. п., а также сведения о геохимии природных газов, которые являются тонкими индикаторами флюидогеодинимических обстановок и условий залегания скоплений нефти и газа.

Автор постоянно пользовался консультацией научного руководителя работ Ю. А. Косыгина, а также ценными советами и рекомендациями при обсуждении работы Г. Л. Кирилловой, В. А. Кирюхина, П. Н. Кропоткина, Л. А. Маслова, Б. А. Натальина, В. И. Синюкова, А. А. Смыслова, И. К. Туезова, И. И. Хведчука, Р. Ф. Черкасова. При подготовке работы к печати большую помощь оказали Л. Г. Авксененко, Г. Ф. Золотухина, Т. П. Пелых. Всем указанным лицам выражается искренняя благодарность.

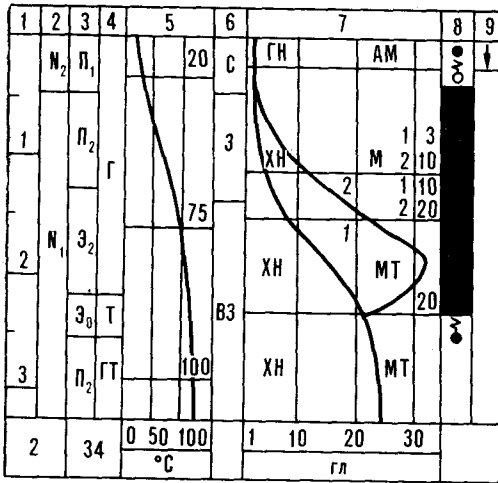
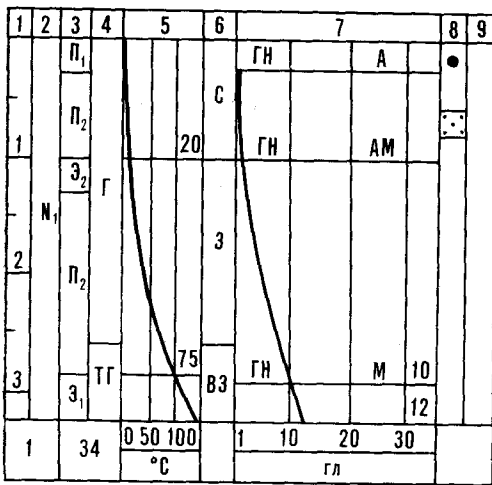


Рис. 2. Схематические нефтегазогеологические разрезы Северо-Сахалинского бассейна.

В графах: 1 — масштаб глубины (км); 2 — стратиграфический индекс; 3 — тип флюидоносного комплекса (П₁ — регионально проводящий, П₂ — то же, содержащий зональные флюидоупоры, Э₁ — региональный экранирующий, Э₂ — то же, содержащий зональные коллекторы, Э₃ — анизотропно проводящий); 4 — тип коллекторов (Г — гранулярный, ТГ — трещинно-гранулярный, ГТ — гранулярно-трещинный, Т — трещинный); 5 — геотермограмма; 6 — зоны водообмена (С — свободный, З — затрудненный, ВЗ — весьма затрудненный); 7 — газогидрохимические зоны (солевой состав подземных вод: ГН — гидрокарбонатно-натриевый, СН — сульфатно-натриевый, ХМ — хлормagneиный, ХК — хлоркальциевый, ХН — хлорнатриевый; газовый состав: А — азотный; М — метановый; У — углекислый; Т — с примесью тяжелых углеводородов); 8 — нефтегазоносность (в условных обозначениях: 1 — газосносная часть разреза; 2 — нефтеносная; 3 — нефтегазоносная и газонефтеносная; 4—6 — проявления нефти (4), газа (5), нефти и газа (6)); 9 — прогноз нефтегазоносности

реинский; 14 — Уссурийский; 15 — Среднеамурский; 16 — Анадырский; 17 — Пенжинский; 18 — Пусторечный; 19 — Восточно-Камчатский; 21 — Ильпинский; 22 — Олюторский; 23 — Хатырский; 24 — Наваринский; 25 — Западно-Алеутский; 26 — Центрально-Алеутский; 27 — Приалеутский; 28 — Ширшовский; 29 — Восточно-Командорский; 30 — Камчатско-Командорский; 31 — Курило-Алеутский; 32 — Южно-Охотский; 33 — Центрально-Сахалинский; 34 — Северо-Сахалинский; 35 — Исикар-Западно-Сахалинский; 36 — Шантарский; 37 — Северо-Охотский; 38 — Шелиховский; 39 — Тинро; 40 — Центрально-Охотский; 41 — Макарова; 42 — Япономорский; 43 — Тихоокеанский.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Атлас геологических и геофизических карт*/Ред. А. А. Смыслов/ВСЕГЕИ.— Л., 1982.
2. *Бурлин Ю. К.* Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса.— М.: Изд-во МГУ, 1981.
3. *Вассоевич Н. Б.* О нефтематеринском потенциале // *Методы оценки нефтегазоматеринского потенциала седиментов*.— М.: Наука, 1982.— С. 3—19.
4. *Геодекян А. А., Забанбарк А. С.* Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане.— М.: Наука, 1985.
5. *Геологическая карта Берингоморского региона.* Масштаб 1 : 2 500 000: Объяснительная записка/ПГО Севморгеология.— Л., 1983.
6. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 8: Восток СССР.— Л.: Недра, 1984.
7. *Гидрогеология СССР.* Сводный том. Вып. 1: Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР/Ред. Н. В. Роговская.— М.: Недра, 1976.
8. *Глубинное строение и геодинамика литосферы*/Ред. А. А. Смыслов.— Л.: Недра, 1983.
9. *Гольд Т.* Вклад в теорию abiогенного происхождения метана и других углеводородов Земной коры // *Труды 27 Международного геол. конгресса.* Т. 13.— М., 1984.— С. 179—189.
10. *Давление пластовых флюидов.*— Л.: Недра, 1987.
11. *Дальберг Э. Ч.* Использование данных гидродинамики при поисках нефти и газа.— М.: Недра, 1985.
12. *Дегазация Земли и геотектоника:* Тез. докл. Всесоюз. совещ.— М.: Наука, 1985.
13. *Иванов В. В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии: (сравнительный нефтегеологический анализ).— М.: Наука, 1985.
14. *Кирюхин В. А., Толстихин Н. И.* Региональная гидрогеология.— М.: Недра, 1987.
15. *Коблов Э. Г., Буценко Р. Л., Брутман В. Ш.* Литогенетическая эволюция коллекторских и экранизирующих свойств пород и ее значение для прогноза нефтегазоносности на примере Сахалинской нефтегазосной области // *Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина*/Тр. ВНИИЭгазпрома.— М., 1980.— С. 68—77.
16. *Летников Ф. А.* К проблеме создания флюидной модели формирования континентальной литосферы // *Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири*/СО АН СССР.— Иркутск, 1987.— С. 25—34.
17. *Магара Н.* Уплотнение пород и миграция флюидов. Прикладная геология нефти.— М.: Недра, 1982.
18. *Никольский Н. С.* Флюидный режим минералообразования.— М.: Наука, 1987.
19. *Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности.*— Л.: Недра, 1987.
20. *Основы гидрогеологии.* Геологическая деятельность и история воды в земных недрах.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.
21. *Подземные воды и эволюция литосферы:* Материалы Всесоюз. конф. Т. I.— М.: Наука, 1985.
22. *Подземные воды и эволюция литосферы:* Материалы Всесоюз. конф. Т. II.— М.: Наука, 1985.
23. *Равдоникас О. В.* Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
24. *Равдоникас О. В.* Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии: Объяснительная записка к карте/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1990.
25. *Соколов Б. А.* Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр.— М.: Недра, 1985.
26. *Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе).* М-б 1 : 2 000 000: Объяснительная записка/Ю. А. Косыгин, Б. А. Натальин, Л. М. Парфенов, Л. И. Попенко/ДВНЦ АН СССР.— Хабаровск, 1984.
27. *Туезов И. К.* Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов: (пояснительная записка)/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1988.
28. *Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов.*— М.: Наука, 1989.
29. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.

*Поступила в редакцию
18 июля 1990 г.*

*ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

УДК 553.411.078

*Л. В. Эйриш***ЗОЛОТОРУДНЫЕ СИСТЕМЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Анализ региональных закономерностей формирования золотого оруденения Дальнего Востока проведен на основе представлений о золоторудных системах (ЗС), относящихся к типу динамических ретроспективных систем. ЗС — это ансамбль взаимодействия во времени и пространстве факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения, который возникает и функционирует в подвижных геотектонических структурах геосинклинального и активизационного типа. ЗС зарождаются в прогибах различного происхождения, заложенных в зонах глубинных разломов на коре фемического (или переходного) типа. В этих прогибах формируются рудогенерирующие, а также флюидопроводящие, экранирующие и

рудолокализирующие формации. ЗС развиваются и достигают зрелости и максимальной продуктивности в раннеорогенные этапы развития геотектонических структур, т. е. в период формирования первичной складчатости, куполовидных структур с зональным метаморфизмом, комплексов добатолитовых даек (и штоков) и массивов гранитоидов ранних фаз внедрения, характеризующихся повышенной магнитной восприимчивостью и натровостью.

Продуктивность ЗС зависит от качества факторов генерации, переноса и локализации, условий их взаимодействия и сохранности оруденения от эндогенного и экзогенного уничтожения.

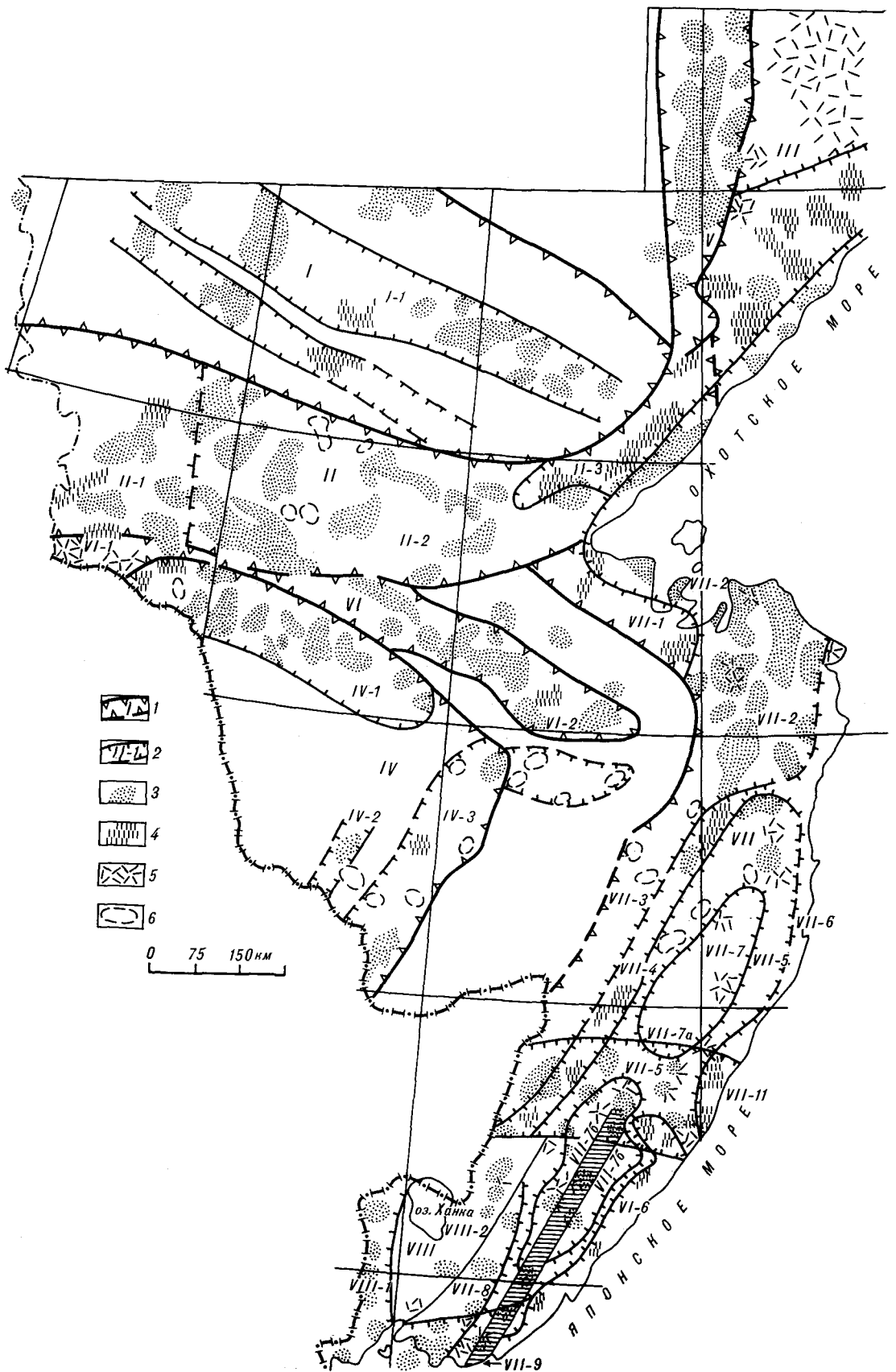
**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

На Дальнем Востоке выделяются две группы золоторудных проявлений, развитых в 1) консолидированных жестких структурах, активизированных в мезозое (структуры ТМА) и 2) геосинклинальных складчатых областях (ГСО). Соответственно выделяются золотоносные области: Алданская, Становая, Буреинская, Северо-Приохотская, Монголо-Охотская, Южно-Верхоянская, Сихотэ-Алиинская (рис. 1). В регионе известно разновозрастное оруденение, но заведомо продуктивным является оруденение мел-палеогенового и юрского (позднепалеозойского?) возраста. В каждой золотоносной области развиты месторождения различных структурных уровней (этажей), различной глубинности формирования, разнообразной морфологии, минерального состава и продуктивности [34].

Из многообразия возможных рудоконтролирующих факторов выделяются несколько главных в локализации золотого оруденения на уровне золотоносных областей, районов, рудных полей. Их можно разделить на три группы. Первые указывают на области рудо- и флюидогенерации. Это гравитационные и магнитные аномалии, соответствующие глубинным фемическим субстратам, очагам разуплотнения и продуктивным гранитоидным массам; благоприятные для флюидо- и рудоизвлечения мощные геосинклинальные комплексы, например алевропелитовые черносланцевые толщи, обо-

гащенные металлами и золотом; природные термостаты, способствующие длительной конвекции флюидов и мобилизации полезных компонентов из продуктивных субстратов и пр. Вторые представляют собой флюидо- и рудо-проводящие системы: глубинные разломы, вертикальные колонны интродуцирующих магм, пористые слоистые среды, региональные трещинные системы. А третьи играют рудолокализирующую роль. Это геологические экраны, куполовидные антиклиналы, различного рода поднятия, субвулканические купола, рифтовые структуры.

Связь золотоносности с полями силы тяжести. Золото является центростремительным элементом, который обогащает глубинные зоны Земли. Его содержание увеличивается от кислых пород к ультраосновным, от коры к мантии и ядру Земли [29]. В эндогенных условиях источником золота являются мантийные породы и продукты их фракционирования, а переносчиком — глубинные флюиды и гранитоидные магмы. Поэтому благоприятны для рудообразования структуры с установленным глубинным взаимодействием гранитоидов с фемическими комплексами пород. Такие соотношения можно видеть на гравиметрических картах, где локальные минимумы силы тяжести в поле региональных максимумов фиксируют, в большинстве случаев, гранитоидные массы, проникающие в фемический субстрат. Известно, что гравиметрическая основа отражает современное состояние поля силы тяжести и тенденцию его изменения в последнее геологиче-



ское время. В то же время геологические факты показывают, что возраст гравитационных аномалий зачастую коррелируется с таковыми гранитоидных интрузий (минимумы), депрессионных структур (максимумы) и, следовательно, для мел-палеогена гравиметрическая основа может быть использована в металлогенических целях.

Анализ имеющихся материалов [32] показал, что в структурах мезозойской тектономагматической активизации (ТМА) золотоносные структуры выделяются относительно понижениями поля силы тяжести. Так, в Алданской золотоносной области, где оруденение тесно связано с интрузиями Алданского комплекса, большинство золотоносных районов выделяются локальными минимумами силы тяжести. Золотоносность Становика совпадает с глубоким региональным минимумом, имеющим локальные понижения, соответствующие золотоносным районам. На севере Бурейнского массива золотоносность совпадает с близширотным линейным минимумом силы тяжести, состоящим из ряда локальных неконтрастных минимумов. В Северном Приохотье с наиболее глубоким на Дальнем Востоке Куйдусунским минимумом силы тяжести совпадает площадь с золотосодержащим серебряным и оловосеребряным оруденением.

В Сихотэ-Алинской ГСО в ее центральной части выделяется интенсивный минимум силы тяжести, который окаймляется проявлениями золотоносности. В центральной части минимума развито редкометалльное оруденение. В пределах нижнеамурского максимума золотоносность приурочена к участкам понижения поля и локальным минимумам силы тяжести. В Южно-Верхоянской и Монголо-Охотской ГСО соотношения золотоносности с полями силы тяжести сходные, но более сложные.

Связь золотоносности с магнитными гранитоидами. На парагенетическую связь золотого оруденения с магнитными гранитоидами было указано ранее для Северо-Востока, Приамурья и в целом для востока СССР [15, 16]. Известно, что магнитность гранитоидов обусловлена содержанием ферромагнитных минералов и снижается с глубиной в связи с уменьшением фуггитивности кислорода и вхождения железа в двухвалентной форме в темноцветные минералы. Малоуглубинные интрузии, быстро подни-

мающиеся к поверхности и кристаллизующиеся при высоких температурах и малых давлениях, обогащены магнетитом. Высокожелезистые биотиты и амфиболы гранитоидов неустойчивы в условиях высокой фуггитивности кислорода и в постмагматическую стадию разрушаются с образованием магнетита [25]. Этот вывод согласуется с данными [10] об осаждении золота на кислородном барьере в результате распада комплексных соединений благородного металла. Следовательно, кислородный барьер с одной стороны является причиной кристаллизации магнетита в гранитоидах, а с другой — способствует осаждению золота в гидротермальном процессе из его комплексных соединений. К этому добавим, что магнетит гранитоидов является наиболее активным концентратом золота, что обусловлено его известным геохимическим родством с железом [28].

Анализ связи золотоносности региона с магнитными гранитоидами и степенью окисленности в них железа показал, что общие контуры золотоносных областей (и даже отдельных районов) и ареалов распространения магнитных гранитоидов, несомненно, совпадают [31, 33]. Иногда видна приуроченность рудных полей к массивам магнитных и высокомагнитных гранитоидов. Случай пространственной связи золоторудных месторождений с немагнитными интрузиями редки. Статистическая обработка данных для гранитоидов Сихотэ-Алинской, Становой и Алданской золотоносных областей и (в целях сравнения) для незолотоносной зоны Центрального Сихотэ-Алиня подтвердила эти выводы.

Значение типа щелочности гранитоидов. Общепризнанным является мнение, что калий-натровое отношение в гранитоидах неуклонно повышается по мере эволюции магматических структур (от геосинклинальных к орогенным). Одновременно с повышением калиевого гранитоидов в них и связанных с ними гидротермальных продуктах возрастает роль фтора и редких элементов [10]. Натровый тип щелочности характерен для продуктивных на золото гранитоидов [35]. Существенно натровыми являются также флюиды газово-жидких включений в минералах продуктивных ассоциаций, а в рудах отмечается прямая корреляция золота с натрием, а серебра с калием [11]. От

Рис. 1. Схема районирования золотоносных территорий Дальнего Востока.

1, 2 — золотоносные области (1) и зоны (2): I — Алданская, зоны: Алдано-Учурская (I-1), Ломамская (I-2); II — Становая, зоны: Западнотановая (II-1), Восточно-тановая (II-2), Джугджурская (II-3), Прибрежная (II-4); III — Североприохотская, зоны: Куйдусунская (III-1), Джугджурская (III-2), Прибрежная (III-3); IV — Бурейнская, зоны: Северобурейнская (IV-1), Туранская (IV-2), Восточнобурейнская (IV-3); V — Южноверхоянская; VI — Монголо-Охотская, зоны: Верхнеамурская (VI-1), Джугджурская (VI-2); VII — Сихотэ-Алинская, зоны: Торомская (VII-1), Нижнеамурская (VII-2), Билинская (VII-3), Дуринская (VII-4), Восточносихотэ-Алинская (Красная) (VII-5), Прибрежная (VII-6), Редкометалльная (VII-7), Чугуевская (VII-8), Осевая (VII-9), поперечные зоны: Южноприморская (VII-10), Бикино-Самаргинская (VII-11); VIII — Ханкайская, зоны: Западнoprиморская (VIII-1), Приханкайская (VIII-2); 3—5 — рудные формации: золотая (3), золотосеребряная (4), золоторедкометалльная (5); 6 — формация не определена.

нижних к верхним горизонтам месторождения доля натрия во флюидах закономерно уменьшается, а калия — увеличивается.

Анализ преобладающего типа щелочности гранитоидов дальневосточного региона, проведенный нами для золотоносных областей по соотношению массовых процентов окислов калия и натрия [5], в общем подтверждает известные представления, но имеются и новые данные. Например, золотоносность зоны Становика — Джугджура и Буреинского массива ассоциирует с натровыми гранитоидами. В золотоносных же районах Северного Приохотья развиты преимущественно калиевые гранитоиды и подчиненные им калий-натровые. Эта двойственность щелочности гранитоидов коррелируется со смешанным характером оруденения: золотосеребряным, серебряным и редкометалльно-серебряным с золотом. В структурах мезозойской ТМА Алданского щита золотоносность ассоциирует с высокощелочными натровыми и калиевыми интрузивными породами [33].

В северной части Сихотэ-Алинской золотоносной области картина распределения гранитоидных интрузий натровой и калиевой специализации весьма закономерная: в Центральном Сихотэ-Алине развиты поздние калиевые граниты, с которыми связано редкометалльное оруденение (с серебром), а на Восточном, Северном и Западном — натровые, либо натрово-калиевые и с ними ассоциирует золотая и золотосеребряная минерализация.

Связь золотоносности с глубинными разломами. В связи с работами советских ученых [14, 19] в последние десятилетия глубинным разломам придается большое значение в тектономагматическом преобразовании литосферы и локализации оруденения. В рассматриваемом регионе выделено много крупных разломов [6, 26]. В основном это сквозные либо пограничные разломы, обычно удаленные от металлогенических зон или же глубоко эродированные.

Применительно к проблеме рудного золота металлогеническое значение имеют глубинные разломы, сопряженные с разнообразными прогибами (геосинклинальными, краевыми, наложенными, вулканогенными, авлакогенами), испытывавшими инверсию [21]. При этом наиболее важны скрытые глубинные разломы, которые трассируются зонами повышенной трещиноватости, малыми интрузиями, дайками, гидротермально измененными породами.

Продуктивность глубинных разломов на рудное золото зависит от глубины их эрозионного среза. В рассматриваемом регионе глубинные разломы на современной поверхности представлены в ГСО линейными зонами повышенного метаморфизма и интенсивных дислокаций.

Такие зоны пространственно близки первичным глубинным разломам, вдоль которых закладывались геосинклинальные прогибы, и маркируют наиболее прогнутые части прогибов (например Джагдинская и Минорская зоны в Монголо-Охотской и Южно-Верхоянской ГСО). Глубоко эродированные участки таких разломов представлены породами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а слабо эродированные — зонами филлитизированных пород. В структурах мезозойской ТМА низы глубинных разломов маркируются диафоритами кристаллического фундамента либо придонными частями гранитоидных массивов (зона Становика). В средней их части обычно развиты тектонически деформированные комплексы осадочных или вулканических пород, прорванных субвулканическими и гипабиссальными интрузиями (Северо-Буреинская зона, Центрально-Алданский район). Верхние части разломов контролируются зонами трещиноватости, цепочками малых и субвулканических интрузий, дайковыми поясами. Низы зон глубинных разломов обнажены в структурах с высоким темпом мезо-кайнозойских поднятий, а верхи — с низким.

При выделении глубинных разломов кроме перечисленных признаков учитывались региональные зоны проявления гидротермалитов и золотоносности, оси наложенных и краевых прогибов и сводовых поднятий, оси региональных минимумов силы тяжести и цепочки магнитных аномалий, зоны градиентов физических полей. Выделенные разломы группируются в две системы: монголо-охотского (ВЮВ) и сихотэ-алинского (ССВ) направлений. В западной части территории главными являются «монголо-охотские» разломы, а поперечные к ним имеют сихотэ-алинское простирание. На востоке соотношения разломов обратные.

Характерной особенностью золотоносности региона является ее узловое расположение. Отдельные узлы могут принадлежать к протяженным рудоносным зонам, но в пределах таких зон оруденение проявлено локально. Такими узлами сосредоточения оруденения обычно являются вулканоплутонические центры и куполовидные структуры, которые возникли, вероятно, в результате глубинных процессов радиальной направленности и могут именоваться очаговыми структурами (ОЧС) [22]. Наиболее контрастно ОЧС проявлены в структурах ТМА и менее определено в ГСО. Яркие примеры первых — рудно-магматические центры на Алданском щите. Крупной ОЧС является Куйдусунская вулканоплутоническая структура. В геосинклинальных складчатых областях к ОЧС можно отнести отдельные куполовидные структуры или их группы с зональным метаморфизмом и комплексами малых интрузивных пород.

зий, отдельные интрузивные центры. Золотоносные районы региона в подавляющем большинстве случаев располагаются в зонах глубинных разломов, на участках их пересечения и в контурах очаговых структур.

Региональные рудоносные уровни. Геологи всегда подчеркивали большое значение граничных поверхностей между структурными комплексами для локализации гидротермального оруденения и указывали на приуроченность месторождений к определенным структурным этажам [9, 18]. В рассматриваемом регионе в структурах ТМА и ГСО в пределах золотоносных областей оруденение приурочено к различным возрастным и структурным уровням и формировалось на различных глубинах относительно палеоповрхности. Выделяются близповерхностные, субвулканические, гипабиссальные (малоглубинные) и глубинные уровни оруденения [34].

В структурах ТМА Алданского щита оруденение тесно связано с алданским интрузивным комплексом и приурочено: 1) к доломитам юдомской свиты (венд), залегающим на кристаллическом фундаменте либо на песчаниках верхнего протерозоя (субвулканический уровень); 2) к контакту карбонатного кембрия и терригенной юры (близповерхностный уровень). В Становой области золоторудные проявления локализованы в древних комплексах фундамента мезозойских вулканогенных и терригенных прогибов, часто в тесной связи с малоглубинными интрузиями и дайками мелового возраста (малоглубинный уровень), и в низах вулканогенных комплексов в парагенезисе с субвулканическими интрузиями порфирировых пород. В Прихотье развито золотое и золото-содержащее оруденение субвулканического (основное) и близповерхностного уровней в Ульинском и Куйдусунском вулканогенах. На Буреинском массиве золотое оруденение проявлено в инфраструктуре байкалит, где оно приурочено к графитоносным сланцам верхнего протерозоя, прорванным раннепалеозойскими гранитоидами (глубинный уровень), и в структурах мезозойской ТМА на двух уровнях: гипабиссальном и субвулканическом. Оруденение первого уровня локализовано в массивах гранитоидов и дайках мелового возраста, залегающих в палеозойских и юрских позднегеосинклинальных комплексах, а второго — в низах вулканических комплексов в связи с субвулканическими интрузиями порфирировых пород.

В Южном Верхоянье золоторудные месторождения локализованы практически в одной мощной нижнепермской толще алевропелитового состава в ассоциации с интарудными дайками порфириров и штоками диоритов либо без них (малоглубинный уровень). В Джагдинской

золотоносной зоне малоглубинное оруденение рассредоточено на нескольких ярусах, обусловленных экранированием оруденения толщами зеленокаменных и алевропелитовых пород. Характерна связь оруденения с дайками порфириров, штоками и массивами гранитоидов. В Сихотэ-Алинской золотоносной области выделяются три рудоносных уровня: малоглубинный, субвулканический и близповерхностный. Первый проявлен в позднегеосинклинальных терригенных комплексах юры и нижнего мела в ассоциации с малоглубинными гранитоидными интрузиями. Второй — развит в низах орогенного вулканического комплекса (верхний мел — палеоген), обильно прорванного субвулканическими интрузиями. И третий (близповерхностный) представлен золоторудными штокверками в трахидацитовых некках олигоценовых палеовулканов.

Анализ материалов в целом по региону показал, что богатые руды приурочены к малоглубинным и субвулканическим уровням оруденения, а бедное крупнообъемное прожилково-вкрапленное оруденение локализуется в близповерхностных и глубинных структурных условиях.

Рудолокализирующие комплексы. Выделенные рудоносные уровни приурочены преимущественно к слоистым породам и анализ материалов позволяет предположить, что любые слоистые комплексы: чехлы платформ, осадочные и вулканогенные образования различных прогибов, включая и геосинклинальные — являются природными экранами, влияющими на распределение глубинных флюидов и магм [24]. В пределах таких экранирующих комплексов выделяются относительно локальные участки, в которых, при прочих благоприятных условиях, могут сформироваться золоторудные месторождения. Последние обычно залегают в структурах, состоящих из трех обязательных элементов: 1) проницаемой флюидопроводящей толщи (песчаники, закарстованные известняки, туфы и пр.); 2) перекрывающего ее геологического экрана (алевропелитовые, вулканические андезиты и др. толщи); 3) рудовмещающей пограничной зоны, охватывающей низы экрана и верхи проницаемой толщи либо представленной самостоятельной толщей, благоприятной для рудоотложения. Эту триаду, в которой главным элементом является экранирующая толща, мы называем рудолокализирующим комплексом (РЛК). Выделение РЛК на металлогенических картах способствует целенаправленному поиску месторождений, в том числе и не вскрытых эрозией.

Связь оруденения с куполовидными структурами и антиклиналями. В пределах РЛК оруденение обычно локализуется в складчатых структурах положительного изгиба: в антикли-

налях, куполах, вулканотектонических поднятиях и выступах [30]. В рассматриваемом регионе почти все известные золоторудные месторождения, в особенности в ГСО, независимо от возраста приурочены к антиклинальным структурам разной морфологии и генезиса. Это месторождения Джагдинской зоны, Южного Верхоянья и Северного Сихотэ-Алиня. В Джагдинской зоне в глубоких срезях развиты куполовидные структуры, а выше по разрезу — линейно-купольные. В одних случаях куполовидные антиклинали образованы радиальными движениями, а в других — поперечным изгибом линейных антиклиналей. В Южном Верхоянье доказана приуроченность рудокализирующей антиклинали к крупному разлому фундамента.

В областях мезозойской ТМА и в орогенных структурах ГСО золоторудные месторождения обычно приурочены к вулканотектоническим поднятиям и структурам обрамления выступов фундамента вулканогенов и плитных комплексов. Таковы закономерности в Приохотье, на Северном Сихотэ-Алине, на Буреинском массиве, Алданском щите.

Литературные данные [8, 23] по другим регионам и континентам указывают на глобальный характер приуроченности гидротермальных золоторудных месторождений к антиклиналям и куполам (Казахстан, Енисейский край, Бодайбинский район, Кордильеры, Аппалачи, Австралия). Это обширная формация месторождений, образованных, вероятно, при достаточно высоком давлении рудоносных растворов, обеспечивающем их притекание к антиклиналям.

Региональная зональность оруденения. В регионе проявлена зональность оруденения относительно мезо-кайнозойских ядер гранитизации, выделяющихся на гравиметрических картах в виде региональных минимумов силы тяжести. Наиболее четко она проявлена на Сихотэ-Алинской и Северо-Приохотской золотоносных областях [32, 36]. В Сихотэ-Алинской области в пределах центрального ядра (антиклинория) орогенные вулканические комплексы срезаны эрозией и обнажены породы геосинклинального этажа. Последние прорваны немагнитными калиевыми гранитами, с которыми ассоциирует редкометалльная минерализация. В ближайшей к этому ядру зоне проявлено золотосеребряное и золоторедкометалльное оруденение, а во внешней — собственно золотое оруденение. В этих зонах, наряду с геосинклинальными комплексами, широко развиты вулканы орогенной стадии, прорванные магнитными и высокомагнитными, преимущественно натровыми, гранитоидами.

В Приохотье зональность оруденения четко

проявлена к югу от Куйдусунского минимума силы тяжести. Минимум приурочен к крупной очаговой структуре, представленной на поверхности массами кислых вулканитов большой мощности, прорванными интрузиями слабомагнитных, преимущественно калиевых, гранитоидов. В куйдусунских вулканитах проявлено серебряное и оловосеребряное с золотом оруденение, а во вмещающих их терригенных геосинклинальных комплексах и в калиевых гранитоидных массивах — разнообразное полиметаллическое и редкометалльное оруденение с серебром и золотом. По геолого-геофизической ситуации и типам оруденения этот район сходен с Боливийской рудной провинцией [12]. К югу от Куйдусунской структуры в пределах Ульяновского и Магейского вулканогенных прогибов развиты рудные проявления золотосеребряной формации, а еще далее на юг (вдоль побережья) отмечается преимущественно золоторудная минерализация. Как и на Сихотэ-Алине, в двух последних зонах вулканиты и породы фундамента прорваны интрузиями магнитных гранитоидов: калий-натровыми во внутренней (золотосеребряной) зоне и преимущественно натровыми во внешней. Во всех зонах наиболее продуктивное оруденение приурочено к субвулканическим уровням вулканитов, к участкам воздымания комплексов основания и куполовидным структурам. Фрагментарно зональность проявлена в Монголо-Охотской золотоносной области и на Алданском щите.

Эрозионный срез золотоносных структур. Зная вертикальную последовательность рудоносных уровней в общей структуре региона и характер региональной рудной зональности, можно в общих чертах оценить степень эрозионного среза рудоносных структур в каждой золотоносной области.

На Алданском щите глубина эрозионного среза рудоносных структур определяется сохранностью карбонатно-терригенного протерозойско-кембрийского и терригенного юрского чехла на участках проявления ТМА. Оптимальным считается срез, когда эрозией вскрыт фундамент при хорошей сохранности чехла. В Становой области срез считается благоприятным, если кровля мезозойских гранитов (вулканиты, осадочные породы) сохранилась, а фундамент с продуктивными на золото гранитоидными штоками находится в начальной стадии эрозии. В западной части области эта кровля сохранилась лишь фрагментарно, а на востоке она представлена обширными вулканическими полями и блоками осадочных пород. Золотоносные структуры Северо-Западного Приохотья значительно менее эродированы. Фундамент вулканогенов вскрыт лишь на небольших площадях в Охотском массиве, в Юровском и дру-

гих выступах и на окраинах вулканогенов. На этих участках вскрыты субвулканические уровни оруденения, а на остальной территории, занятой верхними свитами вулканитов, проявлено лишь близповерхностное оруденение. На Буреинском массиве золотоносные структуры байкальского возраста сохранились фрагментарно и эродированы глубоко. Эрозионный срез мезозойских золотоносных структур, как и на Становике, определяется сохранностью вулканических и осадочных комплексов, экранирующих оруденение. В целом он благоприятный, в особенности в Северо-Буреинской зоне, где на незначительных пространствах вскрыта подошва вулканогенов с комплексами субвулканических интрузий. В Буреинском прогибе золотоносные структуры вскрыты очень слабо.

