

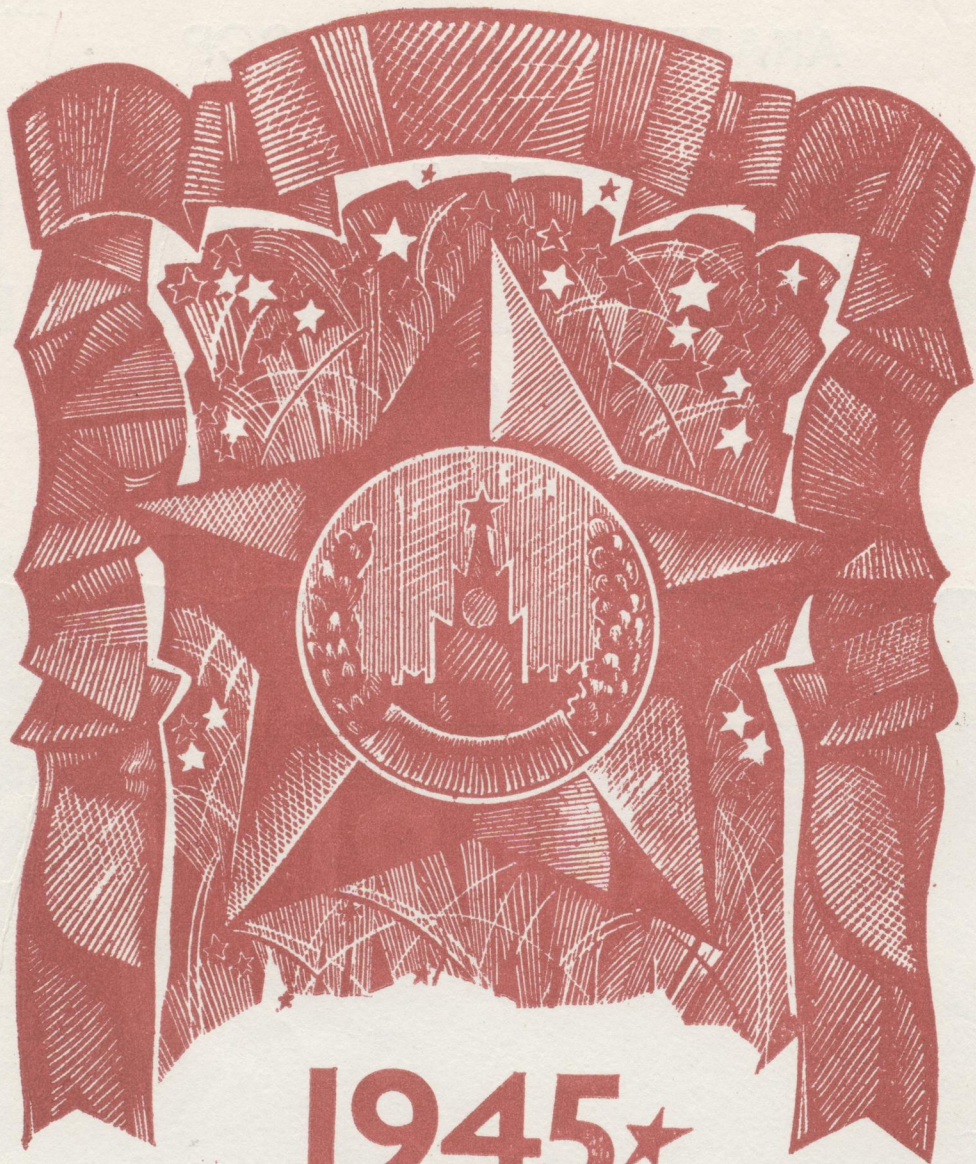
ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