В Южном Верхоянье рудовмещающая нижнепермская толща обнажена на обширной территории. Наиболее благоприятна для локализации оруденения нижняя часть ее разреза в пределах антиклинальных структур. Глубина эрозионного среза рудолокализующих комплексов увеличивается к югу в направлении сводового поднятия Алданского щита. В Джагдинской зоне максимальный эрозионный срез РЛК наблюдается в ее восточной части, где в результате мезо-кайнозойских поднятий оказались вскрытыми низы разреза (саларинская, афанасьевская свиты) и соответственно оруденение корневых уровней месторождений. Эрозионный срез РЛК бассейна р. Мал. Караурак, например, меньше такового бассейна р. Харги на 3 км. Следовательно, в восточной части Джагдинской зоны эрозией вскрыты нижние части РЛК, а в западной — верхние (более продуктивные). На Сихотэ-Алине характер и интенсивность проявления золотоносности определяются сохранностью (от эрозии) орогенических структур-вулканогенов с их эруптивными аппаратами и субвулканическим магматизмом, а также степенью вскрытия эрозией фундамента вулканитов с их гипабиссальными интрузиями. В Центральном Сихотэ-Алине в области максимальных мел-кайнозойских поднятий вулканиты эродированы полностью, в Дурминской зоне они частично сохранились, а в Нижне-Амурской слагают значительные площади. Эти данные показывают, что темп поднятий снижается от ядра к периферии структуры. Оптимальным является срез, когда эрозией вскрыт фундамент вулканитов, их субвулканические фации и эруптивные аппараты. При большем эрозионном срезе руды субвулканического уровня уничтожаются (и появляется оруденение гипабиссального уровня), а при меньшем — бронируются вулканитами и на поверхности обнажаются лишь штокверки верхнерудных близповерхностных уровней.

Обоснование выделения золотоносных систем. Итак, на Дальнем Востоке золотое оруденение характеризуется чрезвычайным разнообразием форм и условий своего проявления, что указывает на многообразие механизмов рудообразования. Прежний подход, основанный на анализе статических металлогенических таксонов (поясов, областей, зон) без концептуальной теоретической основы, не позволяет с необходимой глубиной обобщить обильный и разнородный фактический материал и эффективно решать проблемы прогноза. Для этого требуется сужение проблемы до управляемых размеров (М. М. Ботвинник) и анализ ограниченного числа признаков, встроенных в определенную систему.

С целью создания моделей геологических условий рудообразования геологи часто обращаются к системному анализу [2, 7]. Для нас представляют интерес динамические ретроспективные системы, позволяющие восстанавливать генетические аспекты геологического прошлого. Обычно выделяются рудно-магматические системы [3, 4, 17, 20, 27], в которых оруденение тесно увязывается с плутоническими центрами и гранитоидными интрузиями. Такой подход применим к золоторудным месторождениям лишь частично, так как во многих случаях оруденение не обнаруживает связи с магматизмом и его формирование определяется факторами иного характера, например, степенью фемичности — сиаличности земной коры, составом, мощностью и строением геосинклинальных комплексов, выполняющих на определенных этапах рудообразования генерирующую и экранирующую роль, метаморфизмом пород, характером орогенических процессов и т. д. Следовательно, необходим иной более широкий подход, который учитывал бы все разнообразие факторов, характеризующих среду генерации рудоносных растворов, условия их транспортировки и качество структур локализации, интенсивность пострудных орогенических процессов, приводящих к уничтожению оруденения. Взаимодействие в пространстве и времени всех этих факторов составляет вместе единую динамическую систему, которую мы вслед за Ю. И. Бакулиным [1] именуем золоторудной системой (ЗС). Выделяемые ЗС отличаются тесной связью с конкретными геотектоническими структурами (ГТС), в которых они зарождаются, функционируют и отмирают, и вследствие этого характеризуются разнообразными металлогеническими особенностями, проявляющимися в определенных частях системы и в определенное геологическое время. В таком качестве ЗС на Дальнем Востоке выделяются

впервые. Идея тесной связи ЗС с развитием подвижных ГТС основывается на классических построениях Ю. А. Билибина и его школы.

Типизация золоторудных систем. Ю. И. Бакулин [1] классифицирует золоторудные системы Дальнего Востока в зависимости от мощности и геохимического типа земной коры, геодинамического режима области генерации, состава метаморфических и магматических комплексов. Нами золоторудные системы увязываются прежде всего с историей развития подвижных геотектонических структур. ЗС является продуктом этого развития или частью динамической геологической системы, такой как ГСО или структура ТМА, которые могут включать также рудоносные системы иных типов (оловоносные, колчеданные и др.). В зависимости от глобальных и региональных условий развития ГТС золоторудные системы могут характеризоваться определенными (по типу и качеству) областями генерации, переноса и локализации, а их сохранность является функцией интенсивности пострудного орогенеза.

Приведенный выше фактический материал свидетельствует о том, что ЗС представляют собой ретроспективные динамические системы [7], которые зарождаются в прогибах различного происхождения (геосинклинальных, наложенных, краевых, терригенных, вулканогенных и др.), заложенных в зонах глубинных разломов на коре фемического типа. Например, еще на геосинклинальной стадии накапливаются обогащенные золотом формации (углеродистые, вулканогенные), из которых золото может быть мобилизовано при метаморфизме и которые в дальнейшем могут играть роль экранов при переносе и рудолокализации. Это происходит на стадии инверсии и раннего орогенеза над очагами глубинного разуплотнения, когда геосинклинальные комплексы сминаются в складки и возникают структурные ловушки, происходит региональное перераспределение углеродистого вещества, способствующее переносу и осаждению золота и сульфидов. Дальнейшее развитие орогенических процессов приводит к эндогенному и экзогенному уничтожению золотого оруденения (рис. 2, табл. 1). В структурах ТМА развитие ЗС сходное, но по более простым схемам (рис. 3, табл. 2). На первый план здесь выступают такие показатели как связь оруденения с магматизмом (на стадии генерации, переноса и локализации), геохимические экраны и кислородные барьеры. Сказанное подтверждает вывод о динамическом характере золоторудных систем, которые принципиально отличаются этим от статических таксонов: золоторудных областей (провинций), зон, узлов.

Имеющиеся материалы позволяют выделить планетарные, региональные двух порядков и

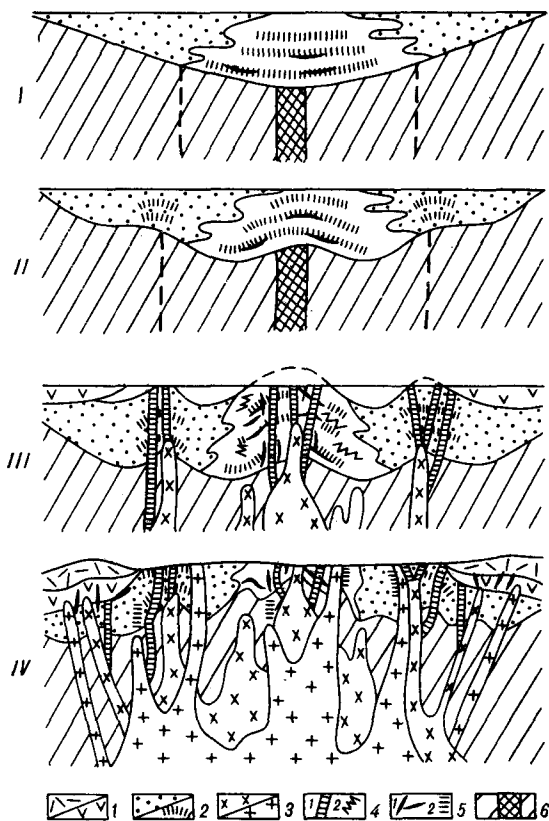


Рис. 2. Схема развития золоторудной системы геосинклинальной складчатой области.

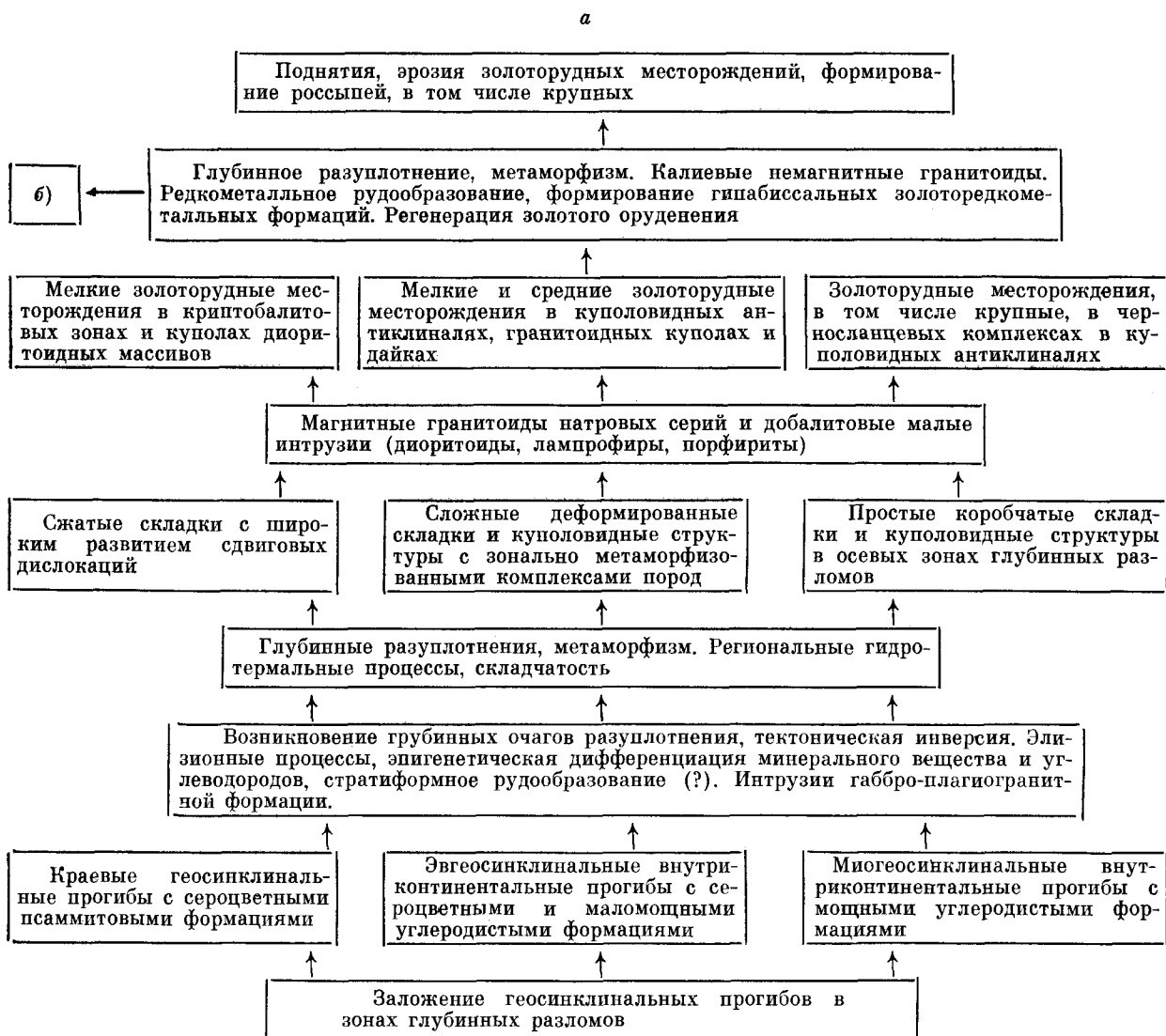
1 — вулканиты кислого и среднего состава; 2 — песчаниковые и глинистые осадки с горизонтами углеродистых и сульфидизированных пород; 3 — гранитоидные интрузии ранне- (1) и позднеорогенные (2); 4 — дайки порфириров (1); складки течения (2); 5 — золото (1) и редкометалльное (2) оруденение; 6 — комплекс основания геосинклинали (штриховка), первичный глубинный разлом. Этапы развития золоторудной системы: I — геосинклинальный, II — инверсионный, III — раннеорогенный, IV — позднеорогенный.

локальные ЗС, которые могут быть сопоставлены с соответствующими статическими таксонами (табл. 3). Дальнейшее разделение ЗС целесообразно по их принадлежности к типу ГТС — ГСО или структурам ТМА, по возрасту, зрелости, эродированности, степени регенерации оруденения, тектонической нарушенности золоторудных структур, положению палеобассейна относительно края океана и др. (рис. 4).

Золоторудные системы ГСО отличаются от таковых структур ТМА типами областей генерации. В первых это преимущественно осадочные формации и очаги метаморфизма, во вторых — области гранитоидного магматизма. Структуры переноса в первом случае представлены в основном трещинными системами различного ранга, во втором — это интрузии гранитоидов. Рудная зональность в ГСО проявлена значительно полнее и контрастнее, вертикальный размах оруденения в них значительно больше, чем в структурах ТМА. В последних,

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ СИСТЕМЫ ГСО

(а — центрального орогена, б — дочерних вулканоплутонических структур)



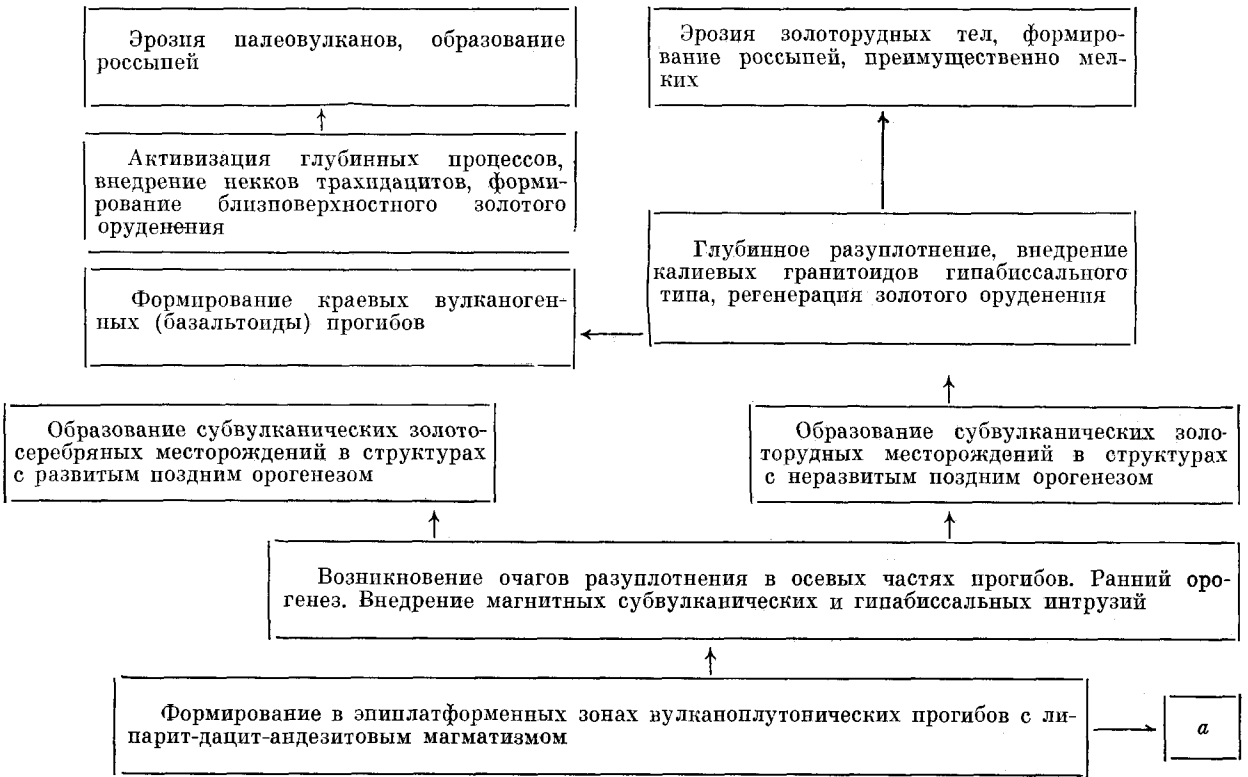
в связи с этим, месторождения уничтожаются эрозией быстрее.

На Дальнем Востоке наиболее продуктивны ЗС мезо-кайнозойского возраста, в особенности раннемеловые и палеогеновые. Известны также палеозойские ЗС, например, раннепалеозойская Малохинганская, связанная со становлением глубинных плутонов гранит-плагиогранитной формации, и позднепалеозойские (Южно-Верхоянская и Джагдинская), регенерация оруденения в которых произошла в юре — нижнем мелу [13].

Зрелость ЗС определяется характером орогенических процессов. Золоторудные системы, сформировавшиеся на этапе раннего орогенеза

(неполная складчатость, интрузии магнитных гранитоидов натровых серий) и не подвергшиеся более поздней деструкции, являются зрелыми (см. рис. 2, III). В ГТС, не достигших этого уровня развития, возможны незрелые ЗС (см. рис. 2, II), а в претерпевших поздний орогенез ГТС, с его интенсивными дислокациями и батолитовыми гранитоидными интрузиями калиевых серий, возникают перезрелые деструктурированные ЗС (см. рис. 2, IV).

Эродированность ЗС. Развитие ЗС связано с орогеническими процессами, которые, в связи с не прекращающимся глубинным разуплотнением и тектономагматическими явлениями позднего орогенеза продолжают и в постэо-



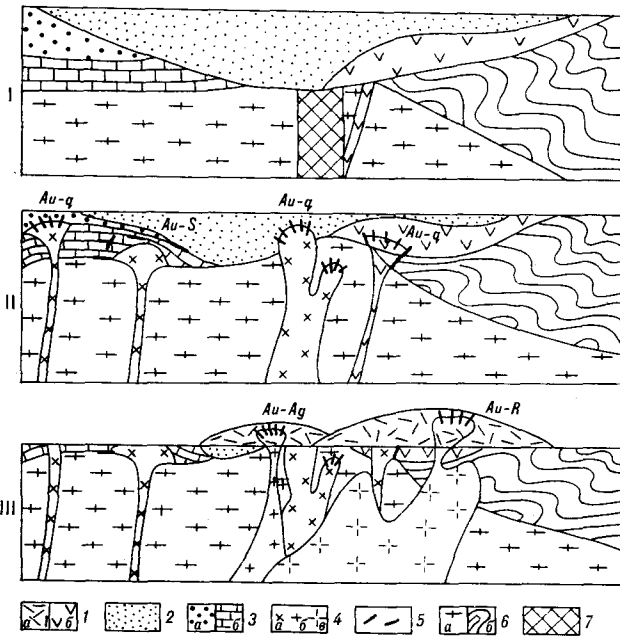
лоторудный этап. Здесь следует учитывать, что ЗС протягиваются по латерали на сотни километров, при вертикальном размахе в сотни метров (в очень редких случаях более 1—2 км). Следовательно, даже при геологически

небольших поднятиях за несколько миллионов (или десятков миллионов) лет могут быть уничтожены эрозией региональные ЗС. Эродированность ЗС может быть слабой, оптимальной и глубокой. Слабо эродированные ЗС характеризуются преимущественно нескрытыми золоторудными объектами и убогой россышной золотоносностью, оптимально эродированные — хорошо вскрытыми золоторудными структурами и богатыми промышленными россыпями золота, сопряженными с конкретными рудными источниками. Для глубоко эродированных ЗС характерны высокотемпературные штокверки и минерализованные зоны и регионально проявленная россыпная золотоносность. В последнем случае увязать россыпи с конкретными рудными источниками чаще всего не удается.

Рис. 3. Схема развития золоторудной системы областей ТМА.

I — вулканы кислого и среднего состава (К); 2 — отложения впадины (J — K₁); 3 — отложения древнего чехла (R — E₁): псаммитовые, карбонатные; 4 — гранитоиды (К) натровые, калий-натровые, калиевые; 5 — месторождения: золоторудные (золотосеребряные — Au — Q и золотосульфидные — Au — S, золотосеребряные — Au — Ag и золоторедкометалльное — Au — R); 6 — комплекс основания: кристаллический, складчатый осадочный; 7 — глубинный разлом в осевой части впадины.

Стадии развития золоторудной системы: I — ранняя (стадия заложения прогиба), II — раннеорогенная, золоторудная, III — позднеорогенная, включающая два этапа оруденения: золотосеребряный и золоторедкометалльный.



МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ СИСТЕМЫ ОБЛАСТЕЙ ТМА

Мощное развитие глубинных очагов разуплотнения, сводо- и куполообразование, внедрение калиевых немагнитных гранитоидов, малоглубинных, гипабиссальных и субвулканических
Образование золоторедкометаллических месторождений различных структурных уровней

Прогрессирующее развитие очагов глубинного разуплотнения, сводообразование, внедрение гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузий натровой и калиевой специализации, магнитных и немагнитных.
Регенерация месторождений раннего этапа.
Образование субвулканических золотосеребряных месторождений

Гипабиссальные и малоглубинные месторождения:

1) золотосульфидные в карбонатных породах чехла, штоках монцодиоритоидов, в прогнутых структурах комплекса основания;

2) золото кварцевые — в терригенных породах чехла и поднятиях комплекса основания

Субвулканические месторождения, убогосульфидные, в вулканических комплексах пестрого, преимущественно основного состава (халцедоновидные кварцевые жилы с адуляром, карбонатом и пр.)

Возникновение: очагов разуплотнения в осевых частях прогибов, локальных прогибов и поднятий. Внедрение гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузий преимущественно натровых серий, магнитных (этап раннего орогенеза)
Образование золоторудных месторождений

Заложение прогибов (внутриконтинентальных и окраинных; терригенных, вулканогенных и др.) в зонах глубинных разломов

Золоторудные системы ГСО можно классифицировать по их расположению относительно окраины океана, выделяя внутриконтинентальные (Южно-Верхоянская и Джагдинская) и окраинные (Сихотэ-Алиинская) ЗС. Первые благоприятны, а вторые неблагоприятны для накопления в геосинклинальную стадию углеродистых и сульфидоносных формаций, положительно влияющих на процессы генерации и рудолокализации.

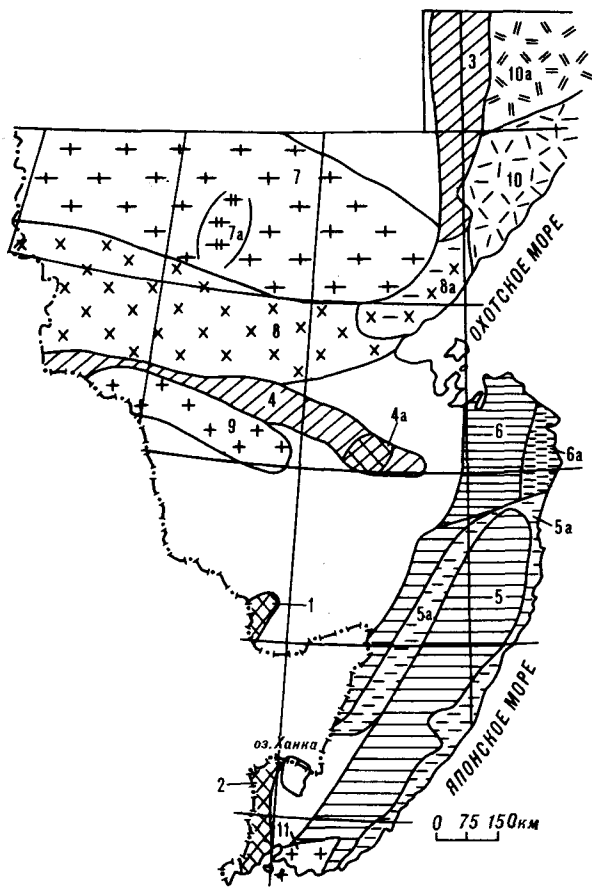
Важным признаком ЗС ГСО является степень тектонической нарушенности складчатой структуры как фактора локализации золотого оруденения. Излишняя нарушенность структуры ведет к рассредоточению флюидного потока, что отражается на масштабах оруденения.

Продуктивность ЗС определяется качеством и условиями взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации оруденения. Например, магматический фактор определяет, главным образом, потенцию области генерации, которая может быть и не реализована, если в области генерации отмечаются некачествен-

ные факторы переноса и локализации.

Высокопродуктивной может быть область генерации, если региональная структура разуплотнения (магматический очаг) возникает в фемической среде. Однако отсутствие условий для создания кумулированного флюидопотока (оптимальных условий просачивания), мощного геологического экрана, эффективного геохимического экрана или структурной ловушки сводит на нет потенцию магматического очага. Наличие экрана также не гарантирует месторождения, если он не образует купола антиклинали, т. е. структурной ловушки, а последняя не сопряжена с путями просачивания флюидов. Следовательно, анализ качества и условий взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации позволяет разделить ЗС по степени потенциальной продуктивности на слабопродуктивные, продуктивные и высокопродуктивные.

Для примера приведены краткие характеристики трех ЗС, сравнительные оценки их перспективности, характер взаимодействия металлогенических факторов.



| №/п | Золоторудные системы ГСО | Возраст | Регенерация | Зрелость (х) | Эродир. (хх) |
|-------|-------------------------------------|--------------------------------|------------------|--------------|--------------|
| 1 | Малохинганская | PZ ₁ | | п | гл? |
| 2 | Западно-приморская | PZ | К | зр? | оп? |
| 3 | Южно-верхоянская | PZ ₃ | J-K ₁ | зр-Au | оп |
| 4, 4a | Джагдинская | PZ ₃ | J-K ₁ | зр-Au | оп гл |
| 5, 5a | Сихотэ-Алиньская | K ₁ | | п-Au | гл |
| | Дурминская, Прибрежная (подсистемы) | P ₁ | | зр-Au, Ag | оп |
| 6, 6a | Нижнеамурская (подсистема) | K ₂ -P ₃ | | зр | оп сл |

Золоторудные системы структур ТМА

| | | | | | | |
|---------|-------------------|--------------------------------|---|---------------------|-------------|------------|
| 7, 7a | Алданская | J ₃ -K ₁ | — | зр-Au п-Au, Ag | оп | — |
| 8, 8a | Становая | K ₁ | — | зр-Au | гл-оп оп | х х х-х |
| 9 | Северо-бурейская | PZ? K ₁ | | зр-Au | оп | + |
| 10, 10a | Северо-прихотская | K | — | зр-Au, Ag п-Au-R | оп | — = |
| 11 | Южно-приморская | PZ? K | — | зр-Au | оп | + |

Рис. 4. Схема районирования золоторудных систем Дальнего Востока.

Золоторудные системы: зр — зрелые, п — перезрелые, с преимущественно золотым (Au), золотосеребряным (Au, Ag), золоторедометаллическим (Au — R) оруденением. Эродированность золоторудных систем: сл — слабая, оп — оптимальная, гл — глубокая.

Южно-Верхоянская ЗС развилась из внутриконтинентального миегосинклинального прогиба, заложенного на Минорском глубинном разломе. Прогиб эволюционировал в геосинклинальном, инверсионном и раннеорогенном режимах, накопил 4—5 км терригенных, существенно углеродистых алевропелитовых осадков, явившихся великолепным геологическим экраном, а возможно и рудогенерирующим субстратом. Флюидопотоки осуществлялись в надбатолитовой зоне по вертикальным разломам и близгоризонтально в пачках псаммитовых пород с севера на юг от Куйдусунской очаговой структуры. Метаморфизм вмещающих осадочных пород слабый (цеолитовая фация). Пликативные структуры сравнительно несложные, отдельные складки прослежены на десятки километров. Оруденение собственно золотое, локализовано в послонных и секущих золото-кварцевых жилах (Дуэт, Юр, Бриндакит) и крутопадающих жильно-прожилковых зонах (Нежданское) с большой горизонтальной и вертикальной амплитудой промышленных рудных столбов. Эрозионный срез рудоносных структур оптимальный. Все сказанное свидетельствует о зрелости Южно-Верхоянской ЗС

и ее высокой потенциальной продуктивности.

Джагдинская ЗС схожа с Южно-Верхоянской по возрасту и внутриконтинентальному положению, но развивалась она из эвгеосинклинального прогиба с вулканокремнистыми формациями в нижней части разреза. Складчатая

Таблица 3

Соподчиненность золоторудных систем, геотектонических структур и металлогенических подразделений

| Ранги золоторудных систем (ЗС) | Соответствие геотектоническим структурам | Соответствие статистическим металлогеническим подразделениям |
|--------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| Планетарные | Подвижные пояса | Рудные пояса |
| Региональные I порядка | Геосинклинальные складчатые области (ГСО), области тектономагматической активизации (ТМА) | Металлогеническая область, провинция |
| II порядка | | Металлогенические зоны |
| Локальные | Эндогенные очаговые структуры | Рудные узлы, районы |

тость и разрывная тектоника здесь более сложные, метаморфизм вмещающих пород сильнее (до эпидот-амфиболитового). Геологические экраны менее мощные, юрско-меловая активизация и регенерация оруденения значительные. Уровень эрозионного среза рудоносных структур неравномерный: от слабого (Маломыр, Токур) до глубокого (Афанасьевское, Ниманская группа). Характерна локализация золотого оруденения в куполовидных антиклиналях. Потенция Джагдинской ЗС оценивается высоко, но ниже, чем Южно-Верхоянской.

Сихотэ-Алинская ЗС существенно отличается от предыдущих. Она развилась из юрско-мелового геосинклинального бассейна, заложенного вдоль Осевого глубинного разлома, открытого с востока к океану, что способствовало хорошему водообмену, исключало сероводородное заражение и накопление углеродистых и сульфидоносных осадков. Здесь формировались преимущественно отмученные от глины песчаники с подчиненными алевропелитовыми формациями. Породы не метаморфизованы. Золотое оруденение центрального орогена образовалось в раннем мелу. На этапе позднего орогенеза (верхний мел — палеоген) оно было регенерировано и в значительной мере уничтожено эрозией. В районах, где поздний орогенез проявился слабо (Нижний Амур), имеются весьма

продуктивные золоторудные объекты. К западу и востоку от центрального орогена формировались коррелятные ему вулканогенные прогибы, инверсировавшие в палеогене с образованием вулканоплутонических центров с золото-серебряным (Дурмин, Прибрежная зона) и золотым (Многовершинное, Белая Гора) оруденением.

Золоторудные системы областей ТМА имеют много общих черт. Они сформировались на месте наложенных вулканогенных и терригенно-вулканогенных прогибов юрско-мелового возраста, заложенных на глубинных разломах. Вулканоплутонические центры, с которыми связано золотое оруденение, сформировались в очаговых структурах на перекрестьях глубинных разломов (Алдан, Прихотье, Северо-Буреинская зона). Отмечается тесная связь оруденения с интрузиями субвулканического и гипабиссального уровней.

Итак, рассмотренная проблема требует дальнейшего изучения с целью создания комплексных геологических моделей различных типов золоторудных систем. Даже на современном уровне идеи о золоторудных системах представляют собой эффективный инструмент металлогенического анализа, позволяющий находить новые возможности при оценке и прогнозе золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И. Золотоносные и оловоносные рудные системы Дальнего Востока (типизация, прогнозирование, оценка перспектив): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1987.
2. Богацкий В. В. Механизм формирования структур рудных полей.— М.: Недра, 1986.
3. Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах // Геология руд. месторожд.— 1975.— № 5.— С. 18—24.
4. Иванкин П. Ф., Рабинович К. Р. Золотоносные рудно-магматические системы гранитоидного ряда // Геология и геофизика.— 1971.— № 5.— С. 55—63.
5. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.
6. Ицковский М. Н. Основные черты металлогении СЗ части Тихоокеанского рудного пояса // Геология руд. месторожд.— 1960.— № 1.— С. 16—44.
7. Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— № 6.— С. 9—17.
8. Крейгер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Недра, 1956.
9. Лукин Л. И. и др. Структурные условия эндогенного рудообразования. Состояние пути и проблемы дальнейших исследований // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1978.— С. 5—20.
10. Маракушев А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации // Геохимия золота/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.— С. 3—13.
11. Моисеев В. Г. Самородное золото, условия его образования и метаморфизм (на примере месторождений Приамурья): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1974.
12. Мурашко В. И., Юдин В. Т. Магматизм и рудоносность Южно-Верхоянского синклиория и Восточных Анд Боливии // Магматические комплексы ДВ и их рудоносность: Тез. докл. III Дальневосточного регион. петрограф. совещ. Ч. II.— Хабаровск, 1981.— С. 82—84.
13. Ненашев Н. И. Магматизм и оруденение Верхояно-Колымских мезозойд (Восточная Якутия): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Владивосток, 1989.
14. Пейве А. В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геол. института АН СССР.— М.: Наука, 1980.— С. 95—122.
15. Печерский Л. М. Статистический анализ причин различной намагниченности гранитоидов Верхояно-Чукотской складчатой области Охотско-Чукотского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963.— № 11.— С. 51—65.
16. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. геология.— 1976.— № 12.— С. 64—74.
17. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
18. Сафонов Ю. Г. Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1978.— С. 167—187.
19. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— М.: Наука, 1968.
20. Сухов В. И. Региональные рудомагматические системы Приамурья // Магматогенно-рудные системы/

- ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 45—60.
21. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, Т. I.— М.: Наука, 1969.— С. 80—106.
 22. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. X.— М.: Наука, 1973.— С. 49—65.
 23. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений, Вып. 2.— М.: Мир, 1964.— С. 9—196.
 24. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре.— М.: Мир, 1981.
 25. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Чащухина В. А. Феррофации гранитоидов // Геохимия.— 1978.— № 2.— С. 147—160.
 26. Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья // Сов. геология.— 1967.— № 7.— С. 38—49.
 27. Шило Н. А. и др. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1988.
 28. Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
 29. Щербаков Ю. Г. Источники вещества и типизация

ДВИМС
Хабаровск

- месторождений золота // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.— С. 33—41.
30. Эйриш Л. В. Куполовидные структуры Селемджинско-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Хабаровск, 1972.
31. Эйриш Л. В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 4.— С. 64—68.
32. Эйриш Л. В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Там же.— 1984.— № 4.— С. 94—98.
33. Эйриш Л. В., Ахмадулин В. А. Показатели магнитности и щелочности гранитоидов — индикаторы золотого оруденения // Геология и геофизика.— 1984.— № 6.— С. 140—145.
34. Эйриш Л. В. Систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 5.— С. 95—99.
35. Эйриш Л. В. Значение типа щелочности гранитоидов при прогнозировании оруденения (на примере Дальнего Востока) // Рудоносность Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 64—67.
36. Эйриш Л. В. Региональная рудная зональность и районирование золотоносности Приморья // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 3.— С. 71—77.

Поступила в редакцию
4 июня 1990 г.

УДК 551.73(571.62)

Б. А. Натальин, Л. И. Попеко

ПАЛЕОЗОЙ ГАЛАМСКОГО СЕКМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Палеозойский комплекс Галамского сегмента Монголо-Охотской системы имеет чешуйчато-надвиговую структуру, в которой каждая из тектонических пластин и чешуй сложена породами одной из трех ассоциаций пород: а) терригенными слоистыми, б) вулканогенно-кремнистыми, в) олистостромами — образовавшимися в значительно удаленных друг от друга обстановках седиментации (континентального склона и его подножья, с одной стороны, и абиссальной равнины —

с другой). В современной структуре каждая ассоциация пород отделена от смежной зоной вязких разломов. Имеющиеся палеонтологические данные не позволяют считать возраст вулканогенно-кремнистой ассоциации древнее среднего девона. Показано различие дислокаций в кремнисто-вулканогенных и терригенных толщах. Палеозойский комплекс Галамского сегмента рассматривается как субдукционный.

Современные представления о структуре Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы базируются на работах Л. И. Красного, В. Б. Караулова, В. А. Шуршалиной, А. Ф. Шехоркиной, Г. В. Беляевой, Ю. А. Мамонтова, С. Г. Кислякова, Г. В. Роганова, А. В. Махинина, Э. Л. Школьника, Д. Ф. Фомина и многих других геологов.

В линзах известняков и в ассоциирующихся с ними фосфоритах обнаружены остатки археоциат, водорослей, брахиопод и трилобитов. Линзы и блоки известняков с кембрийской, а местами ордовикской фауной встречаются среди толщ, отнесенных к силуру и девону. Здесь возраст фауны из известняков не согласуется с более молодым возрастом органических остатков из терригенных пород. В отличие от этих толщ, в Ир-Галамском антиклинории Б. Б. Назаровым [3, 7] были сделаны единичные определения средне-позднекембрийских радиолярий из яшмоидов, и на основании этого возраст известняков распространен и на вмещающие кремнистые толщи.