3

1985



1945★

1985



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

НОВОСИБИРСК

№ 3, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Шило, П. К. Туезов. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода	3	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Н. С. Никольский, В. Г. Сахно. Глубинные флюиды и их роль в вулканизме Тихоокеанского пояса	16	Б. И. Васильев, Ю. Б. Евланов, В. П. Спманенко. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана	97
Б. Я. Карп, В. Г. Прокудин. Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным	26	Р. Г. Кулинич, А. И. Обжиров. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря	102
А. А. Заболотников. Хроностратиграфия осадочных бассейнов Северо-Беринговского шельфа	34	Г. Ф. Уфимцев. Главная базисная поверхность Востока СССР	106
М. Г. Бирюлина, С. А. Горбаренко, О. А. Ткалич, И. В. Уткин. О расчленении четвертичных отложений в одном из разрезов района Марианской островной дуги	44	Л. А. Маслов, Б. В. Лунев. Расчет напряжений в коре по гравитационному полю	111
П. Б. Цой, Н. Г. Ващенко, М. Т. Горвая, Е. П. Терехов. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море)	50	С. А. Баллод. Построение разрезов Северного Сахалина с учетом градиентов скоростей сейсмических волн	113
В. Н. Воеводин. Значение вулканоструктур в размещении вольфрамового оруденения на Востоке СССР	56	Ю. П. Юшманов. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье)	117
Л. П. Брянский, Ю. Ф. Малышев. Прогнозирование глубинных рудных объектов методами геофизического моделирования	68	Б. Е. Мардерфельд, В. М. Кобзова, В. В. Плехова. Глубинное геоэлектрическое строение Гавайского архипелага	120
А. М. Алакшин, Л. П. Карсаков. Глубинное строение зоны Станового структурного шва	76	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Г. Ю. Боярко, В. Н. Сучков. Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селигдарского месторождения апатита	87	А. Д. Щеглов. Монография о геологии ртуты	124
		Г. Л. Кириллова. О книге В. Т. Фролова «Генетическая типизация морских отложений»	127

CONTENTS

N. A. Shilo, I. K. Tuezov. Tectonics and geological nature of Asian-Pacific transition zone . . .	3
N. S. Nikolsky, V. G. Sakhno. Abyssal fluids and their role in the Pacific belt volcanism . . .	16
B. Ya. Karp, V. G. Prokudin. The structure of Shatsky Rise sedimentary layer according to seismic data	26
A. A. Zabolotnikov. Sedimentary basins chronostratigraphy of the North Bering shelf . . .	34
M. G. Biryulina, S. A. Gorbarenko, O. A. Tkalich, I. V. Utkin. On disjunction of Quaternary depositions in the section of Mariana island arc region	44
I. B. Tsoy, N. G. Vashchenkova, M. T. Gorovaya, E. P. Terekhov. The find of continental deposits on Yamato Rise (the Sea of Japan)	50
V. N. Voevodin. The value of volcanostructures in tungsten mineralization distribution at the USSR East	56
L. I. Bryansky, Yu. F. Malyshev. Prediction of deep-seated ore objects by the geophysical modelling methods	68
A. M. Alakshin, L. P. Karsakov. Deep-seated structure of Stanovaya structural suture zone	76
G. Yu. Boyarko, V. N. Suchkov. Tectonic position and formational belonging of Seligdarsk apatite deposit	87

BRIEF COMMUNICATIONS

B. I. Vasil'ev, Yu. B. Evlanov, V. P. Simanenkov. To the geological structure of Magellane Sea Mountains in the Pacific	97
R. G. Kulinich, A. I. Obzhirov. On the structure and modern activity of Sunda shelf and South-China Sea junction zone	102
G. F. Ufimtsev. Main base level surface in the USSR East	106
L. A. Maslov, B. V. Lunev. Stress calculation in the crust according to gravity field data	111
S. A. Ballod. Sections construction of North Sakhalin with the help of seismic wave velocity gradient	113
Yu. P. Yushmanov. To the question of tectonic movement concerning Nezhdankinsk Fault (Primor'e)	117
B. E. Marderfeld, V. M. Kobzova, V. V. Plekhova. Abyssal geoelectrical structure of Hawaiian Archipelago	120

CRITICS AND DISCUSSIONS

A. D. Shcheglov. Monograph on mercury geology	124
G. L. Kirillova. On the book of V. T. Frolov "Genetic typification of marine deposits" . . .	127

© Издательство «Наука»
«Тихоокеанская геология»,
1985 г.

Н. А. Шило, И. К. Туезов

ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

Данные геофизических исследований, драгирования и глубоководного бурения указывают на принадлежность окраинных Восточно-Азиатских морей к некомпенсированным эпимезозойским платформам, заложившимся в эоцене — олигоцене на гетерогенном преимущественно континентальном основании. В отличие от древних и молодых платформ их предлагается именовать неоплатформами. На гетерогенном и в большинстве

в своем на континентальном основании заложились островные дуги и глубоководные желоба. Как геоморфологические структуры окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба оформились, вероятно, сравнительно недавно — в плиоцене — квартере. Зона перехода от Азии к Тихому океану, равно как и от Австралии к Тихому океану, представляет собой затопленные восточные части этих материков.

Термин «Азиатско-Тихоокеанская зона перехода» несет главным образом геоморфологическую нагрузку. Известно, что эта зона сложена в основном кайнозойскими комплексами. Поэтому, если стремятся подчеркнуть ее геологическое содержание, применяют термин «Западно-Тихоокеанский кайнозойский тектонический пояс», иногда опускаая прилагательное «кайнозойский» или «тектонический». Если акцентируется внимание на высокой тектонической подвижности зоны, выраженной, как известно, в активных современных вулканических, сейсмических и других процессах, используют термины «Западно-Тихоокеанский подвижный пояс» или «Западно-Тихоокеанская активная окраина». При рассмотрении всей периферии Тихого океана вместо названия «Западно-Тихоокеанский» применяется термин «Тихоокеанский». Существует также нейтральное название — «Азиатско-Тихоокеанская зона сочленения», которое имеет, по-видимому, как геоморфологический, так и тектонический смысл.

В настоящей статье к рассматриваемому региону применяется термин «Азиатско-Тихоокеанская зона перехода». Ее границы с океанической стороны большинством исследователей приводятся по внешним бортам глубоководных желобов, с континентальной — примерно по береговой линии (рис. 1). Вместе с тем, учитывая, что основной тектонической особенностью этого региона является преимущественное развитие в нем кайнозойских структур, на крайнем северо-востоке Азии внутренняя граница зоны проводится по Охотско-Чукотскому вулканическому поясу (т. е. внутри материка).

Следует подчеркнуть, что на широте Индонезии границами зоны с обеих сторон являются внешние борта глубоководных желобов.