В палеозойских складчатых сооружениях Галамского сегмента либо выделяют серию антиклинорий и синклинорий (Галамский синклинорий, Ир-Галамский антиклинорий и др.) [8], ориентируясь при этом не столько на характерное поведение зеркала складчатости, сколько на распределение по площади разновозрастных толщ, либо серию структурно-формационных подзон [1]. Г. В. Рогановым, С. Г. Кисляковым, Д. Ф. Фоминым и А. В. Махининым разрез Галамского синклинория расчленен на нижнесилурийские бугалийскую и лагапскую толщи, нижне-верхнесилурийскую джагакскую, нижедевонские гербиканскую, ир-галамскую и онцетокскую толщи и нижне-среднедевонскую тайканскую толщу. В Ир-Галамском антиклинории выделены нижний (три толщи) и верхний (две) кембрий [9].

Силурийская фауна обнаружена как в терригенных, так и в карбонатных породах, но необходимо отметить, что толщи, отнесенные к силуру, в большей степени, чем остальные, насыщены осадочными брекчиями, линзами и блоками известняков кембрийского и ордовикского возраста. Возраст нижедевонских толщ базируется исключительно на находках в терригенных породах остатков псилофитов, плауновидных и папоротников [9—11].

В строении практически всех перечисленных толщ принимает участие пестрый набор осадочных и вулканогенных пород: аркозы, граувакковые аркозы, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, седиментационные брекчии и конгломераты, яшмы, диабазы, базальты, спилиты, вариолиты, туфы основного состава, известняки. С кремнистыми породами ассоциируют гематитовые, гематит-магнетитовые и марганцевые руды, с карбонатными — фосфориты.

В качестве характерной особенности разреза отдельных стратиграфических подразделений и комплекса в целом отмечалась многократная ритмичная повторяемость терригенных и вулканогенно-кремнистых пачек, между пачками предполагались стратиграфические соотношения, а общая мощность разреза оценивалась в 35 км. Стратиграфические подразделения детальным картированием прослежены на большие расстояния, и это позволяет предполагать, что общая мощность разреза близка к вертикальной.

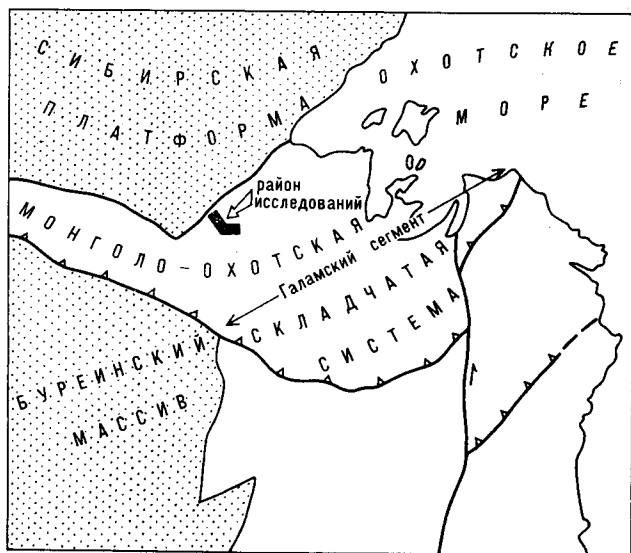


Рис. 1. Схема расположения района работ.

При резкой неоднородности находок органических остатков в породах разного литологического состава в построении стратиграфической схемы, по-видимому, существенную роль сыграло представление об общем моноклипальном падении комплекса к юго-востоку и общем наращивании разреза в этом же направлении.

Принципиально иная структурная модель предложена Г. В. Ициксоном [2]. Анализируя средние и крупномасштабные геологические карты, она пришла к выводу о том, что структура Галамского синклиория, как и сегмента в целом, представляет собой тектонический меланж. Меланж галамского типа, по Г. В. Ициксоном, — это набор структурно согласованных тектонических линз и чешуй, сложенных либо терригенными образованиями, либо вулканогенно-кремнистыми. Возраст вулканогенно-кремнистых толщ по находкам фаунистических остатков в карбонатных породах определен рифейско-кембрийским. Аллохтонному залеганию известняковых глыб при этом принципиального значения не придавалось. Вулканогенно-кремнистые образования в меланже, как считает Г. В. Ициксоном, представляют собой тектонические отторженцы фундамента крупного Галамско-Шангарского массива байкальской консолидации. Тектонические линзы и чешуи, сложенные терригенными породами, рассматриваются ею как части осадочного чехла массива, сформировавшегося в среднем — позднем палеозое в прибрежно-морских и континентальных условиях. Таким образом, сложная чешуйчато-надвиговая, меланжевая структура, по мнению Г. В. Ициксона, возникла за счет простой двухъярусной структуры массива в процессе позднегерцинской складчатости.

Не вдаваясь в дискуссию о тектонической

природе комплексов, процессе и генезисе деформаций, отметим принципиальную важность вывода Г. В. Ициксона о структурной разобщенности терригенных и вулканогенно-кремнистых пачек. Из ее модели следует, что между ними могут быть только тектонические соотношения, и наши данные полностью подтверждают этот вывод.

Проведенные в долине р. Галам (рис. 1) структурные исследования показали, что палеозойский комплекс имеет чешуйчато-надвиговую структуру, в которой каждая из тектонических пластин и чешуй сложена породами из трех ассоциаций пород: а) терригенные слоистые, б) вулканогенно-кремнистые; в) олистостромы.

Терригенные толщи разных стратиграфических подразделений, выделенных предшествующими исследователями, по составу слагающих их пород и структурно-текстурным особенностям удивительно близки друг другу. Основной объем толщ слагают серые, зеленовато-серые средне- и мелкозернистые песчаники, часто массивные. Окатанность и сортировка обломков средняя и плохая. Среди обломков преобладают кварц и полевые шпаты. Обломков пород обычно меньше 20%. Последние представлены яшмами, микрокварцитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, эффузивами основного, среднего и кислого состава, гранитами.

Песчаники содержат прослои темно-серых алевролитов. Присутствуют пачки ритмичного чередования песчаников и алевролитов с мощностью прослоев в первые сантиметры. Песчаники при этом обладают градиционной отсортированностью и содержат элементы последовательности Боума (параллельно- и косослойчатые текстурные интервалы), подошвенные знаки. В ритмично-слоистых пачках наблюдались признаки синседиментационных деформаций — конволютная слоистость, сопровождающаяся разрывом сплошности слоев песчаников и разрывом со смещением слоев. Деформации ограничены как сверху, так и снизу ненарушенной слоистостью. Синседиментационные деформации не сопровождаются образованием кливажа или сланцеватости. В ассоциации с ритмично-слоистыми пачками мощность прослоев алевролитов может достигать первых десятков метров. В других случаях она не превышает первых сантиметров и первых десятков сантиметров.

В стратиграфических соотношениях с песчаниками и алевролитами находятся маломощные (до 5—10 м) горизонты олистостром. Олистолиты сложены песчаниками и, реже, слоистыми яшмоидами. Они имеют неправильные угловатые формы. Размеры их варьируют от первых сантиметров до первых метров. Олистолиты обычно погружены в бесструктурный гли-

нистый матрикс, хотя местами вблизи олистолитов наблюдается слабое расслаивание, ориентированное субпараллельно их контурам.

Находки остатков флоры, по-видимому, были главной причиной предположения о прибрежно-морских и континентальных условиях образования рассматриваемых пород. С нашей точки зрения, накопление их обусловлено, главным образом, турбидитной седиментацией, о чем свидетельствуют перечисленные выше признаки. Д. Ф. Фоминим было отмечено, что остатки флоры часто приурочены к алевролитам, содержащим обломки алевролитов и песчаников. Эти породы — галечниковые алевролиты — являются одной из характернейших фаций, связанных с турбидитами, и заключенные в них остатки флоры, скорее всего, найдутся в переотложенном состоянии. На основании изложенного совершенно не исключаются глубоководные условия формирования толщ. О накоплении их в тектонически активных зонах, к которым принадлежат преддуговые прогибы, глубоководные желоба и их приостровные склоны, позволяет предполагать повсеместная встречаемость в песчаниках обломков вулканитов.

Вулканогенно-кремнистые пачки сложены слоистыми красными, зелеными, серыми, черными яшмами, красными и зеленовато-серыми кремнистыми сланцами, зелеными мелкозернистыми граувакками, кремнекластическими брекчиями и песчаниками, спилитами, базальтами и диабазами. Между перечисленными породами обычно наблюдаются стратиграфические соотношения, тогда как переслаивания аркозовых песчаников с вулканитами или яшмами не наблюдалось ни разу. В кремнистых породах содержатся остатки радиолярий. Местами количество радиолярий весьма велико, и породы с полным основанием можно именовать радиоляритами.

Из кремнистых отложений, распространенных восточнее в бассейне р. Уда (верховья р. Джаводи), Б. Б. Назаровым по шлифам были описаны представители родов *Polyentactinia*, *Entactinia*, *Narlentactinia* [3, 7]. Первоначально возраст был определен (со значительными оговорками) как средне-позднекембрийский. Впоследствии Б. Б. Назаров [6] в результате ревизии радиолярий палеозоя приходит к выводу о том, что наиболее древние (раннекембрийские) сферические радиолярии имеют внутренний каркас в виде полой сферы или ее модификаций, расположенный внутри наименьшей оболочки, и относятся к семейству *Inaniguttidae*.

Среди описанных из бассейна Уды радиолярий не установлено форм с подобным внутренним каркасом. По новым данным Б. Б. Назарова [6], средне- и позднекембрийские ра-

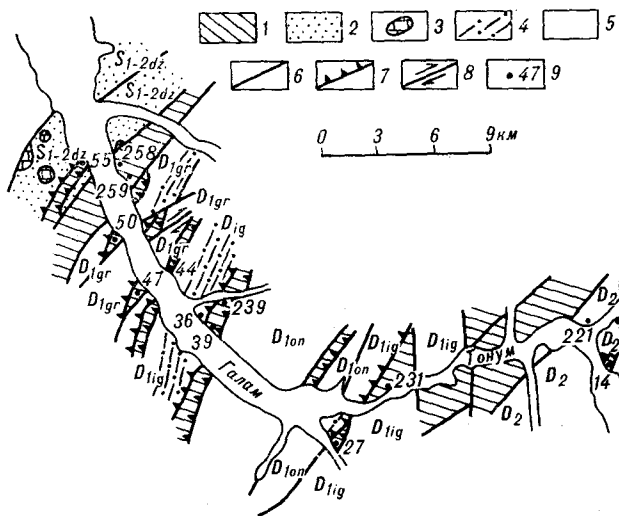


Рис. 2. Схема местонахождений проб с радиоляриями. 1 — тектонические пластины, сложенные породами вулканогенно-кремнистой ассоциации; 2 — олистостромы; 3 — крупные олистолиты, сложенные карбонатными породами; 4, 5 — тектонические пластины, сложенные породами терригенной ассоциации (4 — флиш, 5 — песчаники); 6 — разломы неясного кинематического типа; 7 — надвижки; 8 — сдвиги; 9 — точки отбора проб с радиоляриями.

диолярии вообще не известны, род *Entactinia* распространен в интервале средний девон — пермь, *Polyentactinia* — в среднем ордовике — силуре и среднем девоне — ранней перми, *Narlentactinia* — с ордовика до позднего девона. По всей видимости, возраст кремнистых отложений следует считать не древнее среднего девона.

Нами посредством химического препарирования извлечено большое количество сферических радиолярий из кремнистых пород бассейна р. Галам, принадлежащих различным стратиграфическим подразделениям, выделенным на крупномасштабных картах: джылакской толще, верхней части ир-галамской толщи, отложениям, отнесенным к среднему — верхнему девону (рис. 2). Сохранность радиолярий не позволяет полностью их идентифицировать. Однако в образцах 239, 27г (верхи ир-галамской толщи) и обр. 14 (средний — верхний девон) В. С. Руденко и М. П. Конева обнаружены остатки радиолярий с двумя оболочками. Размеры внешней и внутренней оболочек позволяют отнести их к роду *Entactinosphaera*. Представители этого рода, по мнению Б. Б. Назарова [6], широко распространены начиная со среднего девона до перми. В образце 27г, а также в образцах 36а (низы ир-галамской толщи), 39а, 231-1в (верхи ир-галамской толщи), 55б (джылакская толща) встречены радиолярии с бугорчатой поверхностью. Достоверные находки таких радиолярий (*Phaenicosphaera mammila* Sheng et Wang, 1985) известны только начиная с поздней перми. Вме-

сте с тем, здесь не встречено того обилия ставроксонных и билатерально-симметричных групп, которое характерно для каменноугольно-пермского времени. Не исключено, что упомянутые формы могут встречаться и в более древних отложениях. Поэтому находки в одном образце представителей рода *Entactinosphaera* и радиолярий с бугорчатой поверхностью могут свидетельствовать о средне-позднепалеозойском возрасте вмещающих пород.

Совершенно очевидна необходимость дальнейшего изучения радиолярий. Однако в настоящее время нет данных, позволяющих считать кремнистые образования правобережья р. Уда древнее среднего девона.

Песчаники вулканогенно-кремнистых пачек содержат большое количество обломков пород. В них отсутствуют обломки гранитов, количество обломков калиевых полевых шпатов, по сравнению с аркозами терригенных пачек, уменьшается.

Вулканиды обладают подушечной отдельностью, реже массивные. Мощность отдельных пачек достигает местами 100 м. В таких пачках обнаружены силлы и дайки мелкозернистых амфиболизированных габброидов, которые можно рассматривать как подводящие каналы для лавовых потоков. В некоторых случаях нами наблюдалось прорывание дайками габброидов яшм и кремнисто-глинистых сланцев, но в терригенных пачках ни нами, ни нашими предшественниками дайки не наблюдались, за исключением районов, приближенных к Селитканскому вулканическому полю. Здесь дайки широко распространены, но связаны они с раннемеловой эпохой вулканизма.

Отсутствие в терригенных толщах палеозойских даек, которые можно было бы рассматривать в качестве подводящих каналов к лавовым потокам более высоких стратиграфических уровней, весьма примечательно. Объяснить его можно либо тем, что все вулканогенно-кремнистые пачки древнее терригенных (структурная модель Г. В. Ициксон), либо тем, что каждая вулканогенно-кремнистая пачка, «залегающая выше по разрезу», формировалась в своей собственной вулканической зоне, пространственно не совпадающей с более древней зоной вулканизма. Как в том, так и в другом случае создание современной структуры должно быть обусловлено значительными горизонтальными сокращениями и тектоническим перемешиванием. Отсутствие даек ставит под сомнение ранее сделанные выводы о многоэтапном вулканизме в период палеозойского развития Галамского сегмента [9].

По петрохимическим характеристикам вулканиды принадлежат в основном к двум группам — океаническим толеитам и щелочным оливиновым базальтам. В некоторых пачках,

отнесенных к нижнему девону, присутствуют базальты с высоким содержанием калия — до 3,48 % [5, 9].

Вулканиды и габброиды подвержены зеленокаменным изменениям, причем на удалении от зон крупных разломов. Песчаники и алевролиты терригенных пачек сходными метаморфическими преобразованиями не затронуты. Различия в метаморфических преобразованиях свидетельствуют о различиях термодинамических режимов областей формирования терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ, т. е. разобщенности до возникновения надвигов, и подтверждают предположение о тектоническом скупивании.

Мощные горизонты олистостром — третья фаціальная разновидность палеозойских образований. По геолого-съёмочным данным, наиболее широко они распространены среди толщ, отнесенных к силуру. Здесь среди песчаников залегают крупные (100 × 300 м) глыбы известняков, окруженные шлейфом известняковых брекчий. Часто глыбы имеют изометричную форму, во вмещающих породах они распределены хаотично. Помимо известняков в олистостромовых горизонтах описаны глыбы анортитов, габброидов, амфиболизированных габброидов, пироксенитов, щелочных гранитов [4]. Эти глыбы погружены в темно-серую бесструктурную глинистую массу.

В толщах, относимых к девону, между терригенными и вулканогенно-кремнистыми пачками нами наблюдались мощные (до 200—300 м) горизонты олистостром, в которых в темно-серую глинистую массу погружены разноориентированные обломки аркозовых песчаников, слоистых яшм, вулканидов. Размеры обломков достигают первых метров. Они имеют неправильную форму. Глинистый матрикс местами рассланцован, но сланцеватость всюду приспосабливается к границам обломков. Некоторые обломки были деформированы еще до образования олистостром. В центральной части горизонтов олистостром сланцеватость отсутствует.

Горизонты олистостром часто трудно отличить от тектонического меланжа. На правом берегу р. Галам в 4 км выше устья р. Ниж. Джялми на протяжении 50 м наблюдались блоки слоистых и массивных яшмоидов, песчаников, вулканидов с подушечной отдельностью и массивных, мелкозернистых измененных габброидов. Блоки отделены друг от друга темно-серыми рассланцованными алевролитами, содержащими мелкие (до 3 см) будины мелкозернистых зеленых песчаников. Рассланцеванию подвержены не только песчано-глинистые породы, но и краевые части блоков компетентных пород. В южной краевой части обнажения эрозией вскрыт край крупной (более 35 м в поперечнике) глыбы белых перекристаллизо-

ванных массивных известняков, контакт которой резко дискордантен рассланцеванию вмещающих пород. В то же время, некоторые мелкие глыбы, целиком охваченные рассланцеванием, имеют сглаженные формы и уплотнены. В данном случае неясно, имеем ли мы дело с олистостромой, рассланцеванной в процессе последующих деформаций, или же с тектоническим меланжем.

Мощные горизонты олистостром тяготеют к вулканогенно-кремнистым пачкам или к их границе с терригенными пачками. В терригенных пачках наблюдались только маломощные подводно-оползневые горизонты, которые следует связывать с турбидитной седиментацией. Мощные горизонты олистостром, судя по структурной позиции, по-видимому, в большей степени обусловлены тектоническими процессами — надвигообразованием.

Особенности всех описанных ассоциаций пород позволяют считать, что они были сформированы на достаточно больших глубинах. Это обстоятельство, помимо прочего (характера залегания, данных о возрасте), дает основание сомневаться в правомерности включения в разрез известняков, содержащих остатки археоциат, и практически всегда сопутствующих им водорослей, которые, как известно, не могли существовать ниже зоны фотосинтеза, т. е. примерно 50 м.

Для понимания строения палеозойского комплекса Галамского сегмента существенное значение имеет анализ дислокаций. Изучению их во многом препятствует слабая обнаженность и хаотичность строения на уровне обнажений, которая сильно затрудняет структурный и геометрический анализ мелких структурных форм. В связи с этим нам приходится больше полагаться на качественные, чем количественные данные.

Слоистость палеозойских отложений в долине р. Галам имеет преимущественно юго-восточные падения под углами 50—80°. Моноклиналиное залегание, по-видимому, являлось одной из причин предположения о последовательном наращивании разреза в юго-восточном направлении. При такой трактовке геологического строения на крупномасштабных геологических картах изображены лишь единичные крупные складки. Они, скорее всего, действительно редки — в долине р. Галам замковые части не наблюдались, хотя наличие крупной изоклиналиной складки можно предполагать по характеру залегания слоистости в моноклинали. Так в приустьевой части р. Верх. Джялми на правом берегу р. Галам в нижнедевонской ир-галамской толще, содержащей мощные горизонты флиша, на протяжении 2,5 км наблюдались устойчивые опрокинутые залегания слоистости. Этот отрезок целиком включает

выходы верхней подтолщи и большую часть нижней. Устойчивые опрокинутые залегания ставят под сомнение как стратиграфическое расчленение самой ир-галамской толщи, так и ее предполагаемые соотношения с оннетокской толщей.

Изучение мелких структурных форм позволяет предполагать некоторые различия структурных стилей вулканогенно-кремнистых и терригенных толщ. В вулканогенно-кремнистых толщах, прежде всего в слоистых кремнистых породах, часто наблюдаются складки нескольких генераций. Наиболее ранние складки изоклиналиные, часто ограниченные с обеих сторон структурно-согласованными зонами срывов. Примечательно, что раздувы мощностей в замках таких складок наблюдаются далеко не повсеместно. Очень часто они возникают за счет сложения слоев, а не оттока материала с крыльев складок. Сложение слоя легко распознается по сохранению в «раздуве» поверхности соприкосновения. Ложные раздувы соседствуют с перегибами слоев, не сопровождающимися изменением мощности. Все это позволяет считать большую часть изоклиналиных складок в кремнистых породах концентрическими (рис. 3).

Изоклиналиные складки нельзя рассматривать как подводно-оползневые, во-первых, из-за правильности их форм и однородности ориентировок шарниров и осевых поверхностей, а, во-вторых, из-за того, что в зонах срыва, синхронных изоклиналиным складкам, глинистый материал рассланцеван, а линзы кремней нередко имеют притертые поверхности. Кроме того, в ряде случаев наблюдались прямые признаки наложения складчатости на уже литифицированные породы. О литификации в этих случаях свидетельствуют ранние и позднедиагенетические трещины, аналогичные тем, которые описаны А. А. Савельевым для хабаровской свиты [12]. На слоевых поверхностях они образуют неправильную сетку, имеющую более или менее изометричные ячейки. В замках изоклиналиных складок ячейки искажаются — вытягиваются или сжимаются.

В отличие от более поздних складок изоклиналиные чаще встречаются там, где слоистость слабо затронута процессами будинажа. В зонах с нарушенной слоистостью, интенсивного будинажа и транспозиции они, как правило, не наблюдаются.

Шарниры изоклиналиных складок обычно круто (до 45°) наклонены к северо-востоку. Эти наклоны из-за устойчивости направления погружения вряд ли могут быть следствием вращения отдельных чешуй в процессе перемещения по надвигам. Изоклиналиные складки определяют деформационную структуру вулканогенно-кремнистых пачек, но эта структура

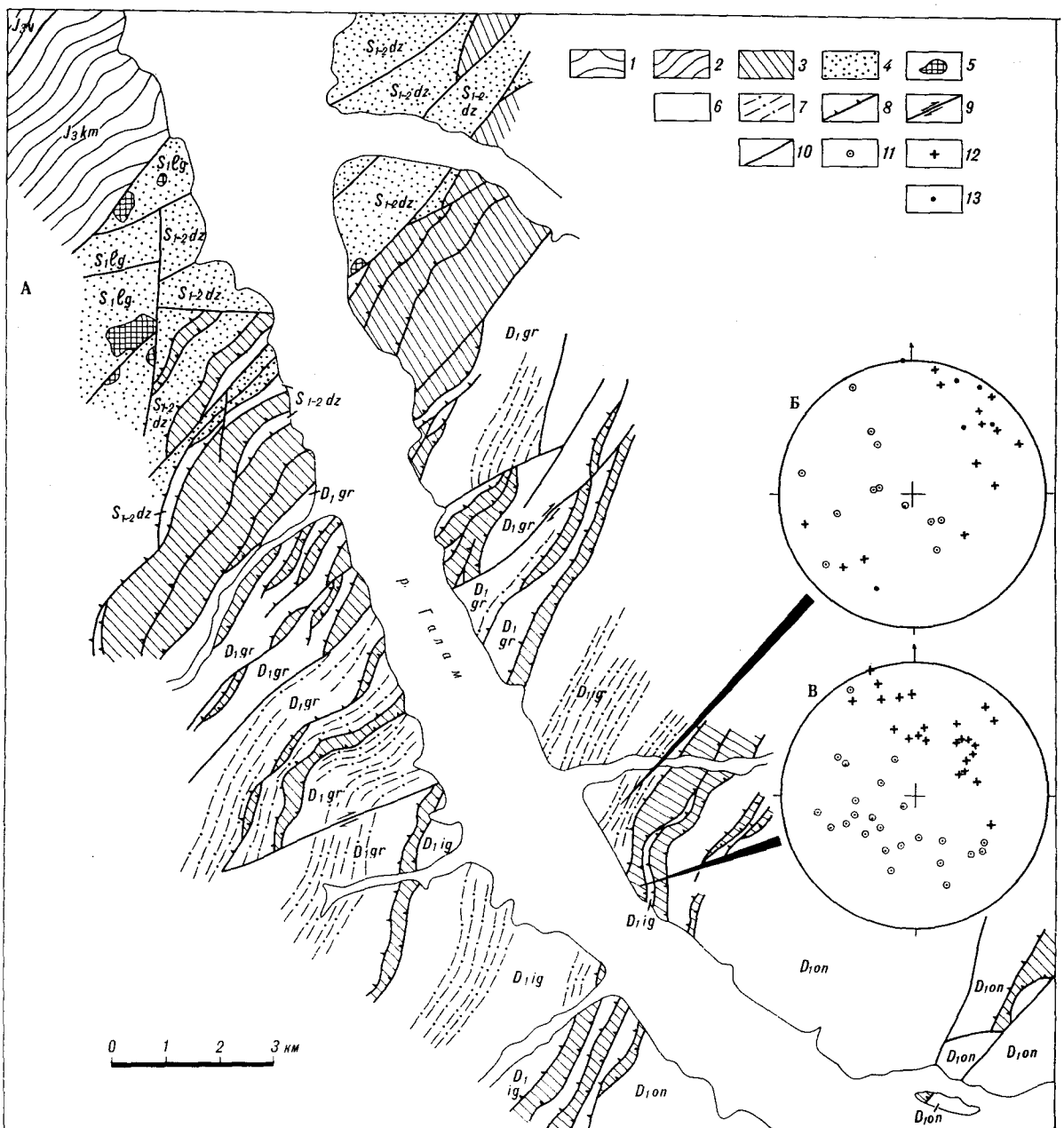


Рис. 3. Структурная схема долины р. Галам (составлена с использованием данных Г. В. Роганова, С. Г. Кислякова, Д. Ф. Фомина, А. В. Махицина). Стереограммами показано различие ориентировок шарниров ранних складок в соприкасающихся пластинах, сложенных терригенными породами (Б) и породами вулканокремнистой ассоциации (В).

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские терригенные комплексы; 3 — тектонические пластины, сложенные породами вулканогенно-кремнистой ассоциации; 4 — олистостромы; 5 — крупные олистолиты, сложенные карбонатными породами; 6, 7 — тектонические пластины, сложенные породами терригенной ассоциации (6 — преимущественно песчаники, 7 — флиш); 8 — надвиги (зубчики указывают направление предполагаемого подвига, плоскости разломов в современной структуре имеют преимущественно крутые юго-восточные падения); 9 — сдвиги; 10 — разломы неясного кинематического типа; 11 — осевые поверхности складок; 12 — шарниры складок; 13 — удлинения будин.

весьма «нелогично» соотносится со структурой, выявляемой геологическим картированием. Основываясь на принципе подобия мелких и крупных структурных форм и геометрических следствиях крутых наклонов шарнира, трудно ожидать сколько-нибудь значительную протя-

женность кремнистых пачек в направлении общего простирания осей складок и других структур сегмента. В полном несоответствии с ожидаемым следствием вулканогенно-кремнистые пачки прослежены геологическим картированием на весьма значительные расстояния,

измеряемые в ряде случаев десятками километров. Единственным объяснением противоречивого соотношения структурных стилей, наблюдаемых в обнажении и картируемых, может быть предположение о том, что вулканогенно-кремнистые образования перемещениями по надвигам были включены в структуру Галамского синклиналия после того, как в них сформировались изоклиналильные складки и ограничивающие их зоны срыва.

Асимметричность изоклиналильных складок указывает на то, что помимо расплющивания, перпендикулярного осевым поверхностям, вдоль этих поверхностей происходили сдвиговые перемещения. Рисунок складок от обнажения к обнажению меняется, но несколько преобладают складки правосторонних смещений.

Среди более поздних складок отчетливее всего проявлены две группы складок. Складки первой группы коаксиальны изоклиналильным, накладываются на них и имеют большие углы между крыльями (до 120°). Как и изоклиналильные складки, они не сопровождаются какими бы то ни было элементами структурно-метаморфического парагенезиса (кливаж, сланцеватость, линейность). Подобные складки, несмотря на явные признаки наложения, многие исследователи не рассматривают как продукты двух различных этапов деформаций, разделенных продолжительным временным интервалом. Считают, что более поздние и простые по морфологии складки возникают в процессе продолжающейся деформации, после того, как возможности сокращения за счет ранних складок исчерпываются. Если такой подход правомерен, то мы получаем признак (к сожалению, только качественный), свидетельствующий о длительности деформаций.

Складки второй группы, наложенные на изоклиналильные, ориентированы поперек общего простирания структур. По приуроченности их к разломам и ряду других признаков можно предполагать, что возраст их наиболее молодой.

В терригенных толщах мелкие изоклиналильные складки распространены весьма ограниченно. Они редки даже в тонкослоистых ритмичных пачках, которые благодаря своим реологическим свойствам обычно лучше всего запечатлевают дислокации. Особую уверенность в этом выводе придают упоминаемые выше результаты изучения обнажений на правобережье р. Галам в приустьевой части р. Верх. Джалми. Здесь ритмично-слоистые песчаники и алевролиты на протяжении 2,5 км характеризуются устойчивыми опрокинутыми залеганиями. На юге эта толща по разлому граничит с тектонической линзой слоистых кремней мощностью до 200—300 м. В слоистых кремнях изоклиналильные складки распространены широко.

Близ границ терригенных линз и толщ часто присутствуют асимметричные складки с крутыми (до 45°) шарнирами. Эти складки, возможно, обусловлены теми же деформациями, что и ранние складки в кремнях.

Галамский синклиналий характеризуется сложной разломной тектоникой. На крупномасштабных геологических картах преобладают разломы, параллельные общему северо-восточному простиранию основных структур. Наряду с ними присутствуют разломы меридионального, широтного и северо-западного простирания. Большая часть перечисленных разломов сопровождается мощными зонами дробления. Как показали наши исследования в бассейне р. Галам, зоны дробления наложены на более ранние структурные формы, сыгравшие главную роль в формировании общей структуры синклиналия. К их числу относятся не выделенные при геологическом картировании разломы, разделяющие разнофациальные пачки, а также зоны скольжения, интенсивного будажа и транспозиционных структур, располагающиеся во внутренних частях однородных по вещественному составу пачек.

Разломы, разделяющие разнофациальные пачки, выражены мощными (до 300 м) зонами рассланцевания. Сланцеватость, как правило, параллельна слоистости. Она представлена микроскопическими субпараллельными и ветвящимися зонами скольжения, иногда подчеркнутыми серицитом, реже хлоритом. В наиболее переработанных деформациями разностях к плоскостям сланцеватости приурочено темное глинистое вещество, и, наконец, конечным продуктом являются милониты. Обломки пород и минералов в рассланцованных песчаниках корродируются, перестраиваются и приобретают предпочтительную ориентировку согласно со сланцеватостью. Этот процесс сопровождается перекристаллизацией матрикса и обломков в тенях деформаций. С увеличением степени деформации сильно удлиненные обломки распознаются с трудом по нечетким разъединенным ограничениям.

Приуроченные к разломам зоны рассланцевания в поперечном сечении неоднородны. При микро- и макроскопических исследованиях устанавливается нарастание степени деформаций по направлению к контакту разнофациальных пачек. На удалении от него в песчаниках появляются редкие зоны скольжения, обломки пород и минералов корродируются и обрастают каймами белой слюды. Затем количество зон скольжения увеличивается, появляется отчетливая сланцеватость, одинаково проявленная в породах разного литологического состава.

Макроскопически неоднородность проявлений деформаций в зонах разломов хорошо устанавливается по изменениям, затрагиваю-

щим слоистые пачки. Ровные и параллельные слои сменяются слоями, имеющими раздувы и пережимы. Затем слои теряют сплошность и в них появляются линзовидные будины компетентных пород, имеющие более или менее однообразные поперечные размеры. Дальнейшее течение вещества по сланцеватости приводит к значительному разобцению частей единого пласта и их перемешиванию с соседними. При этом будины и линзы компетентных пород в краевых частях сильно утоняются и приобретают за счет вращения сигмоидальную форму поперечного сечения, Сланцеватость не облегчает будины, а является общей для них и матрикса.

Описанные преобразования отчетливее всего выражены в ритмично-слоистых терригенных пачках, но охарактеризованные стадии переработки пород запечатлены и в пачках переслаивания яшм и кремнисто-глинистых сланцев. Специфичность деформационной структуры этих пачек заключается в том, что транспозиционные структуры здесь проявляются реже. Линзы яшм редко имеют длинные заостренные окончания, размеры их в среднем крупнее, чем у линз песчаников. Разную компетентность пород песчано-алевролитовых пачек и пачек переслаивания кремнистых пород, вероятно, можно объяснять разной степенью литификации пород, достигнутой перед началом деформаций.

Если вулканогенно-кремнистые породы контактируют с массивными песчаниками, то деформационная переработка последних макроскопически проявлена менее отчетливо. Здесь хуже видна сланцеватость, но практически повсеместно можно наблюдать зоны срыва, разделяющие песчаники на крупные линзы, достигающие в поперечнике нескольких метров. Может создаться впечатление, что основные деформации приурочены к краевым частям линз, однако маломощные прослои алевролитов, залегающие в их внутренних частях, имеют раздувы, пережимы, вплоть до полного выклинивания и изоляции серповидных остатков пластов. Эти структуры указывают на существенную деформацию линз.

Песчаники, кремнистые и глинистые породы местами превращены в сланцы, мощность которых в разломных зонах достигает 30 м. В от-

личие от них вулканиды столь существенной переработки не претерпевают. Они бывают рассланцованы, но в сравнительно узких зонах, как правило, окаймляющих крупные тектонические линзы. Тектонические линзы вулканидов не претерпевают также существенных внутренних деформаций, о чем можно судить по сохранению форм подушечной отдельности.

Особенности строения зон скольжения, располагающихся во внутренних частях однородных в фаціальном отношении пачек, близки выше описанным. Зоны скольжения имеют меньшую мощность, часто приурочены к породам одинакового литологического состава, и поэтому зональность в их строении проявлена не так эффектно. По мелким, маломощным зонам скольжения можно видеть, что они ветвятся, облекая линзы относительно слабо деформированных пород. Следует отметить также более частую встречаемость зон скольжения в вулканогенно-кремнистых пачках.

Таким образом, в пределах палеозойского комплекса присутствуют ассоциации пород совершенно разных и значительно удаленных друг от друга обстановок седиментации — континентального склона и его подножья, с одной стороны, и абиссальной равнины — с другой.

В современной структуре каждая ассоциация пород отделена от смежной зоной вязких разломов, подчеркнутых интенсивным разлинзованием и будинажем, сланцеватостью со структурами течения, транспозиционными структурами. Ориентировка плоскостей разломов субпараллельна слоистости во внутренних, обычно слабо нарушенных частях чешуй и пластин.

Установлена разная степень литификации пород в вулканогенно-кремнистой и терригенной ассоциациях в момент основных дислокаций и отличие ориентировки разных складок в кремнях и терригенных породах.

Перечисленные особенности позволяют рассматривать палеозойский комплекс долины р. Галам как субдукционный.

Необходимо отметить, что вязким разломам, сыгравшим решающую роль в формировании современной структуры и, судя по совмещению пород столь разных обстановок седиментации, характеризующимся большими амплитудами перемещения, ранее не было придано должного значения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000: Объяснительная записка/М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др.— Хабаровск, 1983.
2. Ицксон Г. В. Структура сжатия, блоки — упоры и зоны меланжа Приохотья // Геотектоника.— 1980.— № 3.— С. 85—101.
3. Кембрийская фауна и флора хребта Джэгды (Дальний Восток).— М.: Наука, 1975.

4. Кириллова Г. Л., Махнин А. В. Ранги геологических тел надпородного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.— С. 78—80.
5. Мамонтов Ю. А., Попеко В. А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса // Вопросы магматизма и тектоники/ИТиГ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 68—82.