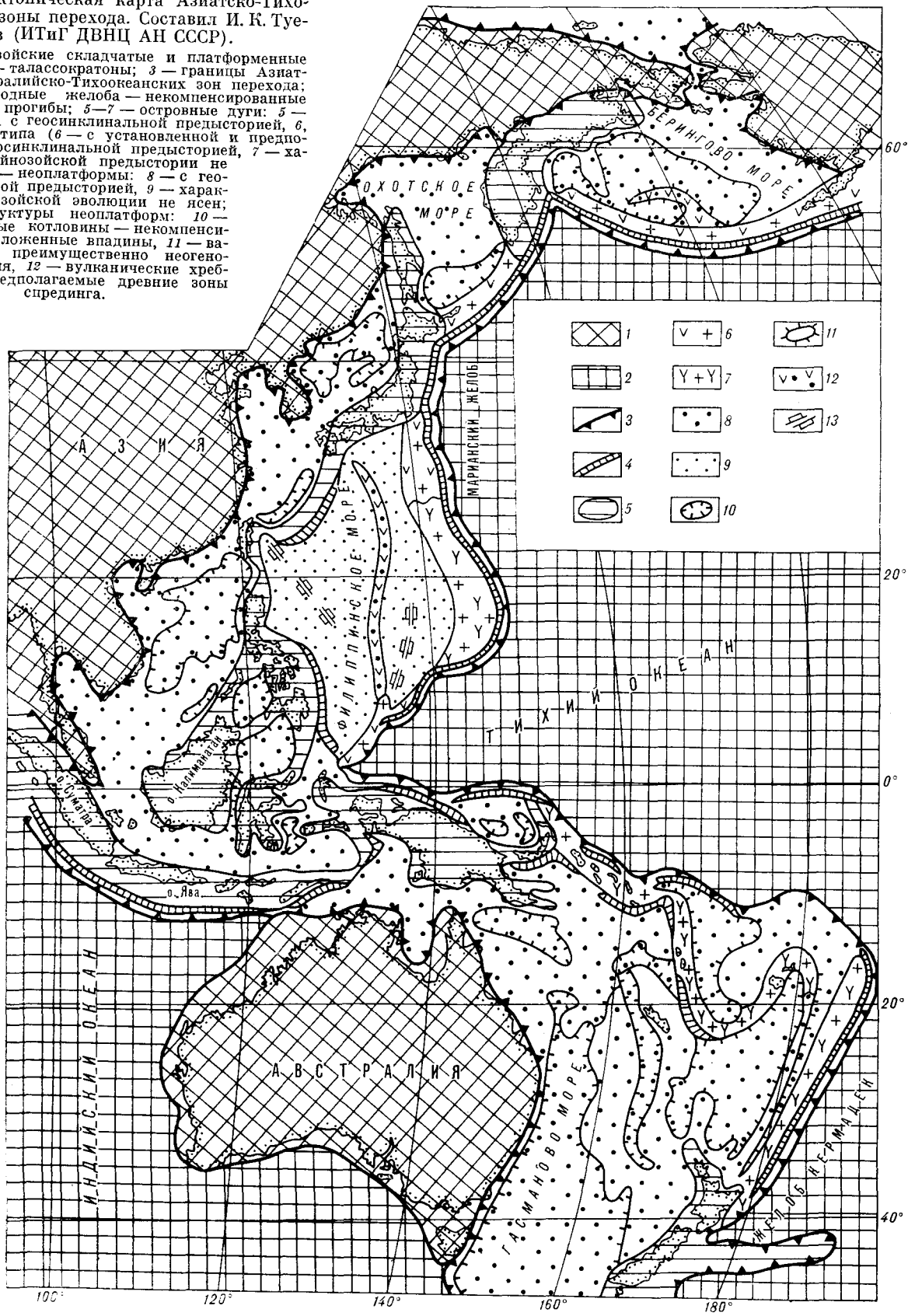
В рассмотренном понимании границ Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в ее состав помимо горных сооружений Корякии и Камчатки включаются глубоководные желоба, островные дуги и окраинные моря.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Судя по находкам метаморфических и кислых интрузивных пород континентального типа на возвышенности Обручева (Мейджи), окраинном океаническом валу Хоккайдо и приостровном борту Курило-Камчатского желоба, установление глубоководным бурением древней суши Ойясио, существовавшей на месте северной части современного Японского глубоководного желоба, сходства магнитных аномалий и строения земной коры по обе стороны глубоководного желоба Яп, нахождение галек пляжного типа, нор мелководных ископаемых и спикул мелководных верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых губок на глубинах более 600 м на континентальных склонах Курило-Камчатского и Японского желобов, отсутствие или малая мощность осадков в желобах и другие данные [6—8, 11, 13, 17, 32, 44] свидетельствуют о том, что как морфоструктуры глубоководные желоба представляют собой молодые наложенные образования со временем заложения и оформления в современном виде, вероятно, в плиоцене, а, скорее всего, в плейстоцене — квартере.

Рис. 1. Тектоническая карта Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Составил И. К. Тузов (ИГиГ ДВНЦ АН СССР).

1 — докайнозойские складчатые и платформенные области; 2 — талассократоны; 3 — границы Азиатско- и Австралийско-Тихоокеанских зон перехода; 4 — глубоководные желоба — некомпенсированные наложенные прогибы; 5—7 — островные дуги: 5 — первого типа с геосинклинальной предисторией, 6, 7 — второго типа (6 — с установленной и предполагаемой геосинклинальной предисторией, 7 — характер докайнозойской предистории не ясен); 8, 9 — неоплатформы: 8 — с геосинклинальной предисторией, 9 — характер докайнозойской эволюции не ясен; 10—12 — структуры неоплатформ: 10 — глубоководные котловины — некомпенсированные наложенные впадины, 11 — валлоподобные, преимущественно неогеновые поднятия, 12 — вулканические хребты; 13 — предполагаемые древние зоны спрединга.