6. Назаров Б. Б. Радиолярии палеозоя: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1984.
7. Назаров Б. Б., Школьник Э. Л. К вопросу о возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Удско-Селемджинского междуречья // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии.— М.: Наука, 1974.— С. 104—109.
8. Роганов Г. В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Хабаровск, 1975.
9. Роганов Г. В. Формации палеозоя Удско-Селемджинского рудоносного бассейна // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока.— Владивосток, 1979.— С. 14—26.
10. Роганов Г. В., Григорьев В. Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р. Уды (Западное Приохотье) // Палеозой Дальнего Востока.— Хабаровск, 1974.— С. 99—110.
11. Роганов Г. В., Кисляков С. Г. Средний палеозой Удско-Селемджинского междуречья и задачи его дальнейшего изучения // Палеозой Дальнего Востока/ИТиГ ДВНЦ АН СССР.— Хабаровск, 1974.— С. 86—99.
12. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.

*ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
14 июня 1990 г.*

УДК 553.462.041(571.56)

*В. И. Мурашко, Ю. М. Богачев***ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ МОЛИБДЕНОВОЙ И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
В НИНГАМСКОМ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОМ УЗЛЕ***(Южная Якутия)*

Рассмотрен один из рудно-магматических узлов Южной Якутии, возникших на этапе мезозойской тектономагматической активизации в южной части Алданского щита. Изучены характер проявления золотой

Нингамский рудно-магматический узел расположен на территории Алгама-Гонамского междуречья в Южной Якутии и по масштабам и значимости среди объектов подобного типа (например, Ломамский и Гувилгринский узлы), сформированных на этапе мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита, может быть отнесен к перспективным рудоносным площадям названной территории. Такое заключение сделано авторами по результатам проведенной ими перспективной оценки рудоносности. Нингамский узел был также объектом изучения алданских геологов из ТУГРЭ (съёмочно-поисковые работы масштаба 1 : 50 000) и тематических исследований, проводившихся ДВИМСом. В основу данной статьи положены результаты исследования авторов, дополненные данными В. Г. Амарского, В. И. Лядина, В. Н. Гусева, Е. П. Максимова и других.

Нингамский узел, по геофизическим данным Т. Г. Бабкиной и Ю. А. Кузьмина, размещается на стыке трех блоковых структур — Куренского и Моныкского блоков раннеархейских кристаллических пород и мезозойской Токинской впадины, разграниченных зонами региональных разломов (рис. 1). Куренский блок расположен непосредственно к юго-западу, за зоной Тыркандинского глубинного разлома, и, по всей видимости, не претерпел значительных изменений в период мезозойской тектономагматической активизации. Вследствие этого он обеспечивает четкое ограничение площади узла с юго-запада. Моныкский блок уже с рифейского времени был весьма подвижным элементом в структуре региона. Его южная, раздробленная на мелкие части, окраина, находящаяся на стыке с Токинской впадиной и являющаяся частью площади узла, была интенсивно переработана в мезозойский этап тектономагматической активизации. Фрагменты юрских обра-

и молибденовой минерализации, вещественный состав рудных образований и их рудно-формационная принадлежность, а также связь минерализации с определенными разновидностями магматических пород,

заваний, залегающих на блоках архея, фиксируются здесь на водоразделах с отметками 1500—1800 м, что свидетельствует о крупноамплитудных вертикальных подвижках. Токинская впадина ограничивает узел с востока, и ее западный фланг с неглубоким залеганием разбитого на разновеликие блоки архейского фундамента является восточной частью площади узла. Резкое погружение фундамента впадины к востоку обозначено флексурой в выполняющих ее отложениях, которая совпадает с Атугей-Нуямской зоной разлома; к востоку от флексурного перегиба выполнение впадины достигает 4000 м [2].

Размещение узла на участке сочленения мобильных блоков обусловило его сложное строение. Оба яруса образований (кристаллический фундамент и субплатформенный терригенный чехол), участвующие в строении узла, в период мезозойской тектономагматической активизации испытали интенсивные деформации, многообразные инъекции магматических расплавов и воздействие рудоносных магматических растворов. Следствием этих процессов было задирание слоев осадочных пород в местах прорыва их магматическими штоками, межпластовые срывы с локализованными в них силлами, радиальные трещины разрыва в кристаллических породах, зоны дробления и гидротермальной переработки пород, несущие рудную минерализацию. В региональном плане на месте развития процессов активизации была сформирована рудоносная магматогеннокупольная структура (рудно-магматический узел).

Магматические породы. Мезозойские магматические образования слагают в пределах узла площадь около 500 км². Центральной его частью является так называемый Нингамский плутон — сложнопостроенный массив концентрического строения, занимающий площадь око-

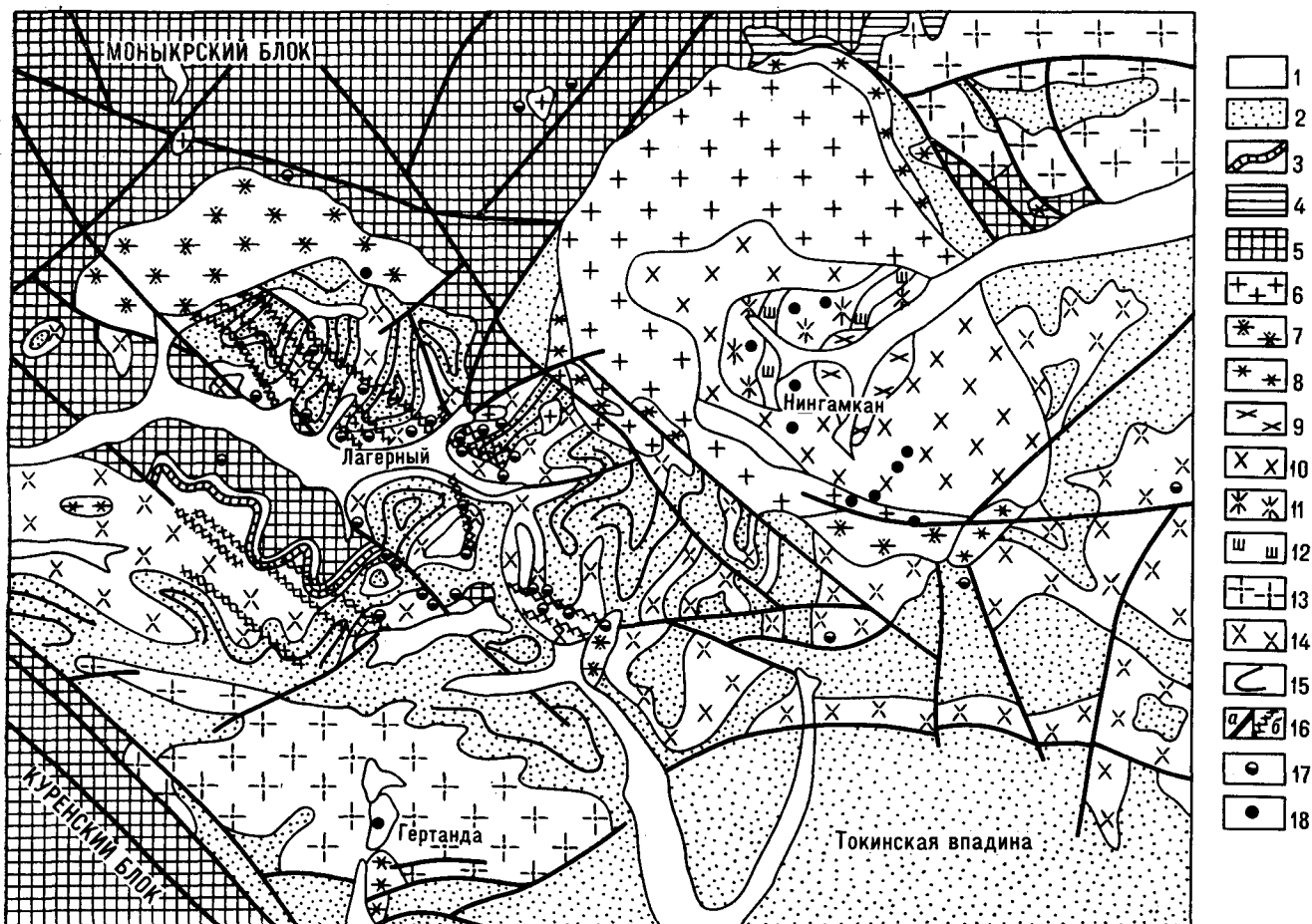


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нингамского рудно-магматического узла (составлена с использованием фондовых материалов В. И. Лядина и соавторов, 1985 г.).

1 — четвертичные делювиально-аллювиальные отложения; 2 — юрские молассоидные отложения; 3 — вендские доломиты; 4 — среднепротерозойские терригенные образования; 5 — нижнеархейские гнейсы и кристаллические сланцы; 6—12 — нижнемеловые интрузивные образования (сиенит-монцитовая формация): 6 — порфиroidные кварцевые монциты, 7 — субщелочные гранодиориты, 8 — субщелочные диориты, монцитодириты, субщелочные кварцевые диориты, 9 — субщелочные граниты, 10 — щелочные кварцевые сиениты, 11 — субщелочные порфиroidные сиениты, 12 — шонкиниты (?), меланократовые сиениты; 13—15 — верхнеюрские интрузивные образования (ассоциация гипабиссальных порфиroidных гранитоидов): 13 — субщелочные порфиroidные граниты, 14 — субщелочные гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, 15 — силлы субщелочных порфиroidных гранитоидов, показанные вне масштаба; 16 — нарушения (а — разломы, б — зоны трещиноватости и дробления, вмещающие золотокварцевые жилы); 17 — проявления золота; 18 — проявления молибдена.

ло 75 км². В обрамлении плутона широко развиты различные по морфологии и составу интрузивные тела, среди которых по размерам (15 км²) выделяется шток Водораздельный. Значительные площади (до 25 км² каждый) занимают лакколиты Гертанда и Нингамкан. Слоистый чехол рифейских, вендских и юрских отложений интродуцирован многочисленными межпластовыми телами (силлами); в архейском кристаллическом фундаменте наблюдаются трещинные тела и дайки. По геофизическим данным, вдоль Тыркандинского разлома на участке к юго-западу от Нингамского плутона предполагается ряд штокообразных тел, не вскрытых эрозией.

Мезозойские магматические породы образовались в два этапа. На первом сформировались силлы, лакколиты и дайки порфиroidных грани-

тоидов, а на втором — Нингамский плутон и сопровождавшие его разновеликие штоки полнокристаллических разнозернистых пород. Образование интрузивов как первого, так и второго этапов внедрения проходило в несколько фаз.

Магматические породы первого этапа сформированы в четыре фазы внедрения и представлены (в порядке возрастной последовательности): 1) кварцевыми сиенит-порфирами — субщелочными гранодиорит-порфирами, дифференцированными в центральных частях тел до субщелочных гранит-порфиroidов, а в краевых частях — до субщелочных кварцевых лейкомонцитодирит-порфиroidов; 2) субщелочными кварцевыми и фельзитовыми порфирами; 3) субщелочными гранит-порфирами; 4) дайковыми телами субщелочных микродиоритов, диорито-

вых порфириров, спессартитов. Разновидностями пород, определяющими этот этап магматизма, являются продукты первых трех фаз внедрения. По петрохимическим характеристикам они относятся к субщелочному ряду кислых, отчасти средних горных пород с содержанием суммы щелочей от 6 до 9 %, а кремнезема от 54 до 72 %. В минеральном отношении они составляют группу порфировых биотит-рогово-обманковых гранитоидов с мелкозернистой, местами вплоть до стекловатой основной массой и порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов. Эти особенности наряду с формой (межпластовые интрузии или силлы) слагаемых ими тел свидетельствуют о гипабиссальных условиях формирования. Данные характеристики, положенные в основу определения формационной принадлежности, позволяют охарактеризовать эту серию пород как ассоциацию гипабиссальных субщелочных гранитоидов монцонит-сиенит-гранодиорит-гранитового ряда. У Э. Л. Магнушевского [5] магматиты первого этапа составляют гранодиоритовую ассоциацию, а В. И. Лядин с сотрудниками (1985 г.) группу порфировых пород относили к формации среднекислых гранитоидов, выделенной ранее Е. П. Максимовым [6] для юга Алданского щита. В 1987 г. этот автор объединил порфировые гранитоиды силлов в монцодиорит-гранитовую формацию.

Возраст магматических пород первого этапа мы принимаем позднеюрским на основании определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом аналогичных пород в Гувилгринском рудно-магматическом узле (155 ± 5 и 123 ± 4 млн лет). В Нингамском узле эти породы интродуцируют позднеюрскую кабактинскую свиту (келловей) и встречаются в гальке конгломератов ундытганской свиты (валанжин — апт) [3], что хорошо согласуется с вышеприведенными определениями абсолютного возраста.

Магматические породы второго этапа внедрения Нингамского узла прорывают магматические образования первого этапа. Они заметно отличаются от последних формой тел, петрохимическими характеристиками пород. По данным В. И. Лядина и соавторов (1985), которыми дается наиболее детальное расчленение этой серии пород, насчитывается семь фаз внедрения. В порядке возрастной последовательности выделяются: 1) шонкиниты (?) (меланократовые сиениты); 2) субщелочные порфировидные сиениты; 3) субщелочные диориты, монцодиориты, субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты; 4) субщелочные гранодиориты — кварцевые сиениты; 5) порфировидные кварцевые монцониты, порфировидные монцониты и сиениты; 6) кварцевые субщелочные сиени-

ты; 7) субщелочные граниты. Однако нужно отметить, что не для всех выделенных групп пород установлена их фазовая самостоятельность (не подтверждена интрузивными контактами и ксенолитами). Вследствие этого, фаз, по всей видимости, меньше, а такое обилие разновидностей близких по составу пород может быть обусловлено внутрикамерной дифференциацией. Может оказаться несколько иной и последовательность внедрения.

Кроме штоков простого строения (сложенных продуктами одной—двух фаз), все вышеперечисленные породы второго этапа формируют сложностроенную интрузивную структуру центрального типа (Нингамский плутон), причем активное пространство этого магматического очага, на месте которого возник плутон, со временем сужалось и к последней фазе проявления магматизма было сосредоточено в его центральной части. Этим, по-видимому, обусловлена форма отдельных интрузивных тел, участвующих в его строении, которые образуют кольцевые интрузивы и дайки, внутриинтрузивные штоки. Другими чертами магматических образований второго этапа являются их полнокристалличность и гомодромная последовательность внедрения. Высокие содержания акцессорного магнетита в продуктах всех фаз характеризуют их как высокомагнитные породы по сравнению с магматитами предшествующего этапа. От начальных фаз к завершающим нарастает кремнекислотность и общая щелочность пород. Во всех фазах сохраняется практически одинаковое калий-натриевое соотношение с незначительным преобладанием второго над первым; и лишь в шонкинитах (?) это соотношение обратное. В целом щелочность пород второго этапа магматической деятельности несколько выше, чем пород первого этапа, а кремнекислотность остается практически в тех же пределах. Приведенные характеристики позволяют отнести магматические образования второго этапа к типичной монцонит-сиенитовой формации [4].

Абсолютный возраст пород монцонит-сиенитовой формации, по данным анализа калий-аргоновым методом соответствующих ей кварцевых монцодиоритов в Гувилгринском магматическом узле, составляет 117 ± 4 млн лет, что соответствует раннему мелу. Как позднеюрский определяется их возраст по отношению к гипабиссальным гранитоидам первого этапа, которые ими прорываются. Временной разрыв между внедрением обеих формаций, по всей видимости, был непродолжительным, и вся магматическая деятельность в узле укладывается в интервал конец поздней юры — начало позднего мела.

Рудная минерализация. Рудная минерализация в Нингамском рудно-магматическом узле

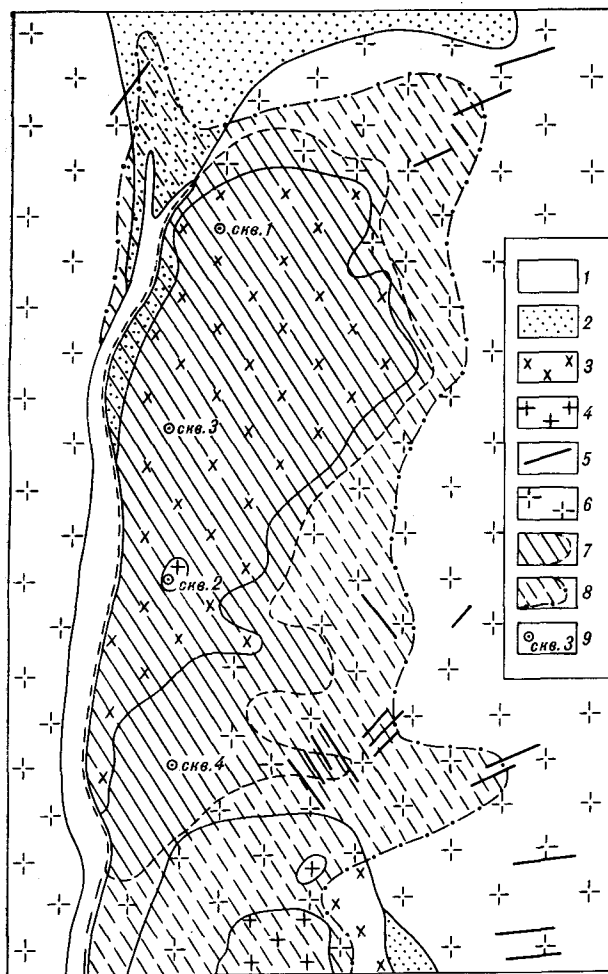


Рис. 2. Схематическая геологическая карта молибденового месторождения Гертанда (по фондовым материалам В. Г. Амарского, 1984 г., с некоторыми изменениями).

1 — делювиально-аллювиальные отложения; 2 — песчаники кабактинской свиты (верхняя юра); 3 — субщелочные гранодиориты, кварцевые сиениты; 4 — кварцевые монцодиориты; 5 — дайки субщелочных микродиоритов; 6 — субщелочные гранит-порфиры; 7 — ореол пирит-серпичит-кварцевых прожилков с молибденитом; 8 — то же, без видимого молибденита; 9 — скважины и их номера.

представлена проявлениями молибдена и золота.

Молибденовые проявления известны на площади Нингамкан в пределах Нингамского плутона, в минерализованном штоке субщелочных гранодиоритов — кварцевых сиенитов Гертанда, на рудопоявлении Сульфидное в субщелочных гранодиоритах штока Водораздельный. Известен также ряд ореолов, приуроченных к апикальным частям не вскрытых или едва затронутых эрозией штоков субщелочных гранодиоритов — кварцевых сиенитов. Такое размещение участков молибденовой минерализации свидетельствует о весьма тесной парагенетической связи молибденового оруденения со

среднекислыми субщелочными гранодиоритами второго этапа магматизма.

Ареал золоторудной минерализации узла охватывает практически кольцевой зоной Нингамский плутон и сопровождающие его штоки субщелочных гранитоидов. Однако наибольшее количество золоторудных проявлений сосредоточено в районе междуречья Алтан — Чайдах — Атугей. Эта площадь, в отличие от других золотоносных площадей узла, характеризуется тем, что она охватывает наиболее раздробленную и наиболее насыщенную магматическими образованиями часть его территории. С северо-запада на юго-восток эту площадь также пересекает система неоднократно подновлявшихся разломов, сопряженная с Тырандинским разломом. Она представляет собой серию сближенных сбросов-взбросов в архейском кристаллическом фундаменте и связанных с ними зон дробления в венд-юрском чехле, субпараллельных или косорасположенных к Тырандинскому разлому и круто падающих в его сторону (см. рис. 1). Узлы пересечения этих разломов с разломами широтного и северо-восточного направления явились ослабленными участками для внедрения магматических расплавов. Многочисленные штоки в разных частях площади узла дают основание предполагать здесь на глубине обширную систему магматических камер, эволюция которых дала многочисленные тела, внедрившиеся в ослабленных участках кровли над камерами, и минерализовала отделявшимися от магмы золотоносными флюидами многочисленные зоны дробления. Таким образом, в структурном отношении названная площадь оказалась наиболее благоприятной для постмагматических процессов по сравнению с другими площадями узла и, в конечном итоге, оказалась наиболее продуктивной на золотое оруденение.

Для иллюстрации сказанного приведем описание отдельных проявлений молибдена и золота.

По характеру проявления наиболее типичным объектом молибденовой минерализации является штокверк Гертанда, который изучался В. Г. Амарским в 1981—1985 гг. По его данным, минерализованная зона в пределах штока кварцевых лейкомагонитов и лейкомагонодиоритов (субщелочных гранодиоритов — кварцевых сиенитов, по нашим уточненным данным) в плане имеет овальную форму, вытянутую согласно длинной оси штока (рис. 2).

Для минерализованной зоны характерна интенсивная нарушенность пород. На поверхности штокверка это выражено зонами трещиноватых пород шириной в сотни метров, ориентированными в различных направлениях. Неравномерная интенсивная трещиноватость пород прослеживается и в глубь штокверка.

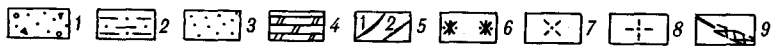
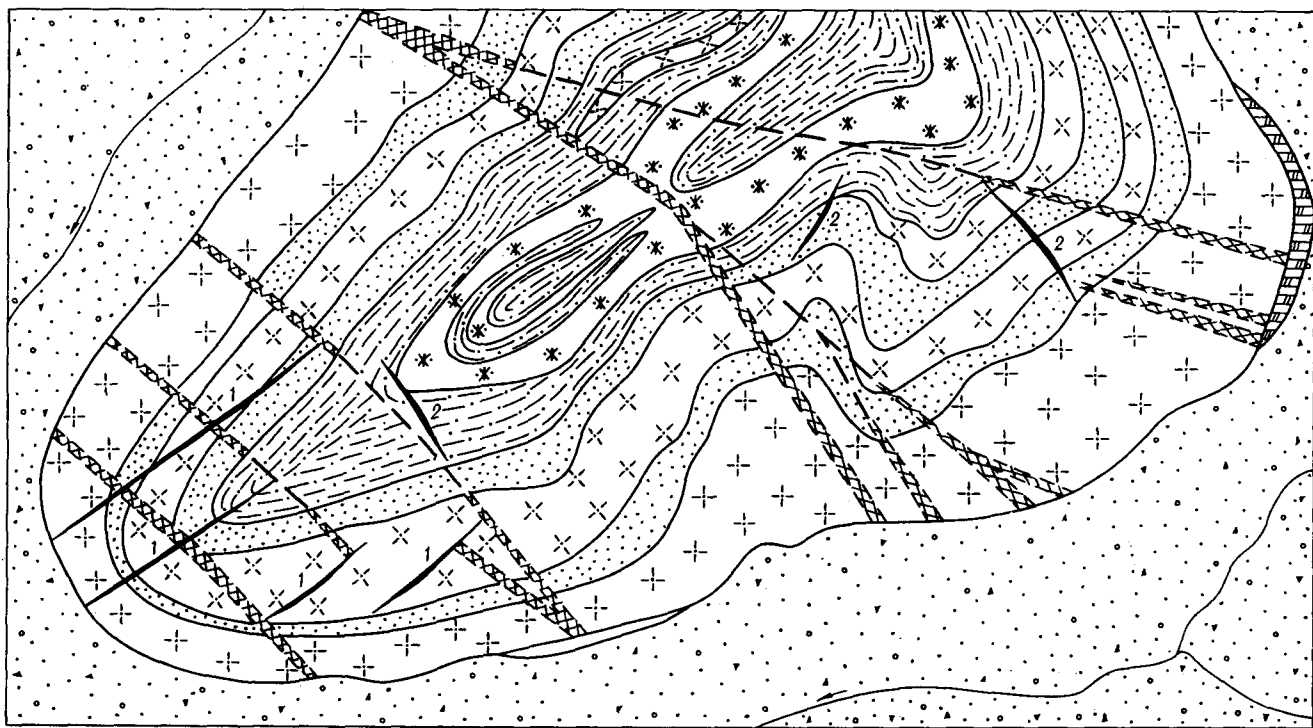


Рис. 3. Схематическая геологическая карта золоторудного участка Лагерный (составлена авторами с частичным использованием фондовых материалов Гусева В. И. и др., 1984 г.).

1 — четвертичные аллювиально-дельтавиальные отложения; 2 — нижнеюрские полимиктовые песчаники в тонком переслаивании с алевролитами; 3 — нижнеюрские песчаники; 4 — вендские доломиты; 5 — дайки (1 — гранодиорит-порфиры, 2 — монцодиорит-порфиры); 6 — кварцевые сиенит-порфиры; 7 — субщелочные гранодиорит-порфиры; 8 — субщелочные гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры; 9 — зоны дробления, включающие золотокварцевые жилы.

Минерализация в штокверке выражена в развитии серицит-кварцевых и пирит-серицит-кварцевых прожилков с молибденитом и шеелитом. Как интенсивность развития прожилков, так и содержания в них рудных минералов неравномерны, меняются с глубиной и по латерали. Вертикальный размах минерализации более 900 м: видимый вертикальный разрез штокверка в борту руч. Каменный составляет около 600 м, в глубь штокверка минерализация прослежена до 300 м.

На достигнутой скважинами глубине наблюдается наиболее интенсивное прожилковое окварцевание, где мощность прожилков достигает 2—3 см, а плотность их на 1 м разреза составляет 10—15. К периферии штокверка мощность и плотность прожилков постепенно убывают, меняются также их минеральный состав и содержание рудных минералов. На глубине прожилки существенно кварцевые. По мере продвижения к поверхности в серицит-кварцевых прожилках уменьшается количество молибденита, постепенно появляется шеелит, иногда он даже преобладает над молибденитом. В периферийных зонах штокверковой минерализованной зоны в прожилках пи-

рит-серицит-кварц-карбонатного состава отсутствуют и молибденит, и шеелит.

Наиболее изученными участками золоторудной минерализации являются участки Лагерный, Междуречье и Атугей. Геологическое строение их однотипное и может быть показано на примере участка Лагерный (рис. 3). Он характеризуется четко выраженным двухъярусным строением. Нижний ярус сложен архейскими кристаллическими образованиями, обнажающимися фрагментарно на флангах участка в руслах ручьев, образовавших глубокие врезы в верхнем ярусе. Верхний ярус сложен вендскими доломитами и юрскими терригенными образованиями юхтинской свиты, интродуцированными межпластовыми телами порфировых гранитоидов. При этом разрез верхнего этажа уверенно разделяется на две части, граница между которыми проходит по основанию верхней подсвиты юхтинской свиты.

Нижняя часть представлена маломощным горизонтом вендских доломитов и двумя пластами песчаников мощностью 40—50 м (нижняя подсвита юхтинской свиты), интродуцированными силлами порфировых гранитоидов. Один из силлов находится в основании под-

свиты и сложен субщелочными гранит-порфирами — кварцевыми сиенит-порфирами мощностью около 100 м, а другой, меньшей мощности, размещается в ее верхней части и сложен субщелочными гранодиорит-порфирами.

Верхняя часть разреза представлена верхней подсвитой юхтинской свиты, в нее внедрены также два силла порфировых гранитоидов. Терригенная составляющая в этой части преобладает и сложена переслаиванием песчаников и алевролитов. В основании наблюдается мало мощный прослой алевролитов, сменяющихся выше песчаниками мощностью более 100 м, а выше в разрезе отмечается частое чередование песчаников и алевролитов. Силлы, интродуцировавшие толщу, сложены гранодиорит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами, подобными таковым в нижней толще, однако они маломощны и менее выдержаны по простиранию.

Таким образом, участки золоторудных проявлений узла характеризуются двухъярусным строением, причем в составе верхнего яруса низы его разреза, если пренебречь слоем песчаников, сложены преимущественно гранитоидами, а верхи — практически терригенные. Так как терригенная толща ороговикована под действием межпластовых магматических тел, петрофизические свойства образований в разных частях разреза получают различными. Это отразилось в последующих хрупких деформациях, интенсивности развития минерализации и ее минеральных типов.

В верхней части разреза зоны дробления выражены сравнительно слабо (мощность — первые десятки сантиметров, иногда полное затухание), прожилки халцедоновидного кварца мощностью не более 1 см и пленки окислов железа на поверхностях трещин достаточно редки. Мощность зон дробления и интенсивность окварцевания в них, а также проявленность других процессов (аргиллизация, лимонитизация) увеличиваются, когда зоны пересекают порфировидные гранитоиды силлов. Поэтому в низах разрезов, сложенных практически нацело гранитоидами, минерализованные зоны дробления получили интенсивное развитие. Их мощность может достигать 8—10 м, кроме прожилков кварца они вмещают золотоносные кварцевые жилы мощностью до 0,5 м с убогой малосульфидной, иногда со средней и богатой полисульфидной минерализацией.

Таким образом, проявления золоторудной минерализации на площади узла представлены золотоносными сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками, а также в разной степени окварцованными аргиллизитами и аргиллизированными гранитоидами, вмещающими эти жилы. Главным минералом гидротермальных образований является кварц.

В различных минеральных ассоциациях кварц отличается по внешнему облику, что зависит от условий образования. В полисульфидных жилах кварц белый, сахаровидный, в убогосульфидных с золотовисмутовой минерализацией он молочно-белый, практически всегда зонально окрашен в бурые цвета, с пустотами, выполненными щетками водяно-прозрачного горного хрусталя. Пострудные генерации кварца халцедоноподобные серого цвета.

По характеру термолюминесценции В. Н. Гусевым с соавторами (1984 г.) выделены три группы кварцев. В жилах с золотовисмутовой минерализацией присутствуют две разновидности кварца: с интенсивным свечением при 300 °С и без свечения. В составе других кварцевых жил отмечается разновидность, у которой небольшое свечение наблюдается в интервале 200—300 °С.

Проведенные нами исследования показали, что жильный кварц характеризуется температурами декрепитации от 150 °С до несколько выше, чем 300 °С. При этом в составе жил, как правило, встречается кварц разных температур декрепитации, что указывает на присутствие в них кварца разных генераций, т. е. кварцевые жилы сформированы в несколько стадий минерализации. Наиболее низкими температурами декрепитации характеризуется халцедоновидный кварц, развитый в кварцевых прожилках и жилах на высоких гипсометрических уровнях минерализованных зон дробления, а наибольшая встречаемость кварца с высокими температурами декрепитации наблюдается в жилах, расположенных вблизи штоков монцитонитов.

Подтверждается разделение жильно-кварцевых образований на три группы и по данным газовой хроматографии. По сумме легких газов четко выделяются кварцы с их низкими (15—85 г/т) содержаниями, средними (130—610 г/т) и высокими (1000 г/т). Низкие содержания соответствуют кварцу из бедных сульфидных жил с золотовисмутовой минерализацией, а кварц с высокой суммой легких газов характерен для слабозолотоносных кварцевых жил с пиритом и арсенопиритом, развитых на сравнительно небольшом удалении от штоков монцитонитов. Кварц со средними значениями суммы легких газов встречается в составе первой и второй группы жил.

Что касается минерального состава золотоносных жил, то наиболее богатым набором рудных минералов обладают кварц-полисульфидные жилы. В. Г. Амарский для участка Атугей дает следующие описания их составов: пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, пирротин, висмутин, самородный висмут, сфалерит и другие сульфиды меди и висмута. Золото в таких жилах обнаруживается лишь пробирным ана-

лизом. Такие жилы развиты, очевидно, в архейском фундаменте, и, возможно, в нижних частях золотоносных зон дробления, там, где они пересекают вендские доломиты, так как встречены на участках, эродированных до архейского фундамента.

Нами и другими исследователями отмечено, что малосульфидные золотоносные и полисульфидные кварцевые жилы не совмещены в пространстве, не накладываются одна на другую в пределах минерализованных зон, а, по всей видимости, связаны плавными взаимопереходами. Очевидно, этим обусловлен несколько различный минеральный состав гидротермалитов по простираению протяженных зон. Зависит от этого и золотоносность жил, если они различаются по минеральному составу.

Наиболее золотоносным является сульфотеллуридно-висмутовый минеральный тип. Примером его может служить минерализация участка Лагерный, вещественный состав золоторудных образований по которому изучался Ю. М. Богачевым. Основу жильного материала здесь составляет кварц, по меньшей мере, двух генераций. Скрытокристаллический (более ранний) кварц приурочен к периферической части жил, а центральная часть выполнена кристаллическим с размерами индивидов, выполняющих зачастую друзовые пустоты, от первых долей миллиметра до 3—5 мм. Есть основания предполагать временной разрыв в образовании скрытокристаллического и кристаллического кварца, так как зоны распространения их различены тонкими (первые десятые доли миллиметра) прожилками гидроокислов железа.

Рудная минерализация приурочена, главным образом, к интерстициям среди кристаллического кварца в центральной части и представлена золотом, тетрадимитом, висмутином, монтанитом, бисмутином, висмутиновыми охрами, пиритом, блеклой рудой, гетитом, гидрогетитом, лимонитом.

Золото представлено двумя генерациями — ранней и поздней. Ранняя золоторудная минерализация наблюдается, главным образом, среди скрытокристаллического кварца. Выделения этого металла имеют неправильную, крючковатую, занозистую и проволочную форму. Размер выделений от 0,1 до 1—1,5 мм. С этой стадией связано до 20 % видимого золота.

Поздняя золоторудная минерализация проходила, по-видимому, в несколько стадий. Сначала выделялось золото в пустотах и интерстициях среди кристаллического кварца, на что указывает ксеноморфность его поверхности по отношению к кварцу. Выделения золота в друзовых полостях имеют ясно выраженную кристаллическую свободную поверхность с четко выраженными гранями и вициналями роста

на них. Эта поверхность идиоморфна по отношению к выделениям сульфидов и сульфосолей, что свидетельствует о более позднем выделении последних. Мелкие золотины изометричны и представляют собой более или менее совершенные монокристаллы, а более крупные несколько удлинены и являются также более или менее совершенными двойниками. На данном этапе выделилось приблизительно 50—60 % видимого золота. Остальные 20—30 % выделились позднее и парагенетически связаны с отложениями тетрадимита, о чем свидетельствуют индукционные поверхности срастания этих минералов. Выделения золота имеют форму тонких (от нескольких сотых долей до 0,1—0,15 мм) образований, приуроченных к плоскостям спайности тетрадимита.

Пробность золота во всех случаях высокая (в среднем 915).

Тетрадимит, преобладающий среди рудных минералов, образует зернистые агрегаты. Размер выделений до 6 мм. В тесной ассоциации с ним находятся висмутин и продукты окисления обоих минералов (монтанит, бисмутит, висмутовые охры), которые замещают их с поверхности, проникая на различную глубину в зависимости от степени их окисления. Границы агрегатов тетрадимита слабоволнистые. Как отмечалось выше, в нем часты выделения золота.

Висмутин образует лучистые зернистые агрегаты с размером выделений до первых миллиметров. В тяжелой фракции протолок нередко встречаются идиоморфные шестоватые кристаллы, образованные гранями призм (110, 120, 130) и пинакоидов (100, 010, 001) с совершенной спайностью (010). В количественном отношении он несколько уступает тетрадимиту. Часто по его поверхности развивается процесс окисления. Висмутин ассоциирует с выделениями тетрадимита, а также продуктом его окисления — монтанитом. Границы контакта выделения висмутина с продуктами окисления крайне извилистые, взаимопроницающие.

Пирит встречается в виде единичных идиоморфных кубических кристаллов и агрегатов из нескольких кристаллов. Кристаллы имеют характерную штриховку на гранях и размер до 1—1,5 мм.

Блеклая руда отмечена в единичных зернах в тяжелой фракции протолок.

Монтанит, продукт окисления тетрадимита, развивается по поверхности выделения тетрадимита, а также по плоскостям его спайности, образуя пленки, реже достаточно массивные корочки. В некоторых участках происходит полное замещение тетрадимита монтанитом.

Бисмутит и висмутовые охры развиваются по поверхности висмутина, проникая на большую или меньшую глубину. Встречаются псевдо-

морфозы висмутита по висмутину и кристаллы висмутина в висмутитовой рубашке. Лучистые выделения практически мономинерального висмутита и его кристаллические корочки редки, чаще всего он находится в тесной смеси с другими продуктами окисления, образуя висмутовые охры.