В этом разделе авторы акцентируют внимание на двух вопросах: времени формирования и характере фундамента островных дуг.

По В. В. Белоусову [3], островные дуги обычно делятся на два типа. В строении дуг первого типа, кроме кайнозойских, принимают также участие более древние, в том числе докембрийские, образования, прошедшие геосинклинальную стадию развития. В дугах второго типа устанавливаются только кайнозойские, преимущественно вулканогенные, комплексы [19, 29—31, 46].

Часто возраст пород, слагающих островные дуги, сопоставляют с возрастом самих дуг, считая дуги первого типа древними структурами, второго — молодыми. Представляется, что возраст дуг нельзя отождествлять с возрастом слагающих их пород, так как термин «островные дуги» не тектонический, а геоморфологический. Данные драгирования и глубоководного бурения позволяют утверждать, что подавляющее большинство островных дуг независимо от возраста слагающих их пород как морфоструктуры являются молодыми, вероятно, позднекайнозойскими сооружениями. Если бы возраст дуг того и другого типа был существенно различным, можно было бы ожидать и существенных различий между ними в значениях теплового потока. На самом деле последний для обоих типов дуг одинаков — 73—74 мВт/м².

Относительно фундамента островных дуг первого типа сомнений быть не может — они заложены на континентальном основании, прошедшем геосинклинальную стадию развития. Вопрос о фундаменте островных дуг второго типа более сложный. Некоторые данные для решения его получены при драгировании. Так, с тихоокеанской и охотоморской сторон Курильской островной гряды ИМГиГ и Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР драгированы метаморфические породы и граниты с возрастом до 220 млн. лет и более [18, 42]. Это свидетельствует о том, что Курильская островная дуга, по-видимому, заложилась на континентальном основании, являясь фрагментом структуры, погружившейся под воду. Такие представления подтверждаются и характером пород, слагающих Малую Курильскую дугу.

При драгировании в Марианском желобе и желобе Тонга-Кермадек сотрудниками Геологического института и Тихоокеанского океанологического института [10, 28] подняты основные и ультраосновные породы. Вместе с тем японские геологи (профессора Х. Аоки, М. Хошино, Т. Сики и др. [1, 33, 41]) указывают, что среди вулканитов Идзу-Бонинской и о. Гуам Марианской дуг обнаружены ксенолиты гранитных

пород, на островах Яп — метаморфизованные граниты. Это дает основание допускать, что островные системы, обрамляющие Филиппинское море с востока, возможно, располагаются на континентальном основании.

ОКРАИННЫЕ МОРЯ

По данным глубоководного бурения, драгирования, сейсмических исследований, в верхней части земной коры Восточно-Азиатских окраинных морей выделяются осадочный чехол и акустический фундамент [12, 21, 27, 29, 30, 37, 45, 47].

Осадочный чехол сложен эоцен-четвертичными слабо уплотненными, субгоризонтальными, преимущественно песчано-глинистыми, иногда известковистыми, отложениями с прослоями вулканогенных пород.

Акустический фундамент окраинных морей, по данным глубоководного бурения, представлен мел-эоценовыми базальтами различного состава и происхождения.

На выступах акустического фундамента в Охотском, Японском, Восточно- и Южно-Китайском морях, в северной части Филиппинского моря драгированы и вскрыты глубокими нефтяными скважинами помимо упоминаемых базальтов также метаморфические, метаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы континентального типа с возрастом от 50—60 млн. лет (поздний палеоген) до 2,7 млрд. лет (архей) [4, 9, 18, 21, 23, 24, 26, 30, 43, 45, 48]. По-видимому, они простираются в окраинные моря со стороны Азии, Австралии и островных дуг первого типа.

При сопоставлении приведенных данных создается впечатление о наличии в окраинных морях двух «фундаментов». Один из них обнажается на выступах акустического фундамента. Он представлен, как указано выше, разнообразными по возрасту и составу ортогеосинклинальными комплексами. Второй вскрывается глубоководным бурением и состоит в основном из раннекайнозойских, возможно, поздне-меловых базальтов различного состава. Первый в целом древнее второго, располагается глубже и является, по-видимому, тем истинным основанием, на котором закладывались окраинные моря. Глубоководное бурение не достигает этого фундамента, так как бурение обычно прекращается при вхождении в акустический фундамент, который, как известно, отражает физическое состояние пород, а не их вещественный состав и возраст.

Характерной чертой тектонического развития восточных частей Азии и Австралии, прилегающих к зоне перехода, является завершение ортогеосинклинального развития в конце

мезозоя [14, 19, 43]. Кайнозойские отложения здесь сосредоточены в депрессиях типа межгорных впадин, фундамент которых образуют мезозойские и более древние складчатые структуры.

Судя по результатам драгирования и сейсмических исследований, аналогичное строение имеет верхняя часть земной коры окраинных морей с той лишь разницей, что кайнозойские отложения образуют здесь структуры типа платформенных чехлов, а мезозойские и более древние комплексы входят в состав их складчатых фундаментов. Поэтому представляется естественным в тектоническом отношении окраинные моря по аналогии с древними и молодыми платформами относить к разряду платформенных структур. В древних и молодых платформах мезозойские породы входят в состав осадочного чехла. Здесь же они, о чем только что упоминалось, совместно с более древними геосинклинальными комплексами образуют складчатый фундамент, т. е. структуры окраинных морей являются более молодыми, чем эпигерцинские платформы; поэтому их предлагается именовать, по предложению академика О. С. Вялова, неоплатформами. Вопрос о выделении на Востоке СССР такого типа структур является не новым, впервые он был сформулирован Р. Г. Гарецким в 1972 г.

Осадочный чехол неоплатформ образует структуры типа вулканических поднятий, некомпенсированных впадин, складчато-глыбовых сооружений, валообразных структур, прогибов, имеющих отчетливое отражение в строении дна морей в виде подводных вулканических хребтов типа Кюсю-Палау и Бауэрса, глубоководных котловин (Алеутская, Командорская, Курильская, Японская, Окинава и др.), подводных возвышенностей (Института океанологии АН СССР в Охотском море, Ямато в Японском, Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском морях и другие), подводных хребтов типа Ширшова в Беринговом море, Лорд-Хау, Норфолк, Колвилл-Лау к востоку от Австралии. Выделяются также депрессионные структуры типа прогибов, полностью или почти полностью компенсированные осадконакоплением: Наварин, Бристоль в Беринговом море, Северный, Дерюгина в Охотском, Татарского пролива в Японском море, Тиморский, Западно-Филиппинский, Саравакский, Малайский в Южно-Китайском море и др. В отличие от предыдущего типа структур они не имеют отчетливого выражения в рельефе дна моря, но характеризуются огромной мощностью выполняющих их кайнозойских отложений, достигающей 8—10 км и более. В пределах неоплатформ они часто занимают окраинное положение, будучи приуроченными к шельфовым зонам, и напоминают передовые прогибы. Следует подчерк-

нуть, что шельфовые зоны в ряде окраинных морей (Берингово, Охотское, Восточно- и Южно-Китайское) имеют значительное место.

По направлению к островным дугам второго типа кайнозойские отложения осадочного чехла неоплатформ замещаются вулканогенными комплексами. В пределах дуг первого типа для кайнозойских отложений в одних случаях (Камчатка, Сахалин, Япония) характерен достаточно отчетливо выраженный складчатый характер, в других (Филиппинский архипелаг, Индонезия) — эти отложения выполняют депрессии, которые по мощности осадков и структуре напоминают только что перечисленные прогибы неоплатформ.

Установление неоплатформенного режима и соответственно начало формирования осадочного чехла, судя по данным глубоководного бурения, вероятно, относятся к эоцен — олигоцену. В процессе дальнейшего развития уровень моря в разных участках рассматриваемого региона неоднократно менялся, о чем свидетельствуют чередование в разрезах глубоководных и мелководных осадков, наличие перерывов в осадконакоплении и др. Так, перерыв в осадконакоплении от эоцена до позднего олигоцена установлен в приавстралийских морях. Мелководные и континентальные условия в среднем — позднем эоцене и раннем — среднем миоцене, по данным драгирования японских геологов, имели место в северной части Филиппинского моря. Имеются многочисленные указания на существование в кайнозое областей сноса на месте современных морей и прилегающих частей Тихого океана на Алеутских, Командорских, Курильских, Японских островах, на Камчатке, Новой Зеландии [3].