Гетит и гидрогетит развивается по сидериту как продукты его замещения. На отдельных образцах наблюдаются псевдоморфозы по сидериту в виде ромбоэдров.

Обсуждение результатов. Итак, Нингамский узел характеризуется молибденовой (вольфрам-молибденовой) и золотой рудоносностью, тесно связанной с развитием магматического очага. Проявления молибдена размещаются непосредственно в телах среднекислых гранитоидов повышенной щелочности (субщелочных гранодиоритах, кварцевых сиенитах, редко в кварцевых монцонитах и монцодиоритах) с переходом оруденения во вмещающие породы, чем доказывается происхождение как магматических пород, так и оруденения из единого источника, пульсационно эволюционировавшего во времени. Сопутствующий молибдену вольфрам образует минеральные ассоциации, размещающиеся по периферии ареала зонально.

В определенных минеральных ассоциациях с молибденом (пирит-халькопирит-молибденитовые прожилки на участке рудопроявления Нингамкан) отмечаются также повышенные содержания золота, что, по всей видимости, представляет собой переходное звено в цепи пространственно совмещенных молибденовой и золоторудной минерализации.

На объектах золоторудной минерализации содержание золота нарастает при переходе от сульфидожелезомышьяковой минеральной ассоциации (полисульфидные кварцевые жилы) к сульфотеллуридно-висмутовой (убогосульфидные кварцевые жилы). Последняя как более низкотемпературная располагается на большем удалении от эндоконтактов интрузивных тел, несущих вольфрам-молибденовую минерализацию. Таким образом, из анализа фактов вытекает, что для Нингамского узла характерен парагенезис молибденовой и золотой минерализации с зональным размещением одной по отношению к другой.

Как молибденовая, так и золотая минерализация наложены на порфиоровые гранитоиды первого этапа внедрения, чем уверенно доказываются их более молодой возраст. По отношению к магматитам второго этапа внедрения они парагенетически близки субщелочным гранодиоритам — кварцевым сиенитам. Примером тому могут служить штоки Гертанда и Водораздельный, вмещающие молибденовые штокверки. Однако в Нингамском плутоне слабую молибденовую минерализацию несут и более

молодые фазы магматитов (порфиоровидные кварцевые монцониты и субщелочные кварцевые сиениты), и даже заключительная фаза (субщелочные граниты). Это вполне возможно, так как эти последние слабо молибденоносные разновидности пород являются, видимо, следующими после субщелочных гранодиоритов — кварцевых сиенитов дифференциатами первоначального субщелочного умеренно кислого расплава, из которого сформированы породы второго этапа внедрения. В таком случае наиболее богатая молибденовая минерализация все же наиболее близка становлению штоков субщелочных гранодиоритов — кварцевых сиенитов. Это положение относится и к золотому оруденению, так как оно, как то вытекает из зональности размещения рудной минерализации в узле, находится в парагенетической связи с молибденовым. Нужно лишь отметить, что диапазон связи золотой минерализации с магматическими образованиями представляется более широким, чем у молибденовой: от монцодиоритов до кварцевых сиенитов, возможно, вследствие менее четко устанавливаемой связи с конкретными разновидностями пород.

Характерный признак молибденового оруденения — его почти мономинеральный состав в отношении полезных компонентов. Единственным рудным минералом является молибденит, с которым в подчиненном количестве ассоциирует шеелит, т. е. оруденение относится к собственно молибденовой рудной формации. По морфологии рудных тел оруденение относится к штокверковому типу, перспективному в отношении формирования крупных скоплений руд в случае комплексной проявленности рудообразующих факторов [8]. Анализ этих факторов, проведенный для объектов Нингамского узла В. Г. Амарским [1], показал, что имеются объекты как с неблагоприятным их сочетанием (Гертанда), так и с весьма благоприятным (Нингамкан).

Золотое оруденение Нингамского узла, как это вытекает из вышеприведенного описания золоторудной минерализации, представлено золотокварцевой формацией [7]. Однако в ней следует различать два минеральных типа: убогосульфидной теллуридно-висмутовой и золотосульфидно-кварцевый. Эти типы, очевидно, плавно переходят один в другой и обусловлены зональностью минерализации. Золотосульфидно-кварцевая минерализация локализуется в рудовмещающих структурах архейского фундамента и нижней части чехла (вендских доломитах и протерозойских песчаниках), а убогосульфидная теллуридно-висмутовая тем типичнее выражена, чем дальше от архейского фундамента и от штоков гранитоидов размещаются золотоносные кварцевые жилы.

Наиболее золотоносен сульфотеллуридно-висмутовый тип минерализации, нерудным компонентом которого является кварц с температурой декрепитации 200—300 °С. Те золотоносные участки узла, где этот тип минерализации преобладает, наиболее перспективны.

Таким образом, Нингамский рудно-магматический узел перспективен на выявление молибденовых (вольфрам-молибденовых) и золоторудных объектов. Объекты первого типа

представлены важным в промышленном отношении штокверковым типом перспективной собственно молибденовой рудной формации, однако, масштабы их, кроме разведанного месторождения Гертанда, остаются невыясненными. Наиболее богатое и широко проявленное золотое оруденение узла представлено золото-кварцевой формацией, промышленное значение которой в настоящее время невелико в связи с невыдержанными параметрами рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амарский В. Г. О генетической связи гидротермального оруденения с магматическими породами (на примере молибденового штокверка Гертанда) // Геология и геофизика.— 1988.— № 9.— С. 39—47.
2. Геология Якутской АССР.— М.: Недра, 1981.
3. Желинский В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980.
4. Магматические формации СССР. Т. 1, 2.— Л.: Недра, 1979.
5. Магнусhevский Э. Л. Полиформационный мезозой-

ДВИМС
Хабаровск

- ский Нингамский плутон (Алданский шит) // Геология и геофизика.— 1976.— № 2.— С. 135—138.
6. Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1975.— № 4.— С. 16—32.
7. Петровская Н. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.
8. Покалов В. Т. Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена.— М.: Недра, 1983.

Поступила в редакцию
14 мая 1990 г.

УДК 552.11 + 548.1

*В. А. Пахомова, Л. Н. Хетчиков, В. И. Гвоздев***О СОСТАВЕ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ МЕТОДОМ КРИОМЕТРИИ**

Изучены включения в кварце гранитоидов Приморья, с которыми связано олововольфрамовое (месторождение Забытое) и скарново-щелочное (месторождения Восток-2 и Лермонтовское) оруденение. Показано, что во всех случаях расплавы включения сопровождаются первичными кристаллофлюидными и га-

Традиционные методы изучения гранитоидов и слагающих их минералов позволяют лишь косвенно судить о флюидонасыщенности гранитоидных расплавов, о составе и состоянии равновесных с ними флюидов. Более конкретные данные, в частности о составе флюидов, можно получить при изучении включений минералообразующих сред в минералах гранитоидов методами термобарогеохимии. Одним из важных для определения состава содержащихся во включениях растворов является метод криометрии, основы которого излагаются в ряде работ [1, 11]. Отметим только, что определение состава заполнения включений с помощью этого метода производится по температурам эвтектики, которые индивидуальны для каждой водно-солевой системы. Кроме того, учитываются особенности поведения растворов при охлаждении и свойства возникающих при этом твердых фаз.

Очень важным является определение количества компонентов, сосуществующих в растворах включений. Это достигается применением метода кристаллизационного разделения. Если при охлаждении в системе образуется один кристаллик или несколько однородных кристалликов и эвтектика, то эта система относится к двумоментным, например, $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ и определение температуры эвтектики является решающим для ее идентификации. Если в системе обособляется более двух твердых фаз, то кроме температуры эвтектики необходимо определение температуры плавления образующихся при охлаждении твердых фаз, их формы, температурного интервала их существования и, по возможности, оптических констант. Например, в изученной нами системе $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ методом кристаллизационного разделения было определено, что это трехкомпонентная система с температурой

заво-жидкими включениями. Выявлены общие черты и существенные различия состава флюидов, законсервированных во включениях в кварце гранитов, сопровождающихся оруденением разной формационной принадлежности.

эвтектики $-3,5^\circ\text{C}$. По этой температуре, а также по форме кристалликов, характерной для карбонатов [1], по их сосуществованию в области положительных температур и был определен состав этой системы. Дополнительным критерием служила обычная ассоциация подобных включений с включениями, заполненными жидкой углекислотой.

После визуального определения особенностей включения в полированных пластинках под микроскопом методом криометрии изучался состав газовой-жидких включений, сопутствующих расплавленным и кристаллофлюидным включениям в кварце трех штокообразных массивов гранитоидов Приморья. С одним из них связано олововольфрамовое месторождение Забытое, а с другими — скарны с наложенной вольфрамовой и сульфидной минерализацией месторождений Восток-2 и Лермонтовское. Интрузии гранитоидов хорошо изучены, и в литературе приводятся подробные сведения по особенностям строения массивов, вещественному составу пород, доказательствам связи оруденения с магматизмом [2, 5, 6]. Имеется достаточно материалов и по особенностям рудной минерализации всех месторождений [4, 7]. Поэтому мы ограничимся краткой характеристикой интрузивных пород и связанного с ними оруденения.

Шток месторождения Забытое приурочен к северной зоне Усть-Арминского купольного поднятия, тяготеющего к региональному тектоническому нарушению — Центральному Сихотэ-Алиньскому шву. Породы штока относятся к типичным литий-фтористым разновидностям редкометалльных гранитов с характерным для них порфиридовидным сложением и высоким содержанием кремнезема и щелочей. Некоторыми исследователями среди гранитов, обладающих общими петрохимическими чертами,

выделяются протолитионитовые граниты первой фазы и гранит-порфиры заключительной фазы. Граниты прорывают и метаморфизуют юрские (?) песчаносланцевые отложения, которые на контакте со штоком окварцованы и биотитизированы [6]. Сами гранитоиды, особенно в верхней части штоков, грейзенизированы. Радиологический возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 85 млн лет. С гранитами штока пространственно и генетически связана оловянно-вольфрамовая минерализация касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, представляющая субмеридиональными жилами, сопровождающимися околожильной грейзенизацией в эндоконтакте штока и линейными штокверками на удалении от него.

Шток месторождения Восток-2 локализован также на небольшом удалении от Центрально-Сихотэ-Алинского шва, в западной части Главного синклинария Сихотэ-Алиня. Шток в Центральной части слагают мелко- и среднезернистые биотитовые гранодиориты, а в контактовых зонах с вмещающими породами — плагиограниты [7]. Гранитоиды штока относятся к гранодиорит-гранитовой-лейкократовой серии, но являются аномальными из-за низкой железистости (общая железистость 46—48 %) и высокой глиноземистости (20—24 %) биотитов. Гранитоиды (абсолютный возраст 107—113 млн лет) прорывают и метаморфизуют триасово-юрские вулканогенно-осадочные и нижнемеловые терригенно-осадочные породы. В составе последних содержатся горизонты известняков, мраморизованных на контакте с породами штока и заключающих в себе скарново-шеелит-сульфидную минерализацию. Она сформирована в три стадии: скарновую (геденбергит, гроссулар, везувиан, волластонит и др.), грейзеновую (кварц, мусковит, апатит, шеелит, флогопит, флюорит, турмалин и др.) и сульфидную (амфибол, кварц, хлорит, сидерит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, шеелит и др.).

Шток Лермонтовского месторождения локализован в пределах Бикинской структурно-формационной зоны в западных отрогах Сихотэ-Алиня. По данным [7], шток слагают двуслюдяные меланократовые гранитоиды нижнемелового возраста (абсолютный возраст 128—135 млн лет), которые по петрохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между средними типами гранитов, граносиенитов и гранодиоритов. Гранитоиды характеризуются недостатком в них щелочей и кальция и повышенным содержанием летучих компонентов — фтора и фосфора. Породы нередко пересыщены глиноземом, и биотит в их составе отличается повышенной глиноземистостью (25—27 %), но низкой железистостью

(6—18 %) [7]. Гранитоиды прорывают песчаники, алевролиты, сланцы, туфы, известняки триасово-юрского возраста. К контакту известняков и гранитоидов штока приурочены скарново-шеелит-сульфидные тела месторождения, весьма близкие по вещественному составу руд и по истории формирования к рудам месторождения Восток-2.

Как видно из изложенного, гранитоиды, сопровождающиеся кварц-касситерит-вольфрамитовой и скарново-шеелитовой минерализацией, существенно различаются по составу, по времени становления массивов и особенностям вмещающих пород. По петрохимическим данным устанавливается высокое содержание летучих компонентов, в частности фтора и фосфора, в исходных расплавах. Однако, если роль фтора заметна в формировании пород и руд всех изученных объектов, то фосфор характерен только для гранитоидов со скарново-шеелитовой минерализацией. Апатит является широко распространенным минералом и в рудах скарново-шеелитовых месторождений.

В кварце изученных гранитоидов встречаются первичные расплавные, кристаллофлюидные, газово-жидкие и газовые включения минералообразующих сред. При этом семейства флюидных включений нередко группируются вблизи одиночных расплавных включений или сопутствующие расплавным флюидные включения локализируются в одних и тех же зонах роста зерен кварца. Для них характерны также близкие фазовые соотношения и температуры гомогенизации. Эти признаки [3, 12] являются достаточным доказательством сингенетичности расплавных и флюидных включений. Условия совместного образования расплавных и газово-жидких включений рассмотрены ранее одним из авторов статьи [9, 10]. Заметим также, что изученные нами первичные включения в кварце гранитоидов заметно отличаются по форме, размерам и по составу заполнения от вторичных включений в этом же кварце и имеют общие особенности с включениями в кварце рудных залежей.

Расплавные включения, подтверждающие магматическую природу гранитоидов, наиболее часто встречаются в кварце гранитов месторождения Забытое. Здесь они имеют размеры от 5—10 до 50—60 мкм и обычно состоят из раскристаллизованного стекла и флюидной фазы, составляющей до 20—25 % объема вакуолей, что свидетельствует о высокой насыщенности силикатного расплава флюидами. Флюидная фаза во включениях обособляется в виде газового пузырька, а ее жидкая составляющая занимает интерстиции между индивидами раскристаллизованной силикатной части или образует тонкие полости, чередующиеся с полос-

ками силикатов. Включения гомогенизируются в интервале температур 800—880 °С. Состав силикатной части одного из расплавных включений (мас. %) с температурой гомогенизации 835 °С определен с помощью микрорентгено-спектрального анализа:

| | |
|----------------------------------|--------|
| SiO ₂ — | 75,4 |
| TiO ₂ — | 0,22 |
| Al ₂ O ₃ — | 13,42 |
| FeO — | 4,96 |
| MnO — | 0,03 |
| MgO — | 2,1 |
| CaO — | 1,58 |
| Na ₂ O — | 1,43 |
| K ₂ O — | 2,54 |
| Σ — | 101,68 |

Как видно по его результатам, состав включения мало отличается от состава самих гранитов [6], поэтому его температуру гомогенизации можно считать близкой к температуре кристаллизации расплавов [8].

Интересные закономерности в распределении расплавных включений установлены в кварце гранитоидов месторождения Восток-2. Как нами, так и другими исследователями расплавные включения не обнаружены в плагиигранитах периферических зон штока, что являлось основанием в прошлом относить гранитоиды этого штока к метасоматическим образованиям. Однако изучение образцов гранитоидов из центральных частей штока показало, что в кварце этих пород содержатся, хотя и редко, расплавные включения, приуроченные обычно к периферическим частям зерен минерала и образующие здесь серповидные, агональные группы. Включения размером 5—6 мкм нередко имеют форму негативных кристаллов и сложены чередующимися полосками силикатной и флюидной фаз. Температуры гомогенизации наиболее крупных включений колеблются от 860 до 910 °С. Таким образом, магматическая природа гранодиоритов штока месторождения Восток-2 не вызывает сомнений.

Расплавные включения в кварце гранитоидов Лермонтовского месторождения встречаются сравнительно редко, и размеры их обычно не превышают нескольких микрометров и лишь в редких случаях достигают первых десятков микрометров. Включения состоят из преобладающей по объему слабо раскристаллизованной части и флюидной фазы, представленной обычно одним или несколькими пузырьками. В крупных пузырьках различаются две фазы — газовая и жидкая, в составе последней по данным криометрии иногда устанавливается углекислота. При нагревании таких включений до температуры 250 °С происходит гомогенизация их флюидной составляющей, а при 550—600 °С наблюдается разгерметизация вакуолей с появлением своеобразных «усиков» растрескивания. При этих температурах без

разгерметизации сохраняются лишь мелкие включения; некоторые из них удалось гомогенизировать при 910—920 °С.

Кристаллофлюидные включения, сопутствующие расплавам, в каждом случае сопоставимы с ними по размерам и представлены несколькими твердыми фазами, газовым пузырьком и водно-солевым раствором. В кварце гранитов месторождения Забытое количество твердых фаз колеблется от 2 до 5, газовый пузырек занимает от 15 до 20 % объема вакуолей, а жидкая фаза занимает интерстиции между кристаллами кубической, длиннопризматической или неправильной формы. Иногда во включениях отмечаются выделения рудной фазы. В кварце гранитоидов месторождения Восток-2 кристаллофлюидные включения, как и расплавные, встречаются сравнительно редко, в их составе преобладают анизотропные твердые фазы, хотя встречаются и кубические кристаллики, скорее всего галита. Флюидная фаза заполняет промежутки между кристалликами. Более обычных кристаллофлюидные включения в кварце гранитоидов Лермонтовского месторождения. Нередко они преобладают среди других типов и отличаются разнообразием форм кристаллов. Встречены кубические, ромбовидные, призматические, гексагональные и других форм кристаллики, как изотропные, так и анизотропные. Малые размеры и в этом случае не позволяют их диагностировать, кроме галита и, возможно, сильвина. Газовая фаза во включениях занимает от 5 до 10 %, а жидкая, выполняющая промежутки между кристалликами, — от 10 до 15 % объема вакуолей.

Газово-жидкие включения, сопутствующие расплавам и кристаллофлюидным, наиболее характерны для кварца гранитов месторождения Забытое. Здесь преобладают многофазовые включения, содержащие кроме водно-солевого раствора и газового пузырька твердые фазы, в составе которых обнаружены галит, сильвин и другие неидентифицированные минералы. При этом твердые фазы в некоторых случаях занимают большую часть объема вакуолей. Кроме того встречаются двухфазовые включения водно-солевых растворов. Криометрически в них иногда диагностируется углекислота.

Меньшее распространение газово-жидкие включения имеют в кварце гранитоидов месторождения Восток-2. Они отличаются сравнительно большим объемом газового пузырька (40—60 % объема вакуолей), а также наличием одного или нескольких различных по форме кристалликов. При криометрических исследованиях в составе газово-жидких включений устанавливается углекислота. В кварце гранитоидов Лермонтовского месторождения доступные для изучения газово-жидкие включения также не имеют широкого распространения.

Таблица 1

Результаты криометрического изучения флюидных включений в кварце гранитов

| Месторождение, название пород | Температура этикетки, °С | Состав флюидов | Количество определений |
|------------------------------------------------------------------|--------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| Забывтое, среднезернистый порфировидный протолитионитовый гранит | -21 | NaCl + H ₂ O | 6 |
| | -52 | CaCl ₂ + MgCl ₂ + H ₂ O | 4 |
| | -55 | CaCl ₂ + NaCl + H ₂ O | 4 |
| | -77 | LiCl + KCl + H ₂ O | 3 |
| | -58 | CO ₂ + CH ₄ (N ₂ , CO?) | 2 |
| Забывтое, гранит заключительной фазы | -11 | KCl + H ₂ O | 5 |
| | -21 | NaCl + H ₂ O | 5 |
| | -34 | MgCl ₂ + H ₂ O | 5 |
| | -38 | MgCl ₂ + KCl + H ₂ O | 3 |
| | -75 | LiCl + H ₂ O | 3 |
| Лермонтовское, гранодиорит | -3 ÷ -3,5 | Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ + H ₂ O | 3 |
| | -11 | KCl + H ₂ O | 6 |
| | -21 | NaCl + H ₂ O | 6 |
| | -47 | (?) | 2 |
| | -49,5 | CaCl ₂ + H ₂ O | 6 |
| | -55 | CaCl ₂ + NaCl + H ₂ O | 5 |
| | -57 | CO ₂ | 2 |
| Восток-2, среднезернистый биотитовый гранодиорит | -2 | Na ₂ CO ₃ + H ₂ O | 4 |
| | -21 | NaCl + H ₂ O | 5 |
| | -35 | MgCl ₂ + NaCl + H ₂ O | 4 |
| | -37 | Na ₂ CO ₃ + K ₂ CO ₃ + H ₂ O | 3 |
| | -56,6 | CO ₂ | 3 |

Они содержат 1—2 кристаллика, иногда жидкую углекислоту.

Газовые включения особенно обильны в кварце плагигранитов месторождения Восток-2, где они составляют местами до 90 % от общего количества включений. В некоторых из них отчетливо видны тонкие полоски по периферии вакуолей, представленные водным раствором или кристаллизованным стеклом. Размеры газовых включений здесь варьируют в широких пределах и достигают иногда нескольких сотен микрометров. Газовые включения в кварце гранитоидов других массивов сравнительно редки, отличаются непостоянными размерами и меняющимся содержанием водно-солевых растворов.

Изучение включений методом криометрии показало, что они имеют существенные различия по составу водно-солевых растворов (табл. 1). Общим является только содержание в составе флюидов хлоридов щелочных и щело-

чно-земельных металлов. Однако, если для включений в кварце гранитов олововольфрамового месторождения Забытое обычны хлориды лития, то в кварце гранитов со скарново-шеелитовой минерализацией такие включения не обнаружены. В кварце гранитоидов со скарнами редко встречаются включения с хлоридами калия, для них более характерны углекислые соли натрия и калия, не отмеченные во включениях в кварце гранитов месторождения Забытое. Как видно из табл. 1, по составу углекислых солей включения в кварце гранитоидов разных месторождений со скарново-шеелитовой минерализацией также имеют различия. Отличаются эти включения и по составу хлоридов щелочно-земельных металлов — в одних случаях это хлориды кальция (Лермонтовское месторождение), а в других — хлориды магния (месторождение Восток-2).

Включения в кварце гранитоидов, сопровождаемых олово-вольфрамовым и скарново-шеелитовым оруденением, различаются и по составу газовой фазы. Последняя извлекалась термовскрытием включений при 900 °С и изучалась методом газовой хроматографии (табл. 2). Обращает на себя внимание высокое содержание азота во включениях в кварце гранитов месторождения Забытое и весьма высокие концентрации углекислоты в составе газов из включений в кварце гранитоидов месторождений со скарново-шеелитовой минерализацией. Во то же время, соотношения восстановленных и окисленных газов не имеют заметных различий.

Таким образом, проведенные исследования показывают существенные различия в составе флюидной фазы, законсервированной во включениях в кварце гранитоидов, сопровождаемых редкометалльным оруденением разной формационной принадлежности. Это указывает на

Таблица 2

Состав газовой фазы во включениях в кварце (аналитик А. С. Котловский)

| Месторождение, название породы | Содержание, моль/1000 г | | | | | |
|---------------------------------------------|-------------------------|------|-----------------|-----------------|------------------|-------------------------------------|
| | H ₂ | CO | CH ₄ | CO ₂ | H ₂ O | CO+CH ₄ /CO ₂ |
| Забывтое, протолитионитовые граниты I фазы | 5,34 | 0,22 | 0,05 | 0,54 | 14,00 | 0,5 |
| Забывтое, гранит-порфир заключительной фазы | 1,24 | сл. | сл. | 0,43 | 12,80 | — |
| Восток-2, плагигранит | 1,23 | 0,67 | 1,61 | 5,70 | н. о. | 0,4 |
| Лермонтовское, гранодиорит | 0,66 | 1,85 | 0,75 | 6,93 | 29,60 | 0,37 |
| То же | 1,43 | 1,00 | 2,46 | 8,87 | 15,80 | 0,36 |

различия во флюидной специализации расплавов, за счет которых образовались гранитоидные массивы и связанное с ними оруденение. Полученные данные позволяют сделать заключение о возможном влиянии вмещающих пород на состав флюидной части расплавов. Так, ассимиляцией расплавами известняков при формировании штоков гранитоидов месторождений Восток-2 и Лермонтовское логично объяснить обогащение флюидов солями угольной кислоты и двуокисью углерода, что нашло свое отражение в особенностях состава флюидных включений в кварце этих гранитоидов и что заметно отличает их от состава включений в кварце гранитов, кристаллизовавшихся в окружении силикатных пород.

Общей особенностью большинства изученных

образцов кварца является насыщенность их флюидными включениями, что свидетельствует о насыщенности расплавов флюидами и их высокой рудогенерирующей способности. Тесная ассоциация расплавных и преобладающих флюидных включений указывает на существование наряду с силикатным расплавом самостоятельной флюидной фазы, т. е. на гетерогенность рудоносных магм. Криометрическими исследованиями установлены случаи, когда рядом расположенные первичные флюидные включения с близким соотношением фаз существенно различаются по составу законсервированных в них солевых растворов. На наш взгляд, это является свидетельством микрогетерогенности самой флюидной фазы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А. С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.— М.: Недра, 1982.— С. 37—47.
2. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В. и др. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука, 1967.
3. Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение.— Наука: Новосибирск, Сиб. отд-ние, 1982.
4. Родионов С. М., Шапченко В. В., Родионова Л. Н. Структуры локализации и генезис олововольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология рудных месторождений.— 1984.— № 1.— С. 22—30.
5. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР.— М.: Наука, 1982.
6. Руб М. Г., Руб А. К., Акимов В. М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1986.— № 7.— С. 33—46.
7. Степанов Г. Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
8. Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А., Сандомирская С. М. О включениях минералообразующих сред в минералах, синтезированных из расплавов // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 245, № 3.— С. 706—708.
9. Хетчиков Л. Н. Связь оруденения с интрузиями и включения минералообразующих сред в минерале // Магматизм, флюиды и оруденение.— Благовещенск, 1987.— С. 6—8.
10. Хетчиков Л. Н. Использование включений минералообразующих сред в минералах для решения некоторых практических вопросов геологии // Прикладная термобарогеохимия. Ч. 1.— Алма-Ата, 1988.— С. 35—38.
11. Хитаров Д. Н., Кандинов М. Н. Комплексообразование водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1986.— С. 124—131.
12. Чупин В. П., Косухин О. Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика.— 1982.— № 10.— С. 66—72.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
17 мая 1990 г.

УДК 553.24(571.62)

В. Е. Кириллов, Н. В. Бердников

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА

Наиболее масштабное редкометалльное оруденение на Улканском прогибе (юго-восточная окраина Алданского щита) связано с зонами аргиллизации и альбитизации в вулканических породах протерозойского возраста. По результатам минералогических и термо-

барогеохимических исследований, приведенным в статье, определены условия образования околорудных метасоматитов. Исследования являются для данного района первыми и способствуют уточнению критериев локализации оруденения.

За период с 1986 по 1990 гг. на территории Улканского вулканогенного прогиба выявлен ряд гидротермальных редкометалльных рудопроявлений и месторождений. Сопоставление результатов предварительного изучения объектов с данными геолого-съемочных работ на территории прогиба говорит о возможности обнаружения здесь новых рудных объектов. В этих условиях углубленное изучение генезиса руд могло бы способствовать уточнению поисковых критериев их локализации. Вместе с тем следует отметить, что к настоящему времени минералогические особенности руд и околорудных метасоматитов района изучены слабо, а условия образования рудных объектов

не рассматривались совсем. В статье приводятся первые данные по термобарогеохимии рудоносных метасоматитов Улканского прогиба.

Улканский вулканогенный прогиб находится в юго-восточной части Алданского щита. В плане он представляет собой овальную структуру, вытянутую в субширотном направлении на расстояние в 120 км при ширине в 70 км (рис. 1). В строении прогиба принимают участие интрузивные и вулканогенные породы протерозойского возраста. Интрузивные образования слагают центральную, наиболее приподнятую часть структуры и представлены комплексом разнообразных гранитоидных пород. Наиболее распространены среди них рапакивиоподобные граниты, щелочные и субщелочные граниты и сиениты. Вулканогенный комплекс представлен преимущественно пантеллеритами, трахириолитами, трахиандезитами и трахитами, реже встречаются вулканокластические породы этого же состава. Вулканы залегают на песчаных нижнепротерозойского возраста и прорываются многочисленными дайками и sillами верхнепротерозойских диабазов. Основанием всех стратифицированных образований являются биотитовые, биотит-гранатовые и графитсодержащие гнейсы архейского возраста.

В пределах площади распространения вулканогенных и интрузивных пород проявились гидротермально-метасоматические изменения, относящиеся к формациям грейзенов, фенитов, березитов, альбититов, зйситов и аргиллизитов. Наиболее распространены среди них альбититы и аргиллизиты, возраст которых по данным К—Ag- и Rb—Sr-метода определен как верхнепротерозойский.

Зоны аргиллизации распространены за пределами Улканского плутона и контролируются разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания (см. рис. 1). С ними связаны крупные рудо-

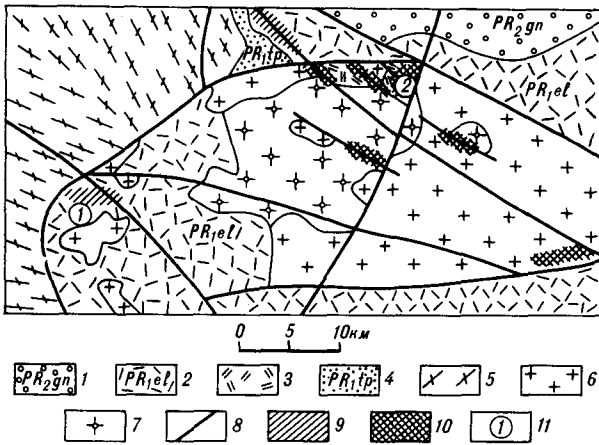


Рис. 1. Схема положения зон измененных пород в западной части Улканского прогиба.

1 — красноцветные песчаники гонамской свиты верхнепротерозойского возраста; 2—4 — образования нижнепротерозойского возраста: 2 — красноцветные вулканогенные породы элгэйтской свиты, 3 — сероцветные вулканогенные породы элгэйтской свиты, 4 — аркозовые песчаники топориканской свиты; 5 — архейские кристаллические породы; 6 — щелочные граниты, граносиениты, сиениты позднего этапа раннепротерозойской активизации; 7 — рапакивиоподобные граниты раннего этапа раннепротерозойской активизации; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — зоны аргиллизации; 10 — зоны альбитизации; 11 — номера зон измененных пород: Элгэйт (1), Альбититовое (2).

проявления молибдена и серебра в северо-западной и западной части Улканского прогиба. Оруденение тяготеет к центральному, наиболее тектонически и гидротермально переработанным частям зон. Его структурное положение определяется узлами пересечения крутопадающих разрывных зон нарушений с пологими зонами дробления и расщепления. Последние широко развиты вдоль пологих контактов стратифицированных толщ и структурного несогласия архей-протерозой.

Результаты поискового и картировочного бурения дают возможность говорить о штокверкообразных зонах аргиллизации, уходящих на глубину в первые сотни метров. Аргиллитовые изменения и оруденение развиваются по всем типам пород — диабазам, песчаникам, эффузивным породам кислого и щелочного состава, но особенно благоприятным субстратом для них являются графитосодержащие гнейсы, которые вдоль структурного несогласия AR — PR₁ почти полностью переработаны. Углеродистое вещество переносилось в вышележащие породы, что создавало в них благоприятную рудогенерирующую восстановительную обстановку. В измененных породах отмечается вертикальная метасоматическая зональность. Для нижних частей ореолов измененной характерна фация, переходная от березитов к аргиллитам (основными новообразованными минералами являются серицит, гидросерицит политипов 2M₁ и 1M). В верхних частях отмечаются типичные гидрослюдистые аргиллиты. Гораздо реже встречаются иллит, монтмориллонит и каолинит. Смешанослойные аргиллиты особенно широко развиваются в нарушениях северо-восточного простирания в западной части прогиба на участке рудопроявления молибдена Элгэтэ. Гидрослюдистая составляющая охватывает 85—90 % массы смешанослойных минералов. Как правило, зоны серицит-гидрослюдистых и смешанослойных аргиллитов пространственно обособляются. Кроме глинистых минералов, в аргиллитах обычную примесь в количестве 1—2 % составляют гематит, гетит, гидрогетит, хлорит, доломит, арагонит и пирит, на рудопроявлении Элгэтэ — фиолетовый и бесцветный флюорит.

Для аргиллитовых метасоматитов характерны три типа зональности. В первом случае краевые части рудных зон представлены интенсивно аргиллизированными, а центральные — гидрослюдизированными, окварцованными и гематитизированными породами. Во втором зональность выражается в увеличении интенсивности аргиллизации (гидрослюдизации) от краевых частей зон к центру. Третий тип зональности характеризуется центральной зоной, выполненной смешанослойными аргиллитами с обильным развитием флюоритовой минерализации.

Этот тип контролирует наиболее богатое молибденовое оруденение.

Определение температур метасоматического процесса проводилось по газовой-жидким включениям (ГЖВ) во флюорите. По результатам микроскопических исследований, флюорит образовался непосредственно вслед за рудными минералами, отложению которых предшествовал интенсивный аргиллитовый процесс. Таким образом, температуры гомогенизации ГЖВ во флюоритах дают представление о температурах заключительных стадий аргиллитового процесса и близки к температурам рудоотложения.

Условия образования рудоносных аргиллитов в западной части Улканского прогиба изучены на примере образцов К-204-1, К-532-50, 208-13. Для первого из них характерна глубина эрозионного среза 500 м (максимальная оценка), для двух других — не более 400 м. Все три образца представляют собой аргиллит, в котором развиваются гнезда и прожилки флюорита. Последний образует по меньшей мере три генерации. Первая (Ф₁) — фиолетовая скрытокристаллическая, переполненная твердыми, флюидными и газовыми включениями, метасоматически замещает вмещающую породу. Вторая генерация (Ф₂) интенсивного синего или фиолетового цвета, зонально-кристаллическая, образует гнезда и жилы, часто за счет перекристаллизации Ф₁. Третья генерация (Ф₃) полнокристаллическая бесцветная, нарастает на Ф₂ без растворения последней. Характерное соотношение генераций отражено на рис. 2.

Флюидные включения изучены во всех трех генерациях. Среди них преобладают газовые и газовой-жидкие. В последних иногда встречается прозрачная зеленоватая анизотропная твердая фаза призматического габитуса. Растворить ее до температур декрепитации (300—350 °С) не удалось, поэтому весьма вероятно, что это минералы-узники.

По морфологическим признакам среди газовой-жидких включений выделялись первичные и вторичные включения. Первичные встречаются индивидуально или образуют малочисленные группы. Вторичные трассируют залеченные микротрещины и подразделены на ранние и поздние по совершенству огранки. Очень часто включения разгерметизированы, о чем говорят наличие отходящих от вакуолей микротрещин, увеличенный газовый пузырек и обилие газовых («пустых») включений. Для того, чтобы избежать искусственной декрепитации, часть пластинок изготовлена с применением низкотемпературного бальзама и, для контроля, эпоксидной смолы. Имея в виду обилие аномальных включений, достоверными считались замеры лишь по группам и зонам включений,

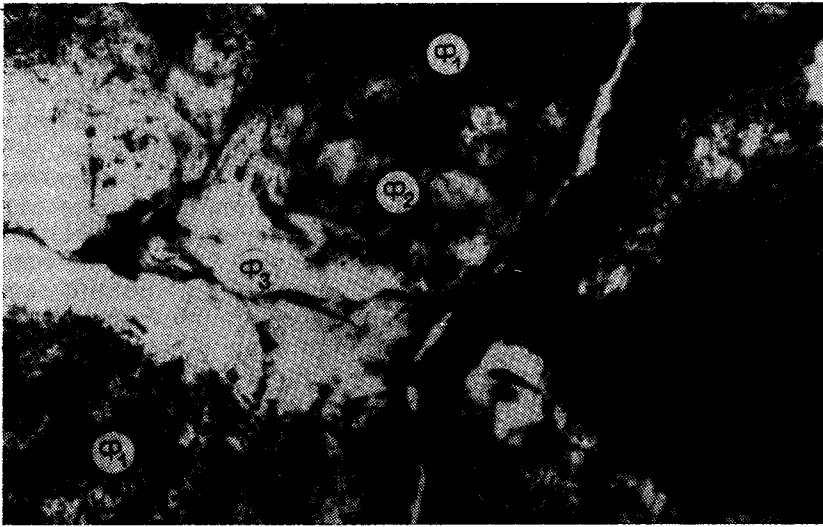


Рис. 2. Взаимоотношения генераций флюорита в образце К-204-1, увеличение 160.

фазовые отношения в которых были неизменными.

Четкой корреляции между генерациями флюорита и морфологическими типами включений не наблюдается, однако в целом можно говорить о том, что в генерации F_1 преобладают первичные и самые высокотемпературные, а к F_3 тяготеют низкотемпературные включения.

Криометрические характеристики включений из флюорита изученных образцов показаны на рис. 3. Следует отметить, что в них не наблюдалось вымораживания низкокипящих газов и образования кристаллогидратов. Как видно из рис. 3, температуры начала и конца плавления фазы льда, несущие информацию о составе и концентрации растворов, не зависят от температуры гомогенизации и морфологического типа включений. Это обусловлено тем обстоятельством, что флюорит в изученных образцах кристаллизовался в широком диапазоне температур и, по-видимому, при участии флюида с нестабильным составом и концентрацией.

Результаты термометрии газовой-жидких включений во флюорите аргиллизитов (рис. 4, б — д) охватывают широкий интервал температур гомогенизации от +50 до +290 °С. Из сводной гистограммы (см. рис. 4, д) видно, что замеры по первичным включениям тяготеют к высокотемпературному, а по вторичным — к низкотемпературному крылу гистограммы.

Процессы альбитизации в пределах Улканского плутона проявились широко и сопровождалась образованием многочисленных проявлений, рудопроявлений и месторождений редких элементов. При этом следует, что на территории Дальнего Востока такой тип изменений, развивающийся по вулканитам, встречается

только в пределах северной части Улканского плутона Биридинской вулканотектонической структуры. Примечательно, что проявления интенсивной альбитизации в вулканитах встречаются исключительно редко [2].

Согласно классификации Е. В. Плющева [4], описываемые измененные породы могут быть отнесены к формации щелочно-амфиболовых фельдшпатитов. Месторождения и рудопроявления Ве, У, Yb, Се, La, Hf, Nb, Zr и других элементов в северной части плутона связаны с зонами нарушений и альбитизации северо-восточного и северо-восточного и северо-западного простирания, в юго-западной его части — с зонами субширотного простирания. Месторождения и рудопроявления являются комплексными, с широким

спектром рудных элементов. Зоны альбитизации могут достигать значительных размеров — от сотен метров до первых километров в длину, при мощности от десятков до первых сотен метров. Участки полнопроявленных альбититов всегда находятся в ореолах слабо-, спорадически проявленной альбитизации и фелитизации.

Изменения проявляются по разнообразному субстрату: субвулканическим щелочным гранитам и граносиенитам, сероцветным комендитам экструзивной и околожерловой фации. Типоморфными минералами являются альбит, кварц, эгирин, арфведсонит, рибекит, в меньшей степени озантит, астрофиллит, биотит. Для альбититовых метасоматитов, развивающихся по вулканогенным породам, характерны значительное количество темноцветов и более четко прояв-

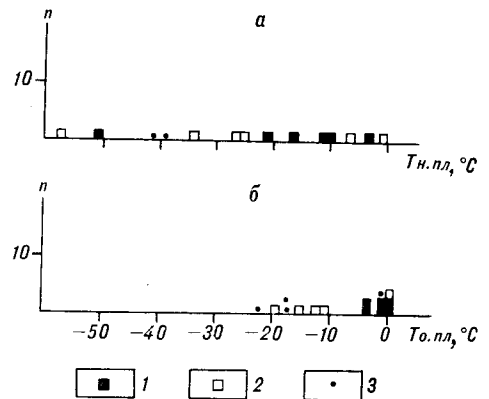


Рис. 3. Зависимость температур начала (а) и окончания (б) плавления фазы льда во включениях из флюоритов изученных метасоматитов от морфологического типа включения.

1 — первичные; 2 — ранние вторичные; 3 — поздние вторичные.

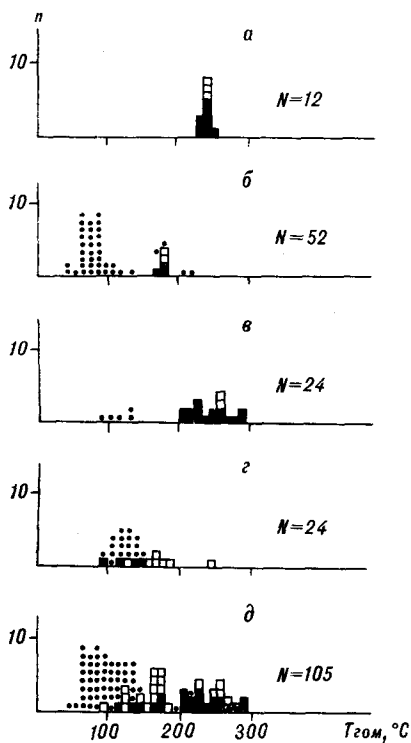


Рис. 4. Гистограммы $T_{\text{гом}}$ включений во флюоритах из альбитов (а) и аргиллизитов: К-532-50 (б), К-20А-1 (в), 208-13 (г), сводная (д). N — количество замеров. Условные обозначения см. на рис. 3.

ленная, чем в интрузивных породах, зональность. Центральные части зон сложены крупнокристаллическим альбитом и арфведсонитом. Здесь же отмечаются крупные и обильные выделения циркона. Краевые части сложены мелкокристаллическими породами, состоящими из альбита, микроклина, эгирина, арфведсонита, рибекита. К краевым же частям тяготеют и жилы биотитов. Обычно альбититовому процессу предшествует калишпатизация (микроклинизация), продукты которой сохраняются в периферийных частях зон. Из рудоконцентрирующих минералов встречаются циркон и монацит. Бастензит, фенакит, ксенотим, торит, гагаринит отмечаются реже. По минералогическим данным установлена следующая последовательность образования минералов: микроклин — альбит — щелочные темноцветы — биотит — рудные — флюорит. Таким образом, термобаргеохимические данные, полученные по флюориту, позволяют судить об условиях заключительных стадий альбититового процесса, непосредственно после рудоотложения. Для выяснения условий образования альбититов северной части Улканского плутона нами изучен образец 15045, отобранный на рудопроявлении Альбититовое и представляющий собой кварц-альбит-монацит-арфведсонит-рибекитовый метасо-

матит. Основу породы составляет скрытокристаллическая кварц-полевошпатовая масса, в которой в виде гнезд и отдельных кристаллов развиваются роговая обманка и арфведсонит, а монацит образует крупные (до 2,5 см) идиоморфные кристаллы. Редкие и мелкие (до 0,5 мм) зерна бесцветного флюорита встречаются в перекристаллизованном кварц-альбитовом агрегате, слагающем изометричные обособления и тонкие извилистые прожилки.

Из всех перечисленных минералов флюидные включения обнаружены только во флюорите. По морфологическим характеристикам (единичные, хорошо огранные) они могут быть отнесены к первичным, следов разгерметизации не отмечено. Включения содержат пузырек газа и водно-солевой раствор, криометрические характеристики которого показаны на рис. 3. Охлаждение до -190°C включений с крупным газовым пузырьком показало отсутствие в них низкокипящих газов (CO_2 , N_2 , CO , CH_4), образование газогидратов тоже не наблюдалось.

Гомогенизация включений в жидкость происходила в интервале $230\text{--}250^\circ\text{C}$.

Как показано А. С. Борисенко [1], состав и концентрацию растворов во включениях можно определить, изучая порядок и температуры фазовых превращений во включениях при низких температурах. Наиболее точно это можно сделать, зафиксировав температуру плавления откристаллизованной эвтектики. Однако для мелких включений (в нашем случае — не больше 10 мкм) и относительно низких концентраций объем эвтектики очень мал и зафиксировать ее плавление затруднительно. В этом случае для оценок состава растворов правомерно использовать температуры начала растворения фазы льда, которые несколько выше эвтектических. Зная катионную специализацию раствора во включении, по температуре окончания плавления фазы льда можно определить его концентрацию.

Начало растворения фазы льда во включениях из флюоритов альбититов наблюдается при $-26^\circ \div -27^\circ\text{C}$, а окончание — при $-21^\circ \div -22^\circ\text{C}$. Ближе всего по криометрическим параметрам к этим данным стоят системы $\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (температура эвтектики -33°C) и $\text{FeCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (температура эвтектики $-35,5^\circ\text{C}$). Используя систему $\text{MgCl}_2\text{—NaCl—H}_2\text{O}$, получаем концентрацию растворов порядка 18 % мас. MgCl_2 экв.

Состав и концентрация растворов во включениях из флюорита аргиллизитов сильно варьирует. Значения температуры начала плавления фазы льда изменяются от -58°C (Ca—Mg, возможно с Li, специализация растворов) до 0°C (практически чистая вода). В промежутке между этими значениями располагаются растворы с K—Na—Fe-катионной специализацией.

При этом приуроченности включений разного состава и концентрации к генерациям флюорита и морфологическим типам включений не отмечено. Можно лишь сказать (см. рис. 3, б), что первичные включения тяготеют к значениям $T_{пл}$ льда, соответствующим малым концентрациям. Общие же вариации концентраций колеблются от 18 до 0 % мас. $MgCl_2$ экв.

Гомогенизация флюидных включений из флюорита альбититов происходит при 230—250 °С. По геологическим данным, эрозионный срез в районе отбора изученного образца составляет не более 1000 м, денудированы кислые вулканы. Если принять удельный вес эродированных пород 2,6 г/см³ (плотность гранита), то давление во время альбитизации может быть оценено в 260 атм. (максимальное значение). В настоящее время диаграмм для определения поправок на давление к $T_{гом}$ включений водных растворов солей Mg или Fe не существует. Для чистой воды и 30 % раствора NaCl при 250 атм и $T_{гом} = 250$ °С в работе [3] приведено значение поправки на давление порядка 20 °С. Учитывая сходство термодинамических характеристик истинных растворов в области высоких температур, можно полагать, что и для раствора $MgCl_2$ поправка на давление будет того же порядка. Следовательно, температура заключительного этапа процесса альбитизации составит около 250—270 °С, во всяком случае, не ниже 250 °С. Эта оценка относится конкретно к P — T -условиям образования флюорита, который, по данным петрографического изучения, образовался непосредственно после выпадения рудных.

Широкий интервал $T_{гом}$ включений в образцах аргиллизитов связан с обилием в них флюоритов разных генераций, образовавшихся на разных стадиях процесса. Повышенные $T_{гом}$ первичных включений в образце К-204-1 связаны, по-видимому, с тем, что он отобран из более низкой части разреза, примерно на 100 м ниже двух других. Общая же величина эрозионного среза для места отбора образцов не превышает, по геологическим данным, 500 м, что обуславливает более низкие (примерно вдвое, чем для альбититов) значения поправок на давление, поэтому за верхний предел температуры образований флюоритов в аргиллизитах можно принять 300 °С.

Как показали термобарогеохимические исследования, заключительные стадии формирования рудоносных альбититов в северной части Улканского плутона проходили при температуре не ниже 250 °С при участии существенно водной флюида, обогащенного щелочно-земельными (Mg) катионами. Вероятно, смена флюидной специализации с щелочной (начальный высокотемпературный этап формирования альбититов) на щелочно-земельную (заключительный этап, сопровождавшийся перекристаллизацией и отложением флюорита) связан с фиксацией щелочей в ранних минералах (альбит основной массы). По-видимому, с поздним же этапом процесса следует связывать и образование рудных минералов, когда температура существенно снизилась, а концентрация рудных компонентов во флюиде достигла насыщения.

Кристаллизация флюорита в аргиллизитах западной части Улканского прогиба происходила в более широком интервале температур (50—300 °С) и концентраций (0—18 % мас. $MgCl_2$ экв) растворов. Здесь, как и в альбититах, флюорит образовался непосредственно вслед за отложением рудных компонентов, поэтому значение 300 °С можно принять за нижнее значение температурного интервала рудообразования. Для выяснения эволюции, состава и концентрации рудообразующего флюида имеющегося материала недостаточно, однако можно утверждать, что в составе флюида присутствовал достаточно широкий набор щелочных (Na, K, Li) и щелочно-земельных (Ca, Mg) катионов.

Изученные нами особенности редкометалльного оруденения на территории Улканского прогиба могут служить независимым критерием для прогнозных и поисковых работ в пределах древних вулканотектонических структур. В частности, в минералах альбититов таким критерием может быть обнаружение низкотемпературных включений водных растворов с нещелочной катионной специализацией. Для флюоритов из аргиллизитов отмечаются невысокие температуры образования и меняющийся состав раствора, что достаточно характерно для проявлений флюоритовой минерализации в слабоэродированных вулканических структурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 16—27.
2. Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий.— М.: Наука, 1968.
3. Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношения термо-

динамических параметров P — T — V для воды и 30%-х водных растворов NaCl // Зап. ВМО.— 1956.— № 4.— С. 529—534.

4. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермальных метасоматических образований.— Л.: Недра, 1985.

УДК 550.361 : 536.12

Г. Д. Еремин

НОВЫЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ОКЕАНЕ

На основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения получены соотношения, которые могут быть использованы для определений температуры поверхности дна, разности температур (градиента) и теплофизических характеристик

морских осадков методом прямого перебора искомых параметров. Выводятся формулы для температуры внутри цилиндра, справедливые при больших и малых значениях времени. Приводятся численные примеры.

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

Один из способов температурных наблюдений в геотермических исследованиях состоит в том, что прибор (термометр, зонд и т. п.), обладающий теплофизическими свойствами λ_1, κ_1 и имеющий температуру T_n , помещается в градиентную среду (λ_2, κ_2), температуру которой измеряют (λ — коэффициент теплопроводности, κ — коэффициент температуропроводности). По прошествии какого-то времени с заданной степенью точности считается, что прибор приобрел температуру окружающих донных осадков и геотермический градиент вычисляется по формулам [4, 5, 8], которые не учитывают изменения температуры зонда во времени и не обеспечивают определения теплофизических характеристик морских отложений.

Поэтому, для использования температурных данных, получаемых при геотермических исследованиях, с целью определения температуры поверхности дна, разности температур (градиента) и теплофизических параметров донных осадков рассмотрим зависимость температуры зонда от времени.

Пусть область (цилиндр, зонд) $0 \leq r \leq a$ содержит материал с термическими коэффициентами λ_1, κ_1 , а область $r > a$ — материал с коэффициентами λ_2, κ_2 . Начальная температура V_n зонда $0 \leq r \leq a$ постоянна, а в области $r > a$ равна нулю. При $r = a$ непрерывны температура и тепловой поток:

$$v_1 = v_2; \lambda_1 \frac{\partial v_1}{\partial r} = \lambda_2 \frac{\partial v_2}{\partial r}.$$

Тогда зависимость температуры зонда от времени представляется интегралом [2]

$$v_1 = \frac{4V_n \lambda_1 \lambda_2 \kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^\infty e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{J_0(ru) J_1(au) du}{u^2 [\varphi^2(u) + \psi^2(u)],} \quad (1.1)$$

где $\varphi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) Y_0(lau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) \times$

$\times Y_1(lau); \psi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) J_0(lau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} \times$

$\times J_0(au) J_1(lau); l = (\kappa_1/\kappa_2)^{1/2}; J_0(z), J_1(z); Y_0(z),$

$Y_1(z)$ — функции Бесселя нулевого и первого порядка, первого и второго рода соответственно.

В случае, когда температура окружающей среды отлична от нуля и имеет значение V_k , температура по оси цилиндра ($r=0$) равна

$$v_1 = V_k + (V_n - V_k) \cdot I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t), \quad (1.2)$$

где $I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t) =$

$$= \frac{4\lambda_1 \lambda_2 \kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^\infty e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{J_1(au) du}{u^2 [\varphi^2(u) + \psi^2(u)]}.$$

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

§ 2. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Получение теоретических значений выходного сигнала рассмотрим на примерах эксплуатации измерительных приборов, в которых используются термочувствительные кварцевые резонаторы (кварцы) и терморезисторы.

Используя для температурных измерений в качестве датчика температуры кварц, который характеризуется линейной зависимостью частоты от температуры ($F = kT + b$, где k — температурный коэффициент частоты, b — частота кварца при $T = 0$), в уравнении (1.2) значения температур выразим через соответствующие значения частот

$$F = F_k + (F_n - F_k) \cdot I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t). \quad (2.1)$$

Рассмотрим теперь следующую схему определения разности температур (градиента) при морских геотермических работах.

Полагая температуру поверхности дна равной T_K , температуру на глубине $H_i - T_K + \Delta T_i$, температуру контейнера с датчиками в момент внедрения в донные осадки — T_H , в силу (2.1) для частот кварцевых резонаторов получим

$$F_i = F_K^{(i)} + (F_H^{(i)} - F_K^{(i)}) \times I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t) \quad (i = 1, 2, \dots, N),$$

где N — число датчиков температур.

Согласно линейной зависимости частоты кварца от температуры и температурных условий при геотермических измерениях, для частот кварцев запишем

$$\left. \begin{aligned} F_H^{(1)} &= k_1 T_H + b_1 && \text{при } t = 0, \\ F_K^{(1)} &= k_1 T_K + b_1 && \text{при } t \rightarrow \infty, \\ \dots & \dots && \dots \\ F_H^{(i)} &= k_i T_H + b_i && \text{при } t = 0, \\ F_K^{(i)} &= k_i (T_K + \Delta T_i) + b_i && \text{при } t \rightarrow \infty, \\ & && (i = 2, 3, \dots, N), \end{aligned} \right\} (2.2)$$

где ΔT_i — разность между температурой среды на глубине H_i и температурой поверхности дна.

Далее, пусть прибор для морских геотермических исследований (кварцевый термоградиентометр) измеряет разность частот между частотой первого кварца и частотой второго, частотой первого и третьего и т. д. В таком случае для разности частот между частотой первого кварца и частотой i -го с учетом соотношений (2.2) непосредственно вытекает

$$F_{1,i}(t) = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) - x_3^{(i)} \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t), \quad (i = 2, 3, \dots, N), \quad (2.3)$$

где

$$\left. \begin{aligned} F_K^{(1)} - F_K^{(i)} &= x_1^{(i)} = T_K(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i, \\ F_H^{(1)} - F_K^{(1)} &= x_2^{(i)} = k_1 (T_H - T_K), \\ F_H^{(i)} - F_K^{(i)} &= x_3^{(i)} = k_i (T_H - T_K - \Delta T_i). \end{aligned} \right\} (2.4)$$

Решая линейную систему (2.4) относительно ΔT_i и T_K , находим

$$\Delta T_i = \frac{x_2^{(i)}}{k_1} - \frac{x_3^{(i)}}{k_i}, \quad (2.5)$$

$$T_K = \frac{x_1^{(i)} + k_i \Delta T_i - b_1 + b_i}{k_1 - k_i}. \quad (2.6)$$

Итак, выражение (2.3) является исходным для определения разности температур (градиента) и термических коэффициентов морских

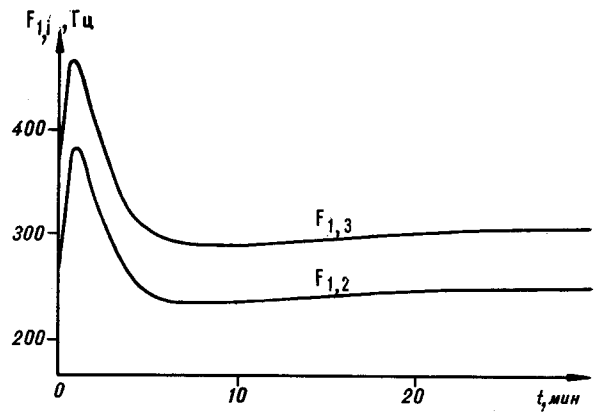


Рис. 1. Зависимость разности частот $F_{1,i}$ от времени t .

донных осадков по наблюдаемым значениям разности частот $F_{1,i}(t)$, времени t ; вид его представлен на рис. 1 при следующих численных значениях:

$$\begin{aligned} T_H &= 4, \quad T_K = T_2 = 2, \quad T_3 = 2,05 \text{ }^\circ\text{C}; \quad a = 1 \text{ см}; \\ \lambda_1^{(1)} &= 0,5 \cdot 10^{-3}, \quad \lambda_1^{(2)} = 6 \cdot 10^{-3}, \quad \lambda_1^{(3)} = 12 \cdot 10^{-3}, \\ \lambda_2^{(1)} &= \lambda_2^{(2)} = 2 \cdot 10^{-3}, \quad \lambda_2^{(3)} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}); \\ \kappa_1^{(1)} &= 2 \cdot 10^{-3}, \quad \kappa_1^{(2)} = 10 \cdot 10^{-3}, \quad \kappa_1^{(3)} = 18 \cdot 10^{-3}, \\ \kappa_2^{(1)} &= \kappa_2^{(2)} = 8 \cdot 10^{-3}, \quad \kappa_2^{(3)} = 7 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}; \quad k_1 = 200, \\ k_2 &= 190, \quad k_3 = 185 \text{ Гц}/^\circ\text{C}; \quad b_1 = 4\,999\,976, \\ b_2 &= 4\,999\,736, \quad b_3 = 4\,999\,680 \text{ Гц}. \end{aligned}$$

Покажем теперь работу погружного термоградиентографа в процессе температурных измерений при геотермических исследованиях.

Используя для температурных измерений в качестве датчика температуры терморезистор и считая, что в рабочем диапазоне температур он характеризуется линейной зависимостью величины сопротивления от температуры ($R_T = \alpha T + \beta$, где α — температурный коэффициент сопротивления, β — сопротивление терморезистора при $T = 0$), в формуле (1.2) значения температур выразим через соответствующие значения сопротивлений:

$$R_i^{(i)} = R_{T_K}^{(i)} + (R_{T_H}^{(i)} - R_{T_K}^{(i)}) \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t), \quad (i = 1, 2, \dots, N).$$

Пусть погружной термоградиентограф (ПТГ) в процессе температурных измерений подключает последовательно в плечо автобалансирующего моста постоянного тока сопротивление $R_T^{(2)}$, сопротивление $R_T^{(3)}$ и т. д. (рис. 2). Тогда из условия равновесия моста [4]

$$R_T^{(1)} (R_2 + r_2) = R_T^{(i)} (R_1 + r_1) \quad (i = 2, 3, \dots, N)$$

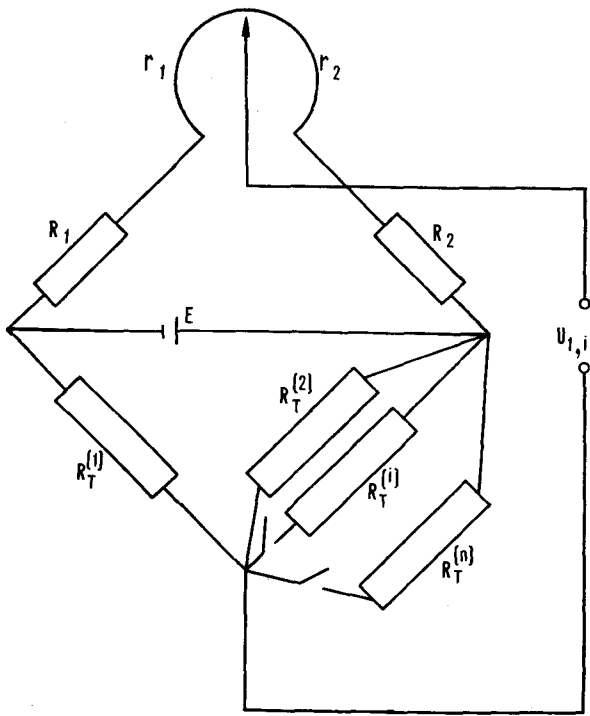


Рис. 2. Схема дифференциального моста постоянного тока.

R_1, R_2 — постоянные плечи моста; $r_0 = r_1 + r_2$ — сопротивление реохорда; $R_T^{(1)}, R_T^{(2)}, \dots, R_T^{(N)}$ — переменные плечи моста (терморезисторы); E — питание моста; $U_{1,i}$ — выходной сигнал.

для величины сопротивления плеча реохорда будем иметь $r_1 = \frac{y_{1,i}(R_2 + r_0) - R_1}{1 + y_{1,i}}$, где $y_{1,i} = \frac{R_T^{(1)}}{R_T^{(i)}}$.

Полученная формула показывает, что величина сопротивления плеча реохорда (угол поворота барабана ПТГ, на котором происходит запись температурных данных) зависит от величины $y_{1,i}$, которая в свою очередь зависит от температурных условий при геотермических измерениях.

Поэтому для величины выходного сигнала можно записать

$$U_{1,i}(t) = m \cdot r_1, \quad (2.7)$$

где m — коэффициент пропорциональности, постоянный для данного прибора.

Соотношение (2.7) является исходным для определения температуры поверхности дна, разности температур (градиента) и теплофизических свойств осадков по значениям выходного сигнала $U_{1,i}(t)$, времени t ; вид его представлен на рис. 3 при следующих численных значениях:

$T_n = 3, T_k = T_2 = 2, T_3 = 2,05^\circ\text{C}; a = 0,3 \text{ см};$
 $\lambda_1^{(1)} = 150 \cdot 10^{-3}, \lambda_1^{(2)} = 110 \cdot 10^{-3}, \lambda_1^{(3)} = 100 \cdot 10^{-3},$

$\lambda_2^{(1)} = \lambda_2^{(2)} = 2 \cdot 10^{-3}, \lambda_2^{(3)} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град});$
 $\kappa_1^{(1)} = 375 \cdot 10^{-3}, \kappa_1^{(2)} = 310 \cdot 10^{-3}, \kappa_1^{(3)} = 300 \cdot 10^{-3};$
 $\kappa_2^{(1)} = \kappa_2^{(2)} = 8 \cdot 10^{-3}, \kappa_2^{(3)} = 10 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с};$
 $\alpha_1 = -117,2, \alpha_2 = -117,6, \alpha_3 = -118,1 \text{ Ом}/^\circ\text{C};$
 $\beta_1 = 4058, \beta_2 = 4023, \beta_3 = 3988 \text{ Ом}; R_1 = 39,361,$
 $R_2 = 37,993, r_0 = 1 \text{ Ом}; m = 10^3 \text{ мм}/\text{Ом}.$

Дальнейшее преобразование выражения (2.7), с учетом температурных условий при геотермических измерениях, приводит к виду

$$T_k w_1(t) + T_n w_2(t) + \Delta T_i w_3(t) = w_4(t), \quad (2.8)$$

где

$$w_1(t) = \alpha_1 [1 - I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t)] - \gamma_{1,i}(t) \alpha_i [1 - I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t)];$$

$$w_2(t) = \alpha_1 \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) - \gamma_{1,i}(t) \alpha_i \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t);$$

$$w_3(t) = \gamma_{1,i}(t) \alpha_i [1 - I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t)];$$

$$w_4(t) = \gamma_{1,i}(t) \beta_i - \beta_1;$$

$$\gamma_{1,i}(t) = \frac{U_{1,i}(t) + m R_1}{m(R_2 + r_0) - U_{1,i}(t)}.$$

Таким образом, на основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения, выводятся формулы (2.3) — (2.6), (2.8), которые могут быть использованы для определений температуры поверхности дна, разности температур (градиента), теплофизических коэффициентов донных отложений, величины теплового потока по температурным данным при неполном времени выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами.

Следовательно, задачей обработки результатов температурных наблюдений, получаемых

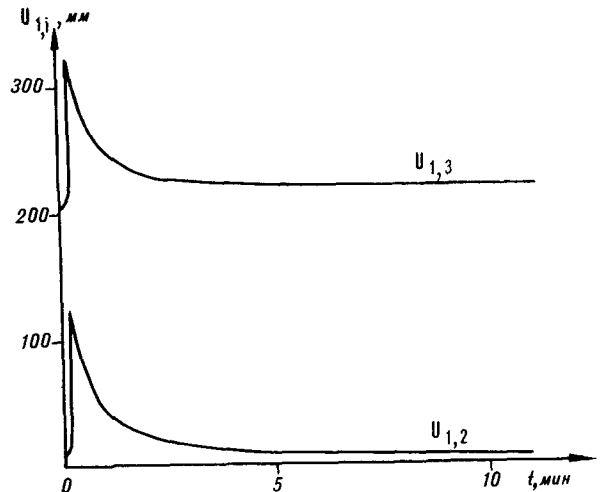


Рис. 3. Зависимость выходного сигнала $U_{1,i}$ от времени t .

при геотермических исследованиях по некоторому ограниченному интервалу времени, является определение температуры поверхности дна, разности температур (градиента), коэффициентов теплопроводности и температуропроводности вмещающей среды, величины теплового потока.

Для нахождения искомых величин воспользуемся методом прямого перебора.

§ 3. МЕТОД ПРЯМОГО ПЕРЕБОРА

Для определения искомых параметров методом прямого перебора рассмотрим два случая (на примере кварцевого термоградиентометра).

1. При $i = 2$ сделаем некоторые предположения. Допустим, что расстояние между первым и вторым кварцевыми резонаторами мало, т. е. если $H_2 \rightarrow 0$, то $\Delta T_2 \rightarrow 0$, $\lambda_2^{(2)} \rightarrow \lambda_2^{(1)}$, $\kappa_2^{(2)} \rightarrow \kappa_2^{(1)}$; при этом считаем, что $\lambda_1^{(1)} \neq \lambda_1^{(2)}$, $\kappa_1^{(1)} \neq \kappa_1^{(2)}$. Тогда для разности частот (2.3) перепишем

$$F_{1,2}(t) = x_1^{(2)} + x_2^{(2)} \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) - x_3^{(2)} \cdot I_2(\lambda_1^{(2)}, \kappa_1^{(2)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t). \quad (3.1)$$

Условимся также [7], что искомое значение коэффициента теплопроводности находится в интервале $0 \leq \lambda^* \leq 10 \cdot 10^{-3}$, а коэффициента температуропроводности $-1 \cdot 10^{-3} \leq \kappa^* \leq 11 \cdot 10^{-3}$. Далее, для измеренных значений времени t_j и известных параметров $a, \lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_1^{(2)}, \kappa_1^{(2)}$ вычислим разность частот $F_{1,2}^*(t_j)$ по формуле (3.1), где вместо значений $\lambda_2^{(1)}$,

$\kappa_2^{(1)}$ необходимо подставить значения λ^* , κ^* ($\lambda^* = \lambda_n + ST \cdot m_1$; $\kappa^* = \kappa_n + ST \cdot m_2$; $m_1 = 0, 1, \dots, 10$; $m_2 = 0, 1, \dots, 10$ (значения λ_n, κ_n и ST будут даны ниже). Определим функционал невязки экспериментальных и модельных разностей частот:

$$S^2 = \frac{\sum_{j=1}^n [F_{1,2}(t_j) - F_{1,2}^*(t_j)]^2}{n},$$

где n — число измерений (при этом значения разности частот $F_{1,2}(t_j)$ известны с ошибкой $\pm 5 \cdot 10^{-4}$ Гц, а значения времени t_j — без ошибок).

В качестве решения прямым перебором величин m_1 и m_2 для заданных значений λ_n, κ_n, ST выберем такие значения λ^*, κ^* и соответствующие им значения $x_1^{(2)}, x_2^{(2)}, x_3^{(2)}$, найденные методом наименьших квадратов, для которых величина S будет минимальна. Результаты вычислений показаны на рис. 4 (при решении обратной задачи на ЭВМ ЕС-1033 было использовано около 40 мин машинного времени).

2. Выражение для разности частот (2.3) при $i > 2$, в частности $i = 3$, можно записать как

$$F_{1,3}(t) = x_1^{(3)} + x_2^{(3)} \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) - x_3^{(3)} \cdot I_3(\lambda_1^{(3)}, \kappa_1^{(3)}, \lambda_2^{(3)}, \kappa_2^{(3)}, a, t). \quad (3.2)$$

Так как $x_2^{(3)} = x_2^{(2)}$ и значения коэффициентов $\lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}$ уже известны, то из уравнения (3.2)

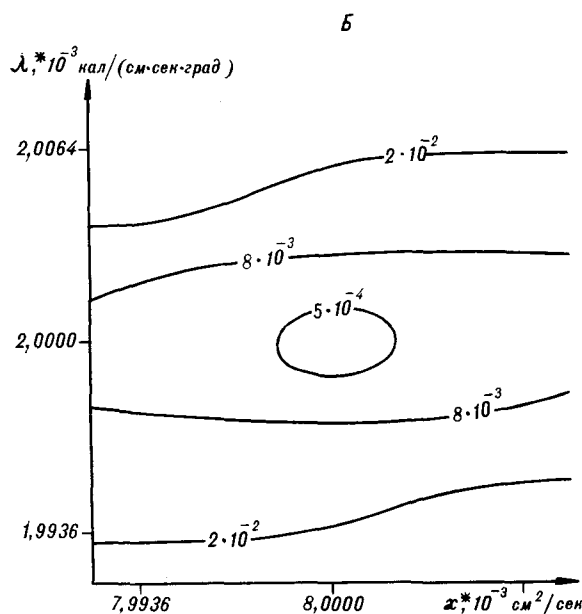
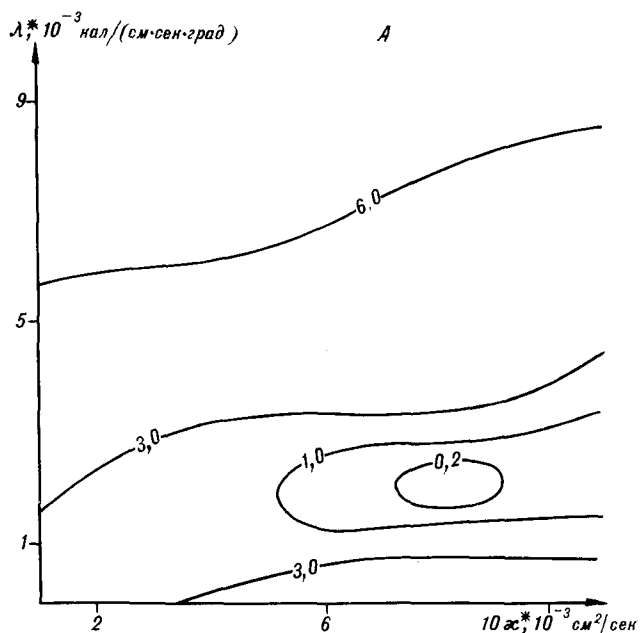


Рис. 4. Распределение функции S в зависимости от λ_n, κ_n, ST .
А — $\lambda_n = 0$; $\kappa_n = 1$; $ST = 1$; Б — $\lambda_n = 1,992$; $\kappa_n = 7,992$; $ST = 0,0016$.

получаем

$$\Phi_{1,3}(t) = x_1^{(3)} - x_3^{(3)} \cdot I_3(\lambda_1^{(3)}, \kappa_1^{(3)}, \lambda_2^{(3)}, \kappa_2^{(3)}, a, t),$$

где

$$\Phi_{1,3}(t) = F_{1,3}(t) - x_2^{(2)} \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t).$$

Наконец, как и в случае 1, совершенно аналогично находим значения $\lambda_2^{(3)}, \kappa_2^{(3)}$ и ΔT_3 .

Таким образом, решение задачи обработки результатов температурных измерений, получаемых при морских геотермических исследованиях по некоторому ограниченному интервалу времени, имеет вид: $x_1^{(2)} = 260,0000 \pm 0,0002$; $x_2^{(2)} = 400,002 \pm 0,002$; $x_3^{(2)} = 380,002 \pm 0,003$ Гц; $\lambda_2^{(1)} = (2,0000 \pm 0,0016) \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · град); $\kappa_2^{(1)} = (8,0000 \pm 0,0024) \cdot 10^{-3}$ см²/с со средним квадратическим отклонением экспериментальной функции $F_{1,2}(t_j)$ от модельной $F_{1,2}^*(t_j)$ равным $\pm 5 \cdot 10^{-4}$ Гц; $x_1^{(3)} = 316,7500 \pm 0,0002$; $x_3^{(3)} = 360,752 \pm 0,003$ Гц, $\lambda_2^{(3)} = (2,0000 \pm 0,0008) \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · град), $\kappa_2^{(3)} = (7,0000 \pm 0,0016) \cdot 10^{-3}$ см²/с со средним квадратическим отклонением функции $\Phi_{1,3}(t_j)$ от $\Phi_{1,3}^*(t_j)$ равным $\pm 1 \cdot 10^{-3}$ Гц; $T_{\kappa} = 2,00000 \pm 0,00002$, $\Delta T_2 = 0,00000 \pm 0,00003$, $\Delta T_3 = 0,05000 \pm 0,00003$ °C; где ошибки величин T_{κ} , ΔT_2 и ΔT_3 были вычислены без учета ошибок градуировки кварцевых резонаторов, т. е. считалось, что $\delta k_1 = \delta k_2 = \delta k_3 = 0$; $\delta b_1 = \delta b_2 = \delta b_3 = 0$.

Определение температуры поверхности дна, разности температур (градиента), теплофизических свойств донных осадков, величины теплового потока по температурным данным, получаемым с помощью погружного термоградиентографа, производятся с использованием выражения (2.8) методом прямого перебора, описанным выше.

§ 4. ВЫЧИСЛЕНИЕ НЕСОБСТВЕННОГО ИНТЕГРАЛА

Для того, чтобы по заданным и известным параметрам найти температуру зонда, нужно вычислить несобственный интеграл (1.1). Чтобы вычислить сходящийся несобственный интеграл (1.1) с заданной точностью ε (сходимость интеграла обеспечивается свойствами подынтегральной функции на заданном интервале), представим его в виде

$$\int_0^{\infty} f(u) du = \int_0^A f(u) du + \int_A^{\infty} f(u) du. \quad (4.1)$$

В силу сходимости интеграла число A можно выбрать столь большим, чтобы имело место следующее неравенство

$$\left| \int_A^{\infty} f(u) du \right| < \varepsilon/2. \quad (4.2)$$

Собственный интеграл $\int_0^A f(u) du$ можно вычислить по одной из квадратурных формул. Пусть In_1 — приближенное значение этого интеграла с точностью до $\varepsilon/2$:

$$\left| \int_0^A f(u) du - In_1 \right| < \varepsilon/2. \quad (4.3)$$

Из формул (4.1) — (4.3) имеем

$$\left| \int_0^{\infty} f(u) du - In_1 \right| < \varepsilon,$$

т. е. поставленная задача вычисления несобственного интеграла с заданной точностью будет решена [1].

Рассмотрим определение численного значения величины A . Для этого воспользуемся асимптотическим разложением функций Бесселя при больших значениях аргумента [6]

$$\left. \begin{aligned} J_{\nu}(z) &= [2/(\pi z)]^{1/2} \cos\left(z - \frac{1}{2} \nu \pi - \frac{1}{4} \pi\right), \\ Y_{\nu}(z) &= [2/(\pi z)]^{1/2} \sin\left(z - \frac{1}{2} \nu \pi - \frac{1}{4} \pi\right). \end{aligned} \right\} \quad (4.4)$$

Тогда неравенство (4.2) (при $r = 0$) с применением (4.4) можно записать

$$\left| 2\lambda_1 \lambda_2 \left(\frac{a \kappa_1 \kappa_2}{\pi}\right)^{1/2} \times \int_A^{\infty} e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{u^{-1/2} (\sin au - \cos au) du}{\lambda_1^2 \kappa_2 + \lambda_2^2 \kappa_1 + (\lambda_2^2 \kappa_1 - \lambda_1^2 \kappa_2) \sin 2au} \right| < \varepsilon/2. \quad (4.5)$$

Дальнейшее преобразование выражения (4.5) с учетом экстремальных значений подынтегральной функции и подстановки $\xi = \kappa_1 u^2 t$, $d\xi = 2\kappa_1 t u du$ приводит к виду

$$\left| \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \left(\frac{\kappa_1}{2\pi \kappa_2}\right)^{1/2} Fo^{-1/4} \int_{\omega}^{\infty} e^{-\xi} \xi^{-3/4} d\xi \right| < \varepsilon/2, \quad (4.6)$$

где $Fo = \kappa_1 t/a^2$, $\omega = \kappa_1 t A^2$.

Далее, используя асимптотическое разложение функции [3], определяемой интегралом,

$$In(\omega) = \int_{\omega}^{\infty} e^{-\xi} \xi^{-3/4} d\xi, \text{ будем иметь}$$

$$\int_{\omega}^{\infty} e^{-\xi} \xi^{-3/4} d\xi = e^{-\omega} \omega^{-3/4} \left(1 - \frac{3}{4 \cdot \omega} + \frac{3 \cdot 7}{4^2 \cdot \omega^2} - \dots\right).$$

Следовательно, на основании неравенства (4.6) можно получить равенство

$$\left| \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \left(\frac{\kappa_1}{2\pi \kappa_2}\right)^{1/2} Fo^{-1/4} e^{-\omega} \omega^{-3/4} \left(1 - \frac{3}{4 \cdot \omega} + \frac{3 \cdot 7}{4^2 \cdot \omega^2} - \dots\right) \right| = \varepsilon/2,$$

которое служит для определения величины A :

$$A = [\omega / (\kappa_1 t)]^{1/2}. \quad (4.7)$$

Определив численное значение величины A ,

рассмотрим вычисление интеграла $\int_0^A f(u) du$.

Пусть по одной из квадратурных формул с шагом интегрирования h_1 получено значение интеграла In_1 , а с шагом h_2 — In_2 . Причем потребуем, чтобы

$$|In_1 - In_2| < \varepsilon/4 \quad (4.8)$$

и тем самым считается [1], что

$$\left| \int_0^A f(u) du - In_2 \right| < \varepsilon/4. \quad (4.9)$$

Учитывая неравенство $|z_1| - |z_2| \leq |z_1 - z_2|$, из выражений (4.8) и (4.9) находим

$$\left| \int_0^A f(u) du - In_1 \right| < \left| \int_0^A f(u) du - In_2 \right| + |In_1 - In_2|,$$

откуда получаем оценку $\left| \int_0^A f(u) du - In_1 \right| < \varepsilon/2$,

которая совпадает с (4.3).

Следовательно, вычисление температуры внутри цилиндра ($r=0$) заключается в определении числа A по формуле (4.7) и нахождении шага интегрирования h_1 из условия (4.8):

$$v_1 = V_K + (V_H - V_K) \frac{4\lambda_1 \lambda_2 \kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^A e^{-\kappa_1 u^2 t} \times \\ \times \frac{J_1(au) du}{u^2 [\varphi^2(u) + \psi^2(u)]}. \quad (4.10)$$

Для малых значений времени решение (4.10) для практических расчетов затруднительно, так как численное значение величины A велико, что приводит к неоправданно длительному использованию ЭВМ.

Для получения решения в другой форме, пригодной для малых значений времени, воспользуемся операционным методом. Рассмотрим решение для изображения [2]

$$\bar{v}_1 = \frac{V_H}{p} - \frac{V_H \lambda_2 \kappa_1^{1/2}}{p \Delta} K_1(q_2 a) I_0(q_1 r), \quad (4.11)$$

где $\Delta = \lambda_2 \kappa_1^{1/2} I_0(q_1 a) K_1(q_2 a) + \lambda_1 \kappa_2^{1/2} I_1(q_1 a) K_0(q_2 a)$; $q_1^2 = p/\kappa_1$, $q_2^2 = p/\kappa_2$; p — параметр преобразования Лапласа (величина, действительная часть которой положительна и достаточно велика, чтобы интеграл сходился); $I_0(z)$, $K_0(z)$; $I_1(z)$, $K_1(z)$ — модифицированные функции Бесселя нулевого и первого порядка.

Воспользовавшись асимптотическим разложением функций Бесселя при больших значениях аргумента [6]:

$$I_\nu(z) \sim e^z / (2\pi z)^{1/2}, \quad K_\nu(z) \sim e^{-z} [\pi / (2z)]^{1/2},$$

для изображения (4.11) найдем ($r=0$)

$$\bar{v}_1 = \frac{V_H}{p} - \frac{V_H (2\pi a)^{1/2} \kappa_1^{-1/4}}{1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_1}\right)^{1/2}} \cdot \frac{e^{-q_1 a}}{p^{3/4}}.$$

Согласно таблице изображения [2], решение для оригинала напишем в виде

$$v_1 = V_H \left[1 - \frac{2e^{-\frac{a^2}{4\kappa_1 t}}}{1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_1}\right)^{1/2}} \right]$$

Для нахождения решения, применимого для больших значений времени, разложим изображение (4.11) в ряд с использованием пределов при малых значениях аргумента для модифицированных функций Бесселя [6]: $K_0(z) \sim -\ln(z)$, $K_1(z) \sim 1/z$; $I_0(z) \sim 1$, $I_1(z) \sim z/2$.

Тогда при $r=0$ непосредственно вытекает

$$\bar{v}_1 = -V_H \frac{\lambda_1 a^2}{4\lambda_2 \kappa_1} \ln \frac{a^2 p}{\kappa_2}.$$

Используя теорему обращения [2], для температуры будем иметь

$$v_1 = V_H \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \frac{a^2}{4\kappa_1 t}.$$

Таким образом, выражение для температуры по оси цилиндра для различных значений времени принимает следующий вид:

$$\frac{v_1 - V_K}{V_H - V_K} = \begin{cases} \Theta_1(t) = 1 - \frac{2e^{-\frac{a^2}{4\kappa_1 t}}}{1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_1}\right)^{1/2}} & \text{при } 0 \leq t \leq t_1, \\ \Theta_2(t) = \frac{4\lambda_1 \lambda_2 \kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^A e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{J_1(au) du}{u^2 [\varphi^2(u) + \psi^2(u)]} & \text{при } 0 \leq t < \infty, \\ \Theta_3(t) = \frac{\lambda_1 a^2}{4\lambda_2 \kappa_1 t} & \text{при } t_2 \leq t < \infty, \end{cases}$$

где величины t_1 и t_2 определяются из условий

$$|\Theta_1(t_1) - \Theta_2(t_1)| = \varepsilon_1,$$

$$|\Theta_2(t_2) - \Theta_3(t_2)| = \varepsilon_2,$$

т. е. разность между относительными температурами по абсолютной величине должна равняться заданной точности.

§ 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения получены соотношения, которые могут быть использо-

ваны для определений температуры поверхности дна, разности температур (градиента) и теплофизических свойств донных осадков по температурным данным при неполном времени выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами.

Задачей обработки результатов температурных измерений, получаемых при геотермических исследованиях по некоторому ограниченному интервалу времени, является определе-

ние температуры поверхности дна, разности температур (градиента), коэффициентов теплопроводности и температуропроводности морских отложений, величины теплового потока.

Определение искомых параметров производится методом прямого перебора, в котором численным методом вычисляется несобственный интеграл, используются формулы для температуры, справедливые при больших и малых значениях времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демидович Б. П., Марон И. А. Основы вычислительной математики.— М.: Физматгиз, 1960.
2. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.
3. Лаврентьев М. А., Шабат Б. В. Методы теории функций комплексного переменного.— М.: Наука, 1965.
4. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.
5. Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.
6. Справочник по специальным функциям.— М.: Наука, 1979.
7. Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.
8. Тепловое поле недр Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
21 мая 1990 г.

КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

М. А. Мишкин, С. Н. Лаврик

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА
И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

УДК 550.4 : 552.16 + 551.71

Рассмотрены особенности распределения Cr, Ni, Co, Cu в пелитах докембрийских зеленокаменных поясов и в метапелитах гранулитогнейсовых областей. Сделан вывод о том, что содержания этих металлов в метапелитах не зависят (или мало зависят) от степени метаморфизма пород, а отражают палеофациальные условия осадконакопления.

Подтвержден ранее сделанный вывод С. Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннона о возрастании содержания Cr,

Ni, Co, Cu в пелитах от фанерозоя к раннему архею. Эта закономерность может быть использована при возрастном расчленении метаморфических комплексов. Аномальные содержания Cr и Ni в пелитах платформенных и субплатформенных образований древних щитов могут быть использованы при оценке перспектив золотоносности сопутствующих им конгломератов.

Для решения проблемы эволюции континентальной земной коры важное значение имеют исследования геохимических особенностей осадочных пород разных этапов ее исторического развития.

Рассматривая этот вопрос, С. Р. Тейлор и С. М. Мак-Леннон [5] на основе обобщения обширного материала впервые обратили внимание на некоторые геохимические отличия архейских и постархейских глинистых пород. Так, в частности, ими было отмечено, что архейские глинистые сланцы обогащены Cr, Ni, Co, Cu по сравнению с постархейскими. На составленной ими диаграмме содержаний Cr и Ni в глинистых породах отчетливо выделяются поля ранне-, поздне- и постархейских по-

род (рис. 1). Как видно из диаграммы, раннеархейские глинистые породы характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr и Ni.

Однако проведенные нами исследования с привлечением дополнительных опубликованных материалов показали, что четкого разделения полей пород этих возрастных групп по содержанию Cr и Ni не существует (рис. 2) и между ними намечаются значительные обла-

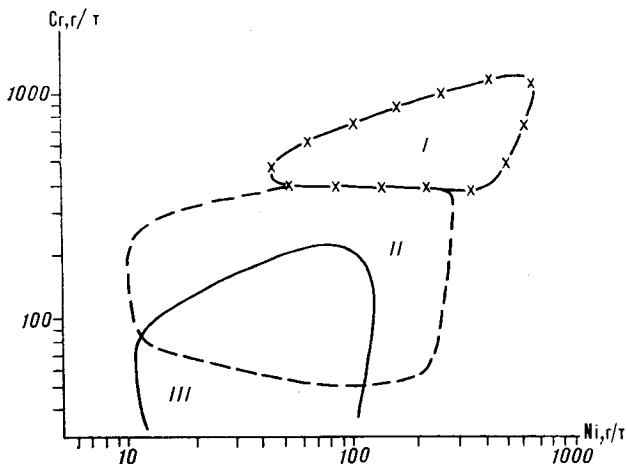


Рис. 1. Содержание Cr и Ni в пелитах раннего (I), позднего (II) и пост-(III) архея (по [5]).

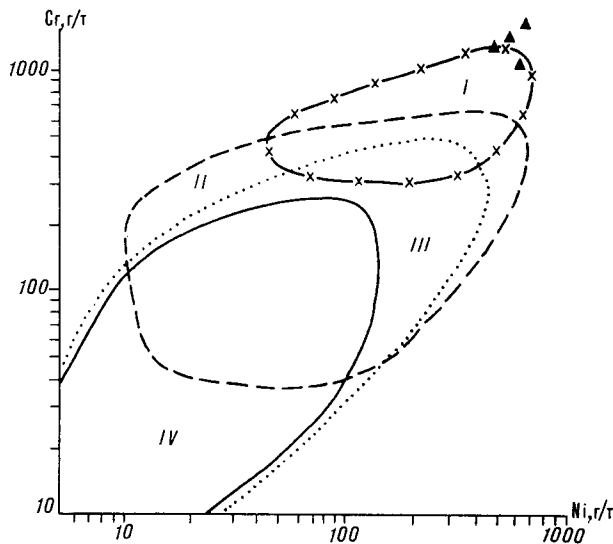


Рис. 2. Содержание Cr и Ni в пелитах раннего архея (I), позднего архея (II), протерозоя (III), фанерозоя (IV); черные треугольники — содержания Cr и Ni в пелитах Центрального Ранда Южной Африки [7].

Таблица 1

Химический состав бедных кальцием сланцев и гнейсов сутамского комплекса Алданского щита

| Номер пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | Ппп | Σ | Cr | Co | Ni | Cu |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|--------|-----|----|-----|-----|
| 1. А-407-2 | 59,45 | 0,92 | 20,21 | 1,91 | 6,09 | 0,08 | 3,31 | 1,12 | 1,60 | 3,78 | 0,10 | 0,18 | 0,84 | 99,59 | 210 | 22 | 56 | 60 |
| 2. А-408 * | 60,48 | 0,89 | 19,35 | н. д. | 9,72 | 0,09 | 2,98 | 0,86 | 1,79 | 3,45 | н. д. | н. д. | н. д. | 99,62 | 270 | 32 | 130 | 91 |
| 3. 34-А * | 61,33 | 0,86 | 19,11 | н. д. | 6,47 | 0,01 | 3,68 | 2,13 | 3,08 | 2,93 | н. д. | н. д. | н. д. | 99,60 | 249 | 17 | 182 | 50 |
| 4. 48-В-2 | 59,65 | 0,94 | 21,02 | 1,83 | 7,37 | 0,08 | 2,36 | 0,42 | 0,75 | 3,75 | 0,08 | 0,00 | 1,52 | 99,77 | 130 | 4 | 50 | 57 |
| 5. 24-А | 65,93 | 0,83 | 14,13 | 1,00 | 6,38 | 0,12 | 3,23 | 3,03 | 2,83 | 1,72 | 0,07 | 0,20 | 0,29 | 99,76 | 319 | 22 | 108 | 56 |
| 6. 31-3 | 65,45 | 0,60 | 16,31 | 0,40 | 3,48 | 0,08 | 3,96 | 2,35 | 3,26 | 3,10 | 0,12 | — | 0,84 | 99,95 | 186 | 16 | 103 | 30 |
| 7. 32-1 | 66,60 | 0,62 | 14,90 | 0,95 | 2,72 | 0,02 | 3,81 | 2,18 | 2,77 | 4,19 | 0,11 | 0,00 | 0,63 | 99,50 | 190 | 10 | 44 | 22 |
| 8. 62-А | 52,00 | 1,63 | 13,56 | 1,32 | 12,39 | 0,19 | 8,68 | 3,23 | 2,83 | 1,75 | 0,19 | 0,00 | 1,87 | 99,64 | 650 | 44 | 620 | 100 |
| 9. 47-В-3 | 68,25 | 0,37 | 16,95 | 1,28 | 3,15 | 0,08 | 5,32 | 0,28 | 0,50 | 1,50 | 0,09 | 0,16 | 1,76 | 99,69 | 168 | 17 | 55 | 39 |
| 10. 51-А-1 | 66,85 | 1,38 | 11,73 | 2,40 | 5,66 | 0,08 | 3,36 | 3,72 | 3,00 | 1,00 | 0,26 | 0,17 | 0,62 | 100,23 | 164 | 24 | 89 | 80 |
| 11. А-405 * | 59,84 | 0,7 | 18,6 | н. д. | 8,6 | 0,26 | 2,18 | 3,58 | 3,39 | 2,86 | н. д. | н. д. | н. д. | 100,06 | 340 | 25 | 110 | 22 |
| 12. 29-1 | 57,32 | 1,60 | 14,89 | 0,31 | 11,53 | 0,13 | 4,23 | 4,92 | 3,55 | 0,86 | 0,24 | — | — | 99,58 | 144 | 39 | 97 | 74 |
| 13. М-5 | 61,90 | 0,67 | 15,62 | 1,81 | 6,09 | 0,11 | 2,71 | 2,84 | 2,43 | 3,77 | 0,17 | 0,19 | 1,26 | 99,57 | 160 | 18 | 75 | 50 |
| 14. 51-А | 42,50 | 1,20 | 23,18 | 2,25 | 12,72 | 0,27 | 5,97 | 4,77 | 1,67 | 3,83 | 0,17 | 0,21 | 1,26 | 100,00 | 340 | 25 | 64 | 25 |
| 15. 98-Б-1 | 62,85 | 0,86 | 13,37 | 3,43 | 4,65 | 1,20 | 3,39 | 3,09 | 1,87 | 2,08 | 0,19 | 0,11 | 3,18 | 99,87 | 368 | 91 | 75 | 247 |

Примечание. Здесь и далее в таблицах содержания петрогенных окислов даны в мас. % (аналитики З. С. Натарева, Л. И. Недашковская, ДВГИ ДВО АН СССР). Содержания микроэлементов (в г/т) определены количественным эмиссионно-спектральным методом (аналитики Л. И. Азарова, В. И. Сеченская, ДВГИ ДВО АН СССР). * — определение петрогенных окислов выполнено на квантометре (аналитик В. Т. Ковалев, ДВГИ ДВО АН СССР). 1, 2 — силлиманит-гранатовые гнейсы, правобережье р. Сутам, выше устья кл. Туптикан; 3 — гранат-кордирит-биотитовый гнейс, правобережье р. Сутам выше устья р. Тас-Юрях; 4 — графит-силлиманит-гранатовый гнейс, правобережье р. Сутам выше устья р. Тас-Юрях; 5 — биотит-гранатовый гнейс, правобережье р. Сутам, выше устья Туптикан; 6 — гиперстен-кордиритовый гнейс, левобережье р. Тас-Юрях; 7 — гранат-гиперстеновый гнейс, правобережье р. Сутам, устье Туптикан; 8 — биотит-гиперстеновый гнейс, левобережье р. Сутам выше устья р. Большая Даурка; 9 — гранат-кордирит-гиперстеновый гнейс, правобережье р. Сутам, выше устья р. Тас-Юрях; 10 — гиперстеновый гнейс, левобережье р. Сутам, выше устья р. Тас-Юрях; 11 — гиперстеновый гнейс, правобережье р. Усмун; 12 — гиперстеновый гнейс, правобережье р. Сутам, ниже устья кл. Туптикан; 13 — биотит-гранатовый гнейс, левобережье р. Сутам, ниже устья р. Тугурук; 14 — биотит-гранатовый сланец, левобережье р. Сутам, выше устья р. Тас-Юрях; 15 — гранат-биотит-графитистый гнейс, р. Сутам, устье кл. Абрамцева.

Таблица 2

Петрохимические коэффициенты и исходный состав бедных кальцием сланцев и гнейсов сутамского комплекса Алданского щита

| Номер пробы | Исходная порода | | | | Исходная порода | Номер пробы | Исходная порода | | | | Исходная порода |
|-------------|-----------------|-------|------------|-----------------|----------------------------------------|-------------|-----------------|-------|------------|-----------------|-----------------|
| | Na/K | Ca/Mg | Fe/(Ca+Mg) | Al/(Na+K+Ca+Mg) | | | Na/K | Ca/Mg | Fe/(Ca+Mg) | Al/(Na+K+Ca+Mg) | |
| 1. А-407-2 | 0,66 | 0,24 | 1,06 | 1,70 | Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина | 8. 62-А | 2,46 | 0,27 | 0,69 | 0,66 | » |
| 2. А-408 | 0,78 | 0,21 | 1,53 | 1,74 | Монтмориллонитовая глина | 9. 47-В-3 | 0,5 | 0,04 | 0,44 | 1,81 | » |
| 3. 34-А | 1,61 | 0,41 | 0,63 | 1,28 | То же | 10. 51-А-1 | 4,36 | 0,79 | 0,73 | 8,56 | » |
| 4. 48-В-2 | 0,30 | 0,12 | 1,92 | 2,45 | Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина | 11. А-405 | 1,79 | 1,17 | 1,03 | 1,27 | » |
| 5. 24-А | 2,5 | 0,67 | 0,76 | 1,06 | Монтмориллонитовая глина | 12. 29-1 | 6,27 | 0,84 | 0,85 | 0,90 | » |
| 6. 31-3 | 1,6 | 0,43 | 0,40 | 1,03 | То же | 13. М-5 | 0,99 | 0,75 | 0,91 | 1,11 | » |
| 7. 32-1 | 1,00 | 0,41 | 0,37 | 0,94 | » | 14. 51-А | 0,66 | 0,58 | 0,88 | 1,25 | » |
| | | | | | | 15. 98-Б-1 | 1,23 | 0,66 | 0,77 | 1,12 | » |

Таблица 3

Химический состав бедных кальцием сланцев и гнейсов иликанской серии станового комплекса

| Номер пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | Ппп | Σ | Cr | Co | Ni | Cu |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|------|--------|-----|----|----|-----|
| 1. Г-28 | 52,10 | 0,73 | 17,90 | 0,63 | 14,43 | 0,14 | 4,93 | 1,63 | 2,05 | 3,14 | — | сл. | 1,99 | 99,67 | 240 | 32 | 91 | 28 |
| 2. Г-55 | 44,10 | 1,12 | 34,21 | 1,16 | 4,97 | сл. | 4,10 | 2,11 | 1,36 | 3,35 | — | 0,25 | 3,50 | 99,98 | 220 | 30 | 96 | 17 |
| 3. Г-55е | 56,50 | 1,00 | 18,12 | 0,13 | 8,69 | 0,10 | 5,12 | 4,15 | 2,02 | 2,87 | 0,30 | 0,22 | 1,26 | 100,48 | 200 | 34 | 80 | 23 |
| 4. Г-58 | 60,20 | 0,86 | 22,08 | 0,25 | 8,23 | 0,13 | 2,90 | 1,87 | 0,99 | 1,77 | 0,42 | 0,16 | 0,80 | 100,50 | 130 | 27 | 80 | 27 |
| 5. Г-512 | 59,60 | 0,47 | 11,93 | 2,66 | 16,14 | 0,17 | 3,13 | 1,74 | 0,31 | 1,71 | — | 0,12 | 1,78 | 99,64 | 180 | 16 | 83 | 27 |
| 6. Г-35 | 47,20 | 2,06 | 18,90 | 3,75 | 7,14 | 0,06 | 6,94 | 4,36 | 3,02 | 4,27 | — | 0,20 | 1,91 | 99,61 | 40 | 22 | 23 | 7 |
| 7. Г-5216 | 55,70 | 0,79 | 17,57 | 4,10 | 4,97 | 0,99 | 4,98 | 3,19 | 4,00 | 1,49 | — | 0,44 | 2,00 | 99,78 | 170 | 40 | 79 | 140 |

Примечание. 1 — кванцит-гранат-биотитовый сланец, р. Гиллой; 2 — кванцит-гранат-биотитовый сланец, р. Гиллой, кл. Раковский; 3 — гранат-биотитовый гнейс, р. Гиллой, кл. Раковский; 4 — гранат-кванцит-ставродит-биотитовый гнейс, р. Гиллой, кл. Талый; 5 — гранат-мусковит-биотитовый гнейс, р. Желтулак; 6 — биотитовый гнейс, р. Гиллой, р. Талга; 7 — р. Тимитон, кл. Манахта-1.

Петрохимические коэффициенты и исходный состав бедных кальцием сланцев и гнейсов иликанской серии станового комплекса

| Номер пробы | Na | Ca | Fe | Al | Исходная порода |
|-------------|------|------|-------|------------|---------------------------------------------|
| | K | Mg | Ca+Mg | Na+K+Ca+Mg | |
| 1. Г-28 | 0,99 | 0,24 | 1,38 | 1,24 | Монтмориллонитовая глина |
| 2. Г-55 | 0,62 | 0,37 | 0,60 | 2,64 | То же |
| 3. Г-55е | 1,07 | 0,58 | 0,61 | 1,08 | » |
| 4. Г-58 | 0,85 | 0,46 | 1,12 | 2,48 | Гидрослюдисто-монтморилло- нитовая глина |
| 5. Г-512 | 0,28 | 0,40 | 2,37 | 1,51 | Монтмориллонитовая глина |
| 6. Г-35 | 1,07 | 0,45 | 0,58 | 0,85 | То же |
| 7. Г-5216 | 4,08 | 0,46 | 0,67 | 1,01 | » |

сти взаимного перекрытия. В то же время общая тенденция возрастания содержаний металлов указанной группы в глинистых породах от молодых к древним, намеченная С. Р. Тейлором и С. М. Мак-Ленном, несомненно существует. Как видно из диаграммы (см. рис. 2), отмечается последовательное увеличение максимальных содержаний Cr и Ni в глинистых породах от фанерозоя к протерозою, верхнему и нижнему архею.

Интересное исключение отмечено лишь для верхнеархейской (2800 млн лет) супергруппы Витватерсранд Южной Африки. Здесь установленные в глинистых сланцах содержания Cr и Ni являются максимальными из всех изученных авторами опубликованных материалов. В верхней части разреза супергруппы Витватерсранд, где сосредоточено основное число горизонтов золоторудных конгломератов, содержания Cr достигают 1500 г/т, а Ni — 600 г/т [7]. Этот факт подтверждает точку зрения Р. П. Вильсона с соавторами [6] о том, что источником золота месторождений Витватерсранда явился раннеархейский зеленокаменный пояс Барбертон (или его аналоги), содержащий мощные толщи коматитов, а также золоторудные кварцевые и кварц-сульфидные жилы. Кроме того, и сами пелиты формации Свазиленд, пояса Барбертон содержат Cr в количестве до 800 г/т и Ni — до 500 г/т. Именно переывом пород раннеархейских зеленокаменных поясов можно объяснить уникальные особенности позднеархейских субплатформенных

образований супергруппы Витватерсранд как в отношении золотоносности ее конгломератов, так и в отношении содержаний Cr и Ni в пелитах.

Диаграммы рис. 1 и 2 построены на основе анализов неметаморфизованных или слабометаморфизованных (не выше зеленосланцевой фации) пород докембрийских зеленокаменных поясов и отложений фанерозоя.

Особый интерес представляет вопрос о том, как выдерживаются установленные выше закономерности для высокометаморфизованных областей докембрия. С этой целью проведено исследование распределения элементов-примесей — Cr, Ni, Co, Cu в бедных кальцием ($CaO \leq 5$ мас. %) метапелитах раннеархейского сутамского комплекса юга Алданского щита, позднеархейской Становой складчатой области (Иликанская зона) и раннепротерозойского Желтулакского трога.

Породы сутамского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Гранат-кордиерит-силлиманитовые, биотит-гиперстенные, биотит-гиперстен-кордиеритовые сланцы и гнейсы на диаграммах реконструкций [1] интерпретируются как метапелиты (табл. 1, 2).

Позднеархейский комплекс Иликанской зоны Становой области метаморфизован в условиях амфиболитовой фации. Метапелиты этого комплекса представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, кшанит-гранат-биотитовыми, гранат-биотит-мусковитовыми сланцами и гнейсами (табл. 3, 4).

Таблица 5

Химический состав бедных кальцием сланцев Желтулакского трога

| Номер пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | Ппп | Σ | Cr | Co | Ni | Cu |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----|---|----|----|----|----|
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----|---|----|----|----|----|

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|-----|----|----|----|
| 1. Л-1045 | 68,10 | 0,43 | 14,35 | 2,59 | 2,97 | 0,05 | 2,06 | 2,43 | 4,41 | 2,15 | 0,17 | 0,0 | 0,81 | 100,52 | 69 | 10 | 34 | 18 |
| 2. Л-1047 | 70,50 | 0,25 | 16,39 | 1,34 | 0,61 | 0,02 | 0,65 | 1,80 | 4,98 | 2,82 | 0,12 | 0,17 | 0,51 | 100,56 | 14 | 5 | 8 | 11 |
| 3. Л-1048А2 | 63,20 | 0,69 | 16,80 | 1,74 | 2,87 | 0,07 | 1,67 | 3,40 | 5,34 | 2,58 | 0,24 | 0,0 | 1,33 | 99,87 | 9 | 11 | 15 | 10 |
| 4. Л-1048А3 | 57,60 | 1,41 | 13,14 | 5,96 | 6,37 | 0,14 | 2,0 | 2,54 | 3,46 | 3,29 | 0,24 | 0,23 | 3,12 | 99,5 | 5 | 19 | 16 | 75 |
| 5. Л-1050л | 57,35 | 0,78 | 16,14 | 3,98 | 3,48 | 0,14 | 3,95 | 5,1 | 3,09 | 3,38 | 0,3 | — | 1,82 | 99,51 | 140 | 11 | 44 | 7 |

Примечание. 1 — биотитовый сланец, левобережье р. Бол. Желтулак, выше устья кл. Иличи; 2—4 — биотит-мусковитовые сланцы, южные окрестности пос. Желтулак; 5 — гранат-биотит-мусковитовый сланец, устье руч. Балдыглия, р. Бол. Желтулак.

Таблица 6

Петрохимические коэффициенты и исходный состав бедных кальцием сланцев Желтулакского трога (исходная порода — монтмориллонитовая глина)

| Номер пробы | Na | Ca | Fe | Al |
|-------------|------|------|-------|------------|
| | K | Mg | Ca+Mg | Na+K+Ca+Mg |
| 1. Л-1045 | 3,16 | 0,84 | 0,78 | 1,0 |
| 2. Л-1047 | 2,68 | 2,0 | 0,5 | 1,19 |
| 3. Л-1048А2 | 3,09 | 1,49 | 0,46 | 1,01 |
| 4. Л-1048А3 | 1,61 | 0,9 | 1,72 | 0,93 |
| 5. Л-1050л | 1,39 | 0,93 | 0,51 | 0,88 |

Раннепротерозойский метаморфический комплекс Желтулакского трога зонально метаморфизован в условиях от зеленсланцевой до эпидиот-амфиболитовой фации. Метапелиты трога включают биотитовые, биотит-мусковитовые, гранат-мусковитовые, серицитовые, графитисто-серицитовые сланцы. Содержания элементов-примесей приведены в табл. 1, 3, 5, 6. Приведенные данные свидетельствуют о последовательном увеличении содержания Cr, Ni, Co, Cu в метапелитах от молодых комплексов к древним (рис. 3, 4).

Высокие содержания Cr и Ni устанавливаются в метапелитах гранулитовых комплексов и других регионов мира. Так, например, в гранатовых гнейсах раннеархейского гранулитового комплекса Земли Эндерби в Антарктиде, интерпретируемых нами как пелиты, содержания хрома достигают 550 г/т [4]. В гранулитовых гнейсах комплекса Цяньси, провинции Хэбэй Китая, интерпретируемых как пелиты, отмечены следующие пределы содержания металлов рассматриваемой группы (г/т): Cr — 181—355; Ni — 15—89; Co — 6—62 [3]. Име-

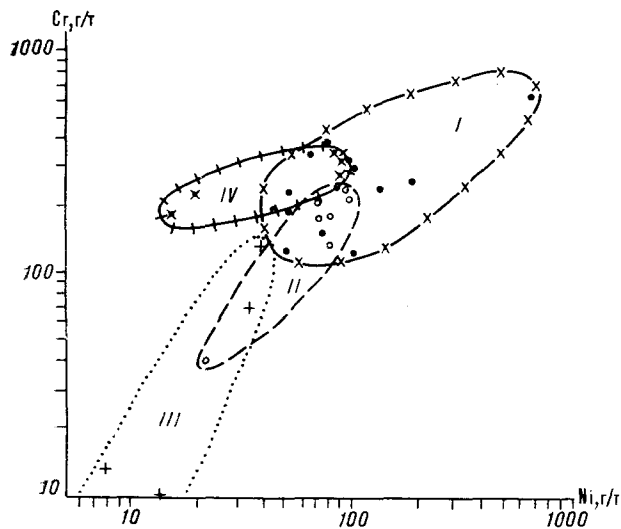


Рис. 3. Содержание Cr и Ni в метапелитах Сутамского блока Алдана AR₁ (I), Иликанской зоны Становой области AR₂ (II), Желтулакского трога PR₁ (III), комплекса Цяньси (провинция Хэбэй, Китай [3]) (IV).

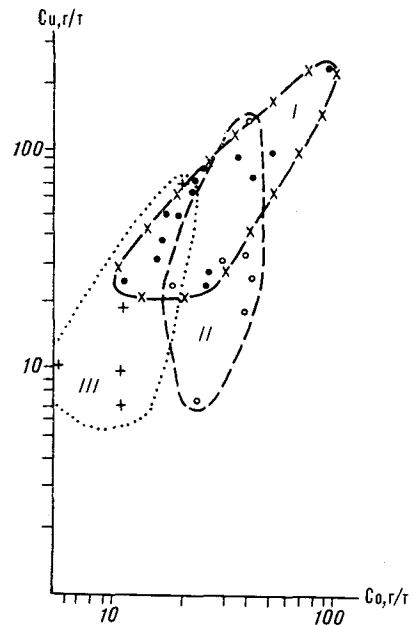


Рис. 4. Содержание Cu и Co в метапелитах Сутамского блока Алдана AR₁ (I), Иликанской зоны Становой области AR₂ (II) и Желтулакского трога PR₁ (III).

ющиеся данные, отраженные на диаграмме рис. 3, дают основание для вывода о том, что для высокометаморфизованных пелитов докембрия сохраняются особенности распределения Cr и Ni, намеченные С. Р. Тэйлором и С. М. Мак-Ленноном для слабометаморфизованных глинистых пород докембрийских зеленокаменных поясов.

Приведенные материалы позволяют полагать, что содержания Cr, Co, Ni, Cu в метапелитах не зависят (или зависят весьма незначительно) от степени метаморфизма пород, а отражают палеофациальные условия осадконакопления. Высокие содержания Cr, Co, Ni, Cu в архейских пелитах могут свидетельствовать о широком участии основных и ультраосновных магматических пород в качестве источников сноса.

Выявленные геохимические особенности пелитов соответствуют общим закономерностям развития питающих провинций континентальных блоков, которое, по Н. М. Страхову [2], шло от преобладания базитов на ранних стадиях развития Земли к преобладанию осадочных образований на более поздней. Установленные особенности содержания изученной группы металлов могут быть использованы для возрастного расчленения метаморфических комплексов.

Кроме того, аномальные содержания Cr и Ni в пелитах платформенных и субплатформенных образований древних щитов могут иметь, как это показывает пример супергруппы Витватерсранд, определенное значение при оценке перспектив золотоносности сопутствующих им конгломератов.

1. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1981.
2. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2.— М.: Наука, 1960.
3. Jahn B., Zhang Z. Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications // Contrib. Miner. and Petrol.— 1984.— V. 85.— P. 224—243.
4. Sandiford M., Wilson C. J. Z. The origin of archaean gneisses in the Fyfe Hills Region, Enderby Land; field occurrence, petrography and geochemistry // Precambrian Research.— 1986.— V. 31.— P. 37—68.
5. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition.— Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985.
6. Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J. Some thoughts on the origin processes responsible for the concentrations of gold in the Precambrian of Southern Africa // Mineralium deposita.— 1970.— V. 5, N 2.— P. 164—180.
7. Wronkiewicz D. J., Condie K. C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Sourcearea Weathering and provenance // Geochim et Cosmochim. Acta.— 1987.— V. 51.— P. 2401—2416.

ДВИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
4 июня 1990 г.

УДК (549.618.1 + 549.621.91) : 552.321.6

А. В. Округин, А. А. Сурнин

ЦОИЗИТ И ГИДРОГРОССУЛЯР В ПЕРИДОТИТАХ УЯМКАНДИНСКОГО МАССИВА ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ ЗОНЫ

На северо-востоке СССР в бассейне р. Большой Анюй в составе Уямкандинского расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива установлены специфические разновидности ультрабазитов — цоизит-гидрогроссуляровые оливиниты и перидотиты. Описываемые разновидности пород слагают небольшие (до 1—2 м) изометричные или линзовидные шпировые тела среди массивных оливинитов и перидотитов. Гидрогроссуляр и цоизит наряду с пироксеном выполняют интерсти-

ционные полости между идиоморфными агрегатами оливина. Количество граната и цоизита достигает 10—20 % объема породы.

Морфологические особенности обособлений цоизит-гидрогроссуляровых перидотитов с хорошо сохранившимися первично-магматическими структурами, отсутствие следов метасоматического преобразования пород позволяют считать данные породы автометаморфическими разностями ультрамафитов.

На северо-востоке СССР в бассейне р. Большой Анюй среди многочисленных тел базит-ультрабазитового состава известен Уямкандинский массив расслоенных мафит-ультрамафитовых пород [3—5]. Он сложен преимущественно чередующимися макрослоями лерцолитов, верлитов и оливиновых меланократовых габбро, среди которых встречаются мощные (до 10—15 м) линзовые обособления оливинитов и более мелкие (до 5 м) секущие тела пироксеновых лейкократовых габбро. Иногда последние образуют мелкую ритмичную расслоенность с меланократовыми габбро. Оливиниты и перидотиты представлены частично серпентинизированными среднезернистыми панидиоморфно-зернистыми и гипидиоморфно-зернистыми породами, состоящими, в основном, из хризолита (Fa_{14-20}), диопсида ($\text{Wo}_{44-46}\text{En}_{46-49}\text{Fs}_{6-9}$) и бронзита (Fs_{12-18}). Рудные включения сложены хромшкотитом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 31-38\%$). Меланократовое габбро состоит из оливина (Fa_{22-24}), диопсид-авгита ($\text{Wo}_{43-47}\text{En}_{45-47}\text{Fs}_{7-11}$), бронзита (Fs_{20-22}), битовнита (An_{85-88}) и единичных включений феррихромита ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 23-30\%$). Пироксеновое габбро характеризуется высоким содержанием плагиоклаза, что придает ему лейкократовый облик. Детальное исследование

минерального состава пород массива позволило установить среди них наличие своеобразных образований — цоизит-гидрогроссуляровых перидотитов. Присутствие граната (до 15 %) в оливинитах р. Уямканда отмечалось ранее [3]. Общая характеристика Уямкандинского интрузива и слагающих его пород давалась в [4], и здесь мы приводим детальную минералогическую характеристику данных специфических разновидностей ультрамафитов.

Описываемые разновидности пород слагают небольшие (до 1—2 м) изометричные или линзовидные шпировые выделения среди темно-зеленых массивных оливинитов и перидотитов. От последних они отличаются пятнистой текстурой, обусловленной присутствием белых вкрапленников гидрогроссуляра и цоизита (рис. 1, а, б). Гидрогроссуляр и цоизит наряду с пироксеном выполняют интерстиционные полости между идиоморфными агрегатами оливина (рис. 2). Количество гидрогроссуляра и цоизита в перидотитах колеблется от единичных выделений до 10—20 % объема породы. Размеры выделений в основном составляют 1—2 мм. В оливинитах встречается преимущественно гидрогроссуляр, а в лерцолитах и верлитах — цоизит. Иногда в тесном сростании с

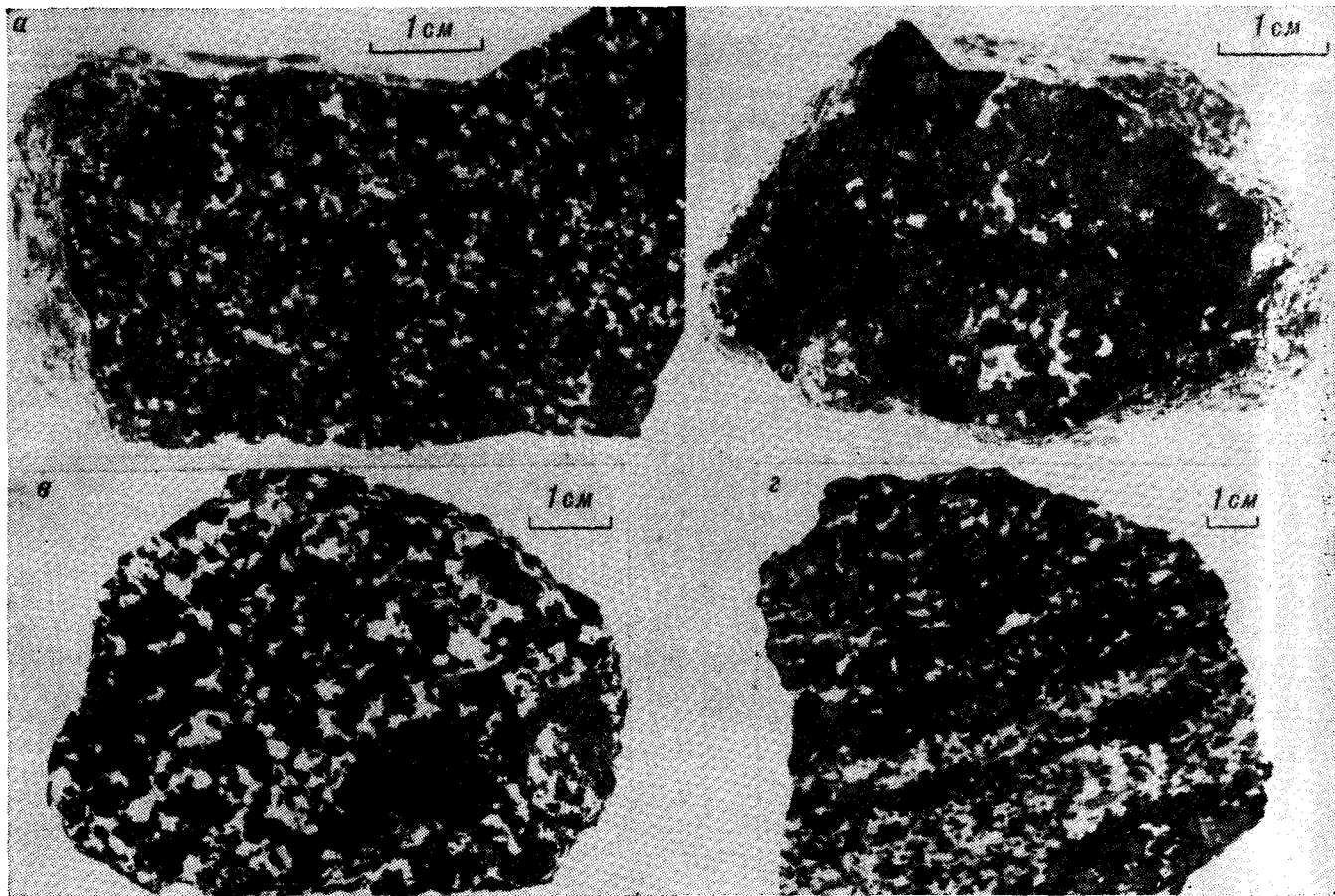


Рис. 1. Цоизит-гидрогроссуляровые перидотиты и габбро Уямкандинского массива. а — цоизит-гидрогроссуляровые оливиниты; б — гидрогроссуляр-цоизитовые верлиты; г — оливиновые габбро; з — «полосчатое» габбро.

гранатом и цоизитом встречаются мелкие выделения битовнита, и поэтому данные породы нами первоначально [4] были описаны как плагиоклазовые перидотиты, в которых плагиоклаз частично превращен в аморфный или землистый изотропный агрегат. Плагиоклаз-цо-

изит-гидрогроссуляровые агрегаты макроскопически практически не различимы, и их диагностика возможна только оптическими и аналитическими методами.

Гидрогроссуляр в перидотитах белый со слабым зеленоватым оттенком. Под микроскопом

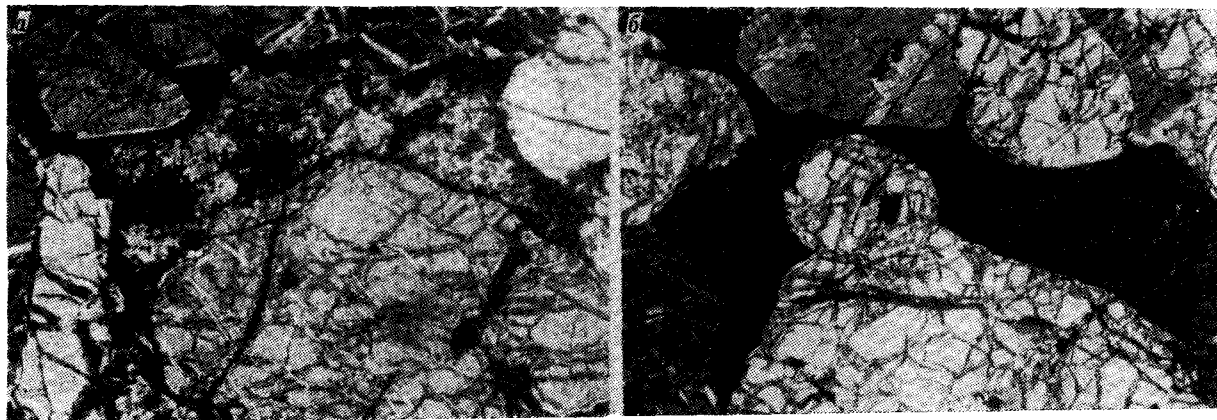


Рис. 2. Интерстиционные выделения цоизита (а) и гидрогроссуляра (б) в перидотитах. $\times 38$. Никколи +

Химический состав минералов из пород Уямкандинского массива, мас. %

| Компоненты | Гидрогроссуляр | | | | | | Цоизит | | Пренит | | Плагноклаз | | Пренит | | | |
|--------------------------------|----------------|-------|-------|-----------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|------------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|
| | Оливиниты | | | Лерцолиты | | | | | | | | | Меланократовое габбро | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8(ц) | 9(ц) | 10(к) | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 34,76 | 34,89 | 36,83 | 36,06 | 36,77 | 34,37 | 39,53 | 40,38 | 41,20 | 43,52 | 45,68 | 45,21 | 46,60 | 44,80 | 42,79 | 46,41 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 20,73 | 20,80 | 19,76 | 21,67 | 21,34 | 21,73 | 31,99 | 35,00 | 32,45 | 27,05 | 35,11 | 35,36 | 34,57 | 35,49 | 25,35 | 25,12 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,65 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 |
| FeO * | 3,01 | 3,05 | 4,93 | 2,78 | 0,76 | 2,91 | 3,43 | 0,23 | 0,28 | 0,16 | 0,26 | 0,26 | 0,46 | 0,31 | 0,23 | 0,05 |
| MnO | 0,15 | 0,08 | 0,06 | 0,13 | 0,07 | 0,09 | 0,18 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,06 |
| MgO | 0,58 | 0,34 | 0,11 | 2,67 | 0,12 | 0,45 | 0,00 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,17 | 0,00 |
| CaO | 35,49 | 37,09 | 36,85 | 33,66 | 37,03 | 36,10 | 21,97 | 17,41 | 19,47 | 25,56 | 17,12 | 17,30 | 17,15 | 17,26 | 26,98 | 25,20 |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,01 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 1,79 | 2,32 | 0,09 | 1,15 | 1,21 | 1,81 | 1,28 | 0,09 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,22 | 0,13 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| С у м м а | 94,78 | 96,27 | 98,60 | 97,01 | 96,80 | 95,70 | 97,22 | 95,13 | 95,90 | 96,46 | 99,68 | 99,40 | 100,75 | 99,23 | 95,68 | 96,70 |
| Si | 2,637 | 2,590 | 2,745 | 2,653 | 2,776 | 2,548 | 3,044 | 3,101 | 3,133 | 2,953 | 2,107 | 2,091 | 2,124 | 2,076 | 2,930 | 3,129 |
| ОН/4 | 0,362 | 0,409 | 0,255 | 0,346 | 0,223 | 0,451 | 0,250 | 0,250 | 0,250 | 0,500 | — | — | — | — | 0,500 | 0,500 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,012 |
| Al | 1,856 | 1,826 | 1,738 | 1,881 | 1,903 | 1,901 | 2,908 | 3,173 | 2,913 | 2,167 | 1,909 | 1,928 | 1,856 | 1,939 | 2,047 | 2,009 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,039 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| Fe ³⁺ | 0,144 | 0,174 | 0,262 | 0,119 | 0,047 | 0,099 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ²⁺ | 0,047 | 0,016 | 0,044 | 0,051 | 0,000 | 0,082 | 0,220 | 0,015 | 0,018 | 0,009 | 0,010 | 0,010 | 0,018 | 0,012 | 0,013 | 0,003 |
| Mn | 0,010 | 0,005 | 0,004 | 0,008 | 0,005 | 0,006 | 0,012 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,004 |
| Mg | 0,066 | 0,038 | 0,013 | 0,292 | 0,014 | 0,050 | 0,000 | 0,008 | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,017 | 0,000 |
| Ca | 2,874 | 2,940 | 2,932 | 2,644 | 2,984 | 2,858 | 1,806 | 1,427 | 1,580 | 1,852 | 0,846 | 0,857 | 0,837 | 0,857 | 1,980 | 1,832 |
| Na | 0,008 | 0,002 | 0,009 | 0,003 | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,267 | 0,343 | 0,012 | 0,130 | 0,108 | 0,160 | 0,115 | 0,012 | 0,013 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,013 | 0,008 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,002 |
| С у м м а | 8,005 | 8,001 | 8,002 | 7,998 | 7,998 | 8,001 | 8,002 | 8,004 | 8,001 | 7,000 | 5,004 | 4,997 | 5,003 | 5,004 | 7,002 | 7,004 |
| Гроссуляр | 88,7 | 89,3 | 84,9 | 82,4 | 97,1 | 90,5 | — | — | — | An | 86,5 | 88,7 | 83,8 | 88,1 | — | — |
| Андрадит | 7,2 | 8,7 | 13,1 | 5,9 | 2,4 | 4,9 | — | — | — | Ab | 13,3 | 11,2 | 16,0 | 11,8 | — | — |
| Пироп | 2,2 | 1,3 | 0,4 | 9,7 | 0,4 | 1,7 | — | — | — | Or | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | — | — |
| Альмандин | 1,6 | 0,5 | 1,5 | 1,7 | 0,0 | 2,7 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Спессартин | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе «CAMEBAX-MICRO» Н. В. Лесковой. * Все железо в виде FeO. Определение ОН и разделение Fe³⁺ и Fe²⁺ производится путем пересчета на стехиометрическую формулу. **— сумма для цоизитов и пренита приводится без учета ОН. ц — центр зерна, к — край.

он имеет белый или коричневатый мутный цвет. Минерал изотропен, $N = 1,740-1,742$. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа в гранате кроме основных составляющих SiO₂, CaO, Al₂O₃ установлены примеси FeO, MgO, MnO и, реже, Cr₂O₃ (табл. 1). Постоянный недостаток в сумме анализов, видимо, объясняется наличием воды в структуре минерала и его расчетная формула полностью соответствует формуле гидрогроссуляра, содержащего 3—4 % H₂O. Принадлежность минерала к группе гранатов подтверждается рентгеноструктурным анализом (табл. 2).

Цоизит выделяется своей анизотропностью ($N_g = 1,678$, $N_p = 1,670$) и желто-серой интерференционной окраской. В проходящем свете часто наблюдается бурая окраска. Цоизит обычно белый, очень редко встречаются розовые выделения туллита. Микрозондовым анализом (ан. 7 в табл. 1) в туллите установлена повышенная (0,18 %) примесь MnO, обуслов-

ливающая его розовую окраску. В минерале также отмечаются изоморфные примеси Na₂O, K₂O, FeO, и его состав достаточно точно рассчитывается на стехиометрическую формулу цоизита. Рентгенографические исследования показывают, что по структуре минерал относится к клиноцоизиту (см. табл. 2). Отдельные недиагностированные линии, вероятно, принадлежат отражениям примазок серпентина.

В незначительном количестве в составе интерстиционных агрегатов в перидотитах, наряду с гидрогроссуляром и цоизитом, встречается битовинит. Он образует мелкие изометричные двойниковые выделения с неровными расплывчатыми границами. Количество плагноклаза увеличивается от оливинитов к лерцолитам и верлитам, а в меланократовых габбро его содержание резко возрастает до 20—30 % объема породы. Плагноклаз здесь очень часто подвергается пренитизации (см. табл. 1). В меланократовых габбро плагноклаз наблюдается

Межплотностные расстояния гидрогроссуляра и клиноцоизита из перидотитов

| Гидрогроссуляр (17-4л) | | Гроссуляр по [2] | | Цоизит (17-5а) | | Эпидот по [2] | |
|------------------------|---------|------------------|---------|----------------|---------|---------------|-------|
| I | d | I | d | I | d | I | d |
| 1 | 7,04 | | | 4 | 7,32 | | |
| <1 | 4,31 | | | 2 | 4,94 | 4 | 4,50 |
| <1 | 3,60 | 3 | (3,34) | <1 | 4,66 | | |
| | | 1 | 3,13 | 1 | 3,98 | 4 | 3,97 |
| 5 | 2,945 | 8 | 2,978 | 3 | 3,51 | 4 | 3,48 |
| | | 1 | 2,796 | | | 2 | 3,41 |
| 10 | 2,655 | 10 | 2,662 | <1 | 3,24 | 4 | 3,28 |
| 1 | 2,542 | 4 | 2,545 | 10 | 2,902 | 10 | 2,90 |
| 3 | 2,439 | 6 | 2,419 | 5 | 2,818 | 6 | 2,82 |
| 3 | 2,336 | 6 | 2,323 | 4 | 2,690 | 6 | 2,68 |
| 3 | 2,178 | 6 | 2,163 | <1 | 2,585 | 6 | 2,60 |
| <1 | 2,097 | 2 | (2,116) | <1 | 2,531 | 4 | 2,53 |
| | | 1 | 1,982 | 2 | 2,448 | | |
| 4 | 1,925 | 8 | 1,915 | 4 | 2,400 | 8 | 2,40 |
| 1 | 1,897 | 2 | 1,877 | 3 | 2,292 | 4 | 2,30 |
| | | 4 | (1,809) | <1 | 2,163 | 4 | 2,16 |
| | | 5 | 1,742 | 3 | 2,105 | 6 | 2,11 |
| | | 7 | | | | 4 | 2,07 |
| 3 | 1,714 | 9 | 1,639 | | | 2 | 2,05 |
| 4ш | 1,644 | | | 4 | 1,864 | 7 | 1,88 |
| 7ш | 1,587 | 10 | 1,581 | 3 | 1,632 | 2 | 1,70 |
| 1 | 1,488 | 7 | 1,479 | 1 | 1,591 | 8 | 1,64 |
| | | 3 | (1,457) | 1 | 1,569 | 5 | 1,582 |
| | | 4 | (1,422) | 1 | 1,532 | 5 | 1,538 |
| | | 2 | (1,393) | 1 | 1,453 | 6 | 1,461 |
| | | 1 | 1,374 | 2 | 1,433 | 2 | 1,437 |
| | | 1 | 1,354 | 1 | 1,404 | 6 | 1,409 |
| 2ш | 1,331 | 8 | 1,324 | 8 | 1,389 * | 6 | 1,394 |
| 3ш | 1,297 * | 9 | 1,291 | 1 | | | |

Примечание. Условия съемки: FeK — излучение, Mп — фильтр, камера Гандольфи — 57,3 мм, диаметр образцов — 0,3 мм. Аналитик Н. В. Заякина. * — значения d менее указанных не приводятся.

в виде изометричных неправильных выделений размером 3—5 мм. Иногда образуются ритмично-чередующиеся микрослои мощностью 1—3 см, обогащенные плагиоклазом (см. рис. 1, в, г). В этом случае формируются ритмично-расслоенные зоны меланократовых и лейкократовых габбро, в которых хромшпидель-оливин-пироксеновые прослойки чередуются с пироксен-плагиоклазовыми.

Особенности морфологии обособлений цоизит-гидрогроссуляровых оливинитов и перидотитов с хорошо сохранившимися первичными магматическими структурами, интерстиционный характер выделений цоизита и гидрогроссуляра свидетельствуют об аутометаморфической природе данных пород. По этим характеристикам они резко отличаются от метасоматически преобразованных пород (родингита и др.) базит-гипербазитовых массивов. Появление гроссулярового граната в составе порового материала фиксировалось в бронзититах ультраосновной зоны Стиллуотерского расслоенного массива [6], а клиноцоизит как продукт магматической кристаллизации остаточных межкристалльных жидкостей отмечался в некоторых основных породах [1].

Исходя из внутреннего строения Уямкандин-

ского интрузива и закономерного изменения вещественного состава слагающих его пород можно предположить, что указанные специфические разновидности ультрамафитов являются продуктами кристаллизационной дифференциации пикритовой магмы в гнпабиссальной камере. В результате кумулятивного осаждения сверхкотектического оливина формируются массивные оливиниты. Интенсивная отсадка оливина приводит к захоронению некоторого количества интеркумулятного расплава и появлению цоизит-гидрогроссуляровых перидотитов в форме линзовидных или неправильных обособлений. Это также отражается в химизме цоизит-гидрогроссуляровых пород, которые отличаются от вмещающих их оливинитов и перидотитов более высоким содержанием Al_2O_3 , CaO и H_2O (табл. 3). После удаления избыточного оливина и формирования перидотитовых горизонтов в верхней части интрузива магма обогащается алюминием, кремнеземом и щелочами. Из такого расплава кристаллизуются плагиоклазовые породы — меланократовые габбро с вкрапленными выделениями битовнита или ритмично-чередующимися прослойками лейкократовых габбро.

На заключительной стадии затвердевания

Химический состав оливинитов и перидотитов Уямкандинского массива, мас. %

| Породы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Оливинит | 38,03 | 0,18 | 2,27 | 2,17 | 11,28 | 0,22 | 39,68 | 1,31 | 0,07 | 0,06 | 0,01 | 4,63 | 99,91 |
| Гроссуляровый оливинит | 37,67 | 0,06 | 5,09 | 2,68 | 8,41 | 0,17 | 32,10 | 4,16 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 9,44 | 99,89 |
| Верлит | 40,94 | 0,11 | 3,82 | 2,15 | 8,84 | 0,18 | 33,51 | 5,27 | 0,04 | 0,11 | 0,01 | 4,65 | 99,63 |
| Цоизитовый верлит | 38,96 | 0,09 | 5,57 | 2,34 | 9,70 | 0,20 | 30,63 | 5,16 | 0,11 | 0,06 | 0,01 | 7,44 | 100,27 |

Примечание. Анализы пород выполнены на квантотоме КРФ-16 в ЯИГН СО АН СССР.

магмы в поровых пространствах перидотитов в результате повышения давления воды происходит появление вместо анортита водосодержащих алюмосиликатов кальция — гидрогроссуляра и клиноцоизита. Как показывают экспериментальные работы [1], при давлении воды 2000 атм гидрогроссуляр устойчив до 850 °С, а клиноцоизит — до 500 °С. На этом позднемагматическом этапе аутометаморфизма перидотиты под давлением поровой воды испытывают также частичную серпентинизацию. Положительный объемный эффект серпентинизации

в данном случае компенсируется отрицательным объемным эффектом реакции появления более плотных фаз граната и клиноцоизита, что способствует сохранению текстурно-структурной целостности пород.

Все вышеизложенное позволяет выделить изученные нами цоизит-гидрогроссуляровые оливиниты и перидотиты из Уямкандинского массива в качестве специфических разновидностей ультраосновных пород, кристаллизующихся в составе мафит-ультрамафитовых расчлененных интрузивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1.— М.: Мир, 1965.
2. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов.— М.: Гостеолтехиздат, 1957.
3. Радзивил А. Я., Радзивил В. Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Анхойского прогиба // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. II.— Магадан: Книж. изд-во.— 1975.— С. 71—80.
4. Сурнин А. А., Округин А. В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Анхойской структуры // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 5.— С. 10—18.
5. Сурнин А. А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990.
6. Уэйджер Л., Браун Г. Расчлененные изверженные породы.— М.: Мир, 1970.

Якутский институт геологических наук СО АН СССР
Якутск

Поступила в редакцию
14 мая 1990 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.08 : 53.552.32 553.4 551.24

Ю. А. Колмогоров, А. А. Попов, В. Ю. Колмогоров

О РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ*

В связи с проблемой выделения рудно-магматических систем рассмотрена монография Н. П. Романов-

Монография Н. П. Романовского, как справедливо отметил в предисловии ответственный редактор, доктор геолого-минералогических наук И. К. Туезов, безусловно «является заметным событием в разработке проблем формирования и прогнозирования рудно-магматических систем».

Успешному решению проблемы способствовал системно-комплексный подход к исследованию с использованием огромного материала по петрофизике мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов и пород рамы, а также попытка учета изменения состава и фазового состояния вещества на современном уровне вскрытия кристаллических горных пород и более глубоких горизонтов литосферы.

Решение поставленных задач вполне аргументировано методологически и теоретически. Разработаны петрофизические критерии глубинного прогнозирования, установлены закономерности размещения и формирования гранитоидных рудно-магматических систем (РМС) и т. д. Практически заложены основы формирования нового перспективного научного направления — петрофизика гранитоидных РМС на примере Тихоокеанского пояса. Надо отметить, что работ с таким широким целенаправленным использованием петрофизических данных, насколько нам известно, нет. Работы казахстанских геофизиков А. К. Курскеева, Б. М. Уразаева и др. по петрофизическим исследованиям горных пород имеют в общем иную направленность. Опыт авторов отзыва по изучению глубинного геологического строения ряда горно-рудных районов в Казахстане, особенно при комплексном изучении глубинного строения линейных металлогенических зон типа Успенской, Спасской и др., а также проведение специальных геолого-геофизических и петрофизических исследований по изучению морфологии и внутреннего строения палеозойских гранито-

ского «Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса».

идных тел этого же региона позволяют выступить в настоящем отзыве с некоторыми критическими замечаниями к монографии Н. П. Романовского.

Вызывает вопрос правомерности использования такого параметра, как пористость пород, при установлении компенсационного уплотнения магматических, а также метаморфических пород и особенно для глубоких горизонтов разреза земной коры. Приведенные в монографии примеры градиентов плотности (с учетом пористости) пород платформенных областей, Прикарпатского прогиба, Юго-Западной Сибири и др. (с. 76—77), естественно, не могут быть опорными в этом плане для магматических и метаморфических пород Тихоокеанского пояса.

Автор, как нам кажется, не всегда полно использует огромный справочный материал по петрофизическим и петрохимическим характеристикам всех мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов Дальнего Востока СССР для решения некоторых важных, иногда проблемных, геологических задач. В частности, можно сказать о первых сделанных деталях обоснованиях того же компенсационного уплотнения магматических и метаморфических пород. Приводя градиенты плотности геологических образований верхних частей разреза земной коры и даже примеры первичной магматической дифференциации вещества (М. И. Дедов и В. В. Кучук — для вулканических образований Юго-Востока Приморья, а также Ю. А. Колмогоров — для казахстанских гранитоидов), автор монографии как бы опускает этот факт, а ведь это так же, как и компенсационное уплотнение, а может быть и больше, влияет на результаты объемного моделирования РМС. Градиент плотности $0,05 \text{ г/см}^3$ для казахстанских гранитов установлен в пределах глубин 0,5—4 км и очень существенно влияет на результаты количественных расчетов гравитационного поля, значительно уточняя морфологию гранитоидных тел (Е. И. Паталаха, Ю. А. Колмогоров).

* Отзыв на монографию Н. П. Романовского «Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса». — М.: Наука, 1987.

С целью изучения градиента плотности гранитоидных тел Тихоокеанского пояса можно рекомендовать изучение уровня их вскрытия, а также исследовать изменение значений физических параметров гранитоидных пород в вертикальном разрезе на объектах, хорошо выраженных в современном рельефе, и остаточное намагничение гранитов по ориентированным образцам. Приведенные же в работе значения об остаточном намагничении горных пород (табл. 5) для этих целей не могут быть использованы. Необходимо количественное соотношение прямо и обратно намагниченных образцов гранитов.

Относительные уровни вскрытия гранитоидных тел можно получить из той же таблицы путем корреляции средних плотностей характеристик разновозрастных гранитоидных тел.

Эти же данные при подсчетах петрофизических параметров в разновозрастных телах вполне однозначно дополняют установленный для казахстанских палеозойских гранитоидов график направленного прерывисто-циклического развития гранитоидной системы, указывая тем самым на общность развития палеозойских и мезо-кайнозойских магматических образований. Наверное, это же имеет в виду и Н. П. Романовский в заключении монографии, указывая, что рассматриваемые «системы развивались унаследованно в пространстве и прерывисто-непрерывно во времени».

При изучении гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса, особенно при уточнении его внутреннего строения и, в частности, при изучении морфологии конкретных гранитоидных тел, следовало бы обра-

тить внимание на выделение около- и надывтрузивных зон, хорошо картируемых геофизическими методами и четко выраженных петрофизическими данными. Это помогло бы составлению специализированных карт и схем разновозрастных гранитоидных поясов, которые, по нашему опыту, позволяют установить пространственные и парагенетические связи с эндогенными месторождениями. Особый интерес при этом представляют зоны, в пределах которых по локальным геофизическим признакам возможно установление так называемых малых гранитоидных тел. Именно с такими телами в Казахстане, нередко парагенетически, связаны золоторудные месторождения.

В части замечания ответственного редактора монографии И. К. Туезова, сделанного в предисловии к работе, подтверждаем, что региональные минимумы силы тяжести в Казахской складчатой стране четко иллюстрируют их приуроченность к горным системам, характеризуя увеличение мощности земной коры в этих областях.

По основным разделам работы у нас практически нет принципиальных замечаний. Отмеченные же замечания не меняют нашей высокой оценки рассматриваемой работы, в связи с чем еще раз отметим, что в целом монография наглядно иллюстрирует перспективы развития нового научного направления в геологии и безусловно представит большой интерес не только для петрофизиков, петрологов и геологов (как это указано в аннотации к работе), но и для более широкого круга геофизиков и геологов.

*КазИМС
Алма-Ата*

*Поступила в редакцию
27 ноября 1990 г.*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛЮ

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

Адреса редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65
ИТиг ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства «Наука».
Тел. 35-72-52

Сдано в набор 14.12.90. Подписано к печати 26.03.91. Формат 84×108/16. Бумага типографская. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 13,8. Уч.-изд. л. 15. Тираж 504 экз. Заказ № 544. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *М. Я. Языкова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Чернова И., В. В. Борисова*

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Издательство Дальневосточного отделения АН СССР предлагает Вашему вниманию монографию Г. Л. Кирилловой «Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном».

В работе с единых методологических позиций на основе обработки новейших геолого-геофизических данных, в том числе и глубоководного бурения в девяти рейсах судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшен», описана структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном (в пределах Желтого, Восточно-Китайского и Филиппинского морей). Анализ структуры бассейнов проведен с использованием нескольких групп признаков: геофизических (тип коры, ее мощность, гравитационные, магнитные аномалии, тепловой поток, сейсмичность); седиментологических (состав, мощность, форма осадочного выполнения с выделением формаций, комплексов, циклов, характеристикой их границ, обстановки и скорости седиментации); тектонических, включающих бассейнообразующие и бассейновидоизменяющие пликативные и дизъюнктивные типы дислокаций, характеризующих режимы растяжения и сжатия; морфологических (площадь, форма, глубина воды для морских бассейнов); экономических (наличие нефти, газа, угля, железомарганцевых конкреций, сульфидных руд).

В итоге предложена классификация осадочных бассейнов, в основу которой положены тип строения земной коры под осадочным бассейном (как классификационный признак первого порядка) и позиция бассейна по отношению к главнейшим морфоструктурам зоны перехода океан-континент. Таким образом, среди бассейнов, сформировавшихся на коре океанического и переходного типов, выделены бассейны-желоба, задуговые и междуговые бассейны. Среди бассейнов, сформировавшихся на континентальной коре, выделяются преддуговые, внутридуговые, окраинно-континентальные и внутриконтинентальные бассейны.

В заключительных главах анализируется роль эвстатических колебаний Мирового океана в истории формирования бассейнов и роль тектонических движений как глобальных, так и региональных в формировании и эволюции бассейнов. Книга предназначена для широкого круга геологов, геофизиков, аспирантов и студентов геологического профиля.

Ориентировочная стоимость 2 руб.

Заказы просим отправлять по адресу:

680063, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65

Институт тектоники и геофизики

ДВО АН СССР, библиотека.

2 р. 70 к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207 – 4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. № 2. 1 – 128