В современном виде окраинные моря сформировались, по-видимому, сравнительно недавно, в плиоцене — квартере. Об этом свидетельствуют находки плиоценовых пляжевых галек на банке Ямато Японского моря, рифогенных известняков на возвышенности Оки-Дайто в Филиппинском море, следы субаэрального рельефа, ареалы распространения пресноводных рыб и фораминифер в Охотском море, разветвленная позднплейстоценовая и послеледниковая речная сеть на обширном шельфе Южно-Китайского моря, находки в Японии ископаемых остатков мамонтов, аналогичных континентальным (азиатским) животным этого вида.

ПРИКАМЧАТСКАЯ, ПРИКУРИЛЬСКАЯ И ПРИЯПОНСКАЯ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Как указывалось выше, в прикамчатской, прикурильской и прияпонской частях Тихого океана (возвышенность Обручева, вал Хоккай-

до) с выступов акустического фундамента драгирован сугубо континентальный комплекс пород: метаморфические осадочно-вулканогенные образования, гранитоиды. На основании сходства с породами Камчатки и Японии предполагается, что наиболее метаморфизованные их представители имеют древний, вероятно палеозойский, возраст. Эти данные, возможно, свидетельствуют о том, что консолидированная кора северо-западной части Тихого океана прошла геосинклинальный цикл развития и сложена в принципе таким же набором пород, как и в прилегающих островных дугах и восточной части Азиатского континента.

Осадочный чехол, по данным глубоководного бурения, сложен на северо-западе Тихого океана верхнемеловыми и кайнозойскими терригенно-карбонатными образованиями. Глубоководным бурением в районе Японского желоба на траверзе северной части о. Хонсю в разрезе осадочного чехла вскрыты миоценовые наземные вулканиты, что свидетельствует о резких колебаниях глубины моря вплоть до его вывода на дневную поверхность в сравнительно недавнее геологическое время.

Эти материалы подтверждают сделанный выше вывод: глубоководные желоба, как и островные дуги рассматриваемой части Тихого океана, вероятно, заложившись на коре континентального типа, т. е. их следует рассматривать как наложенные структуры.

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

На основании изучения гравитационного потенциала Земли со спутников [22] было рассчитано поле напряжений в литосфере зоны перехода и прилегающих частей Азии и Тихого океана, вызываемых плотной конвекцией в мантии. Расчеты указывают на сложность поля напряжений зоны перехода (рис. 2).

В Беринговоморско-Камчатском, Охотоморском, Япономорском секторах, в Восточно-Китайском море преобладают напряжения растяжения. Далее эта зона растяжений протягивается на юг и затем на юго-восток, охватывая Филиппинский архипелаг, о. Новая Гвинея и прилегающие акватории. Большая часть Филиппинского моря располагается в зоне сжатия. В Южно-Китайском море и в Индонезии чередуются зоны сжатия и растяжения.

Для изучения возможного направления тектонических процессов в зоне перехода [15] рассчитаны векторное поле скоростей перемещения или вязкого движения среды и поля касательных (сдвиговых) деформаций на стыке континентального и океанического блоков. При

расчетах предполагалось, что океанический блок по отношению к мантии характеризуется избыточной плотностью, равной $0,1 \text{ г/см}^3$, континентальный — недостаточной — тоже на $0,1 \text{ г/см}^3$. На рис. 3, А поверхностная нагрузка на континентальный блок составляет 50% от компенсирующей. Как видно из рисунка, векторы скоростей перемещения под «тяжелым» океаническим блоком ориентированы вниз, на его стыке с континентальным блоком — горизонтально, под недокомпенсированным и соответственно «легким» континентальным блоком — вверх. Направление возможного развития глубинного разлома или зоны скола, которое, очевидно, контролируется зоной наименьшего убывания величин касательных деформаций, ориентировано в сторону континента, но под очень крутым углом.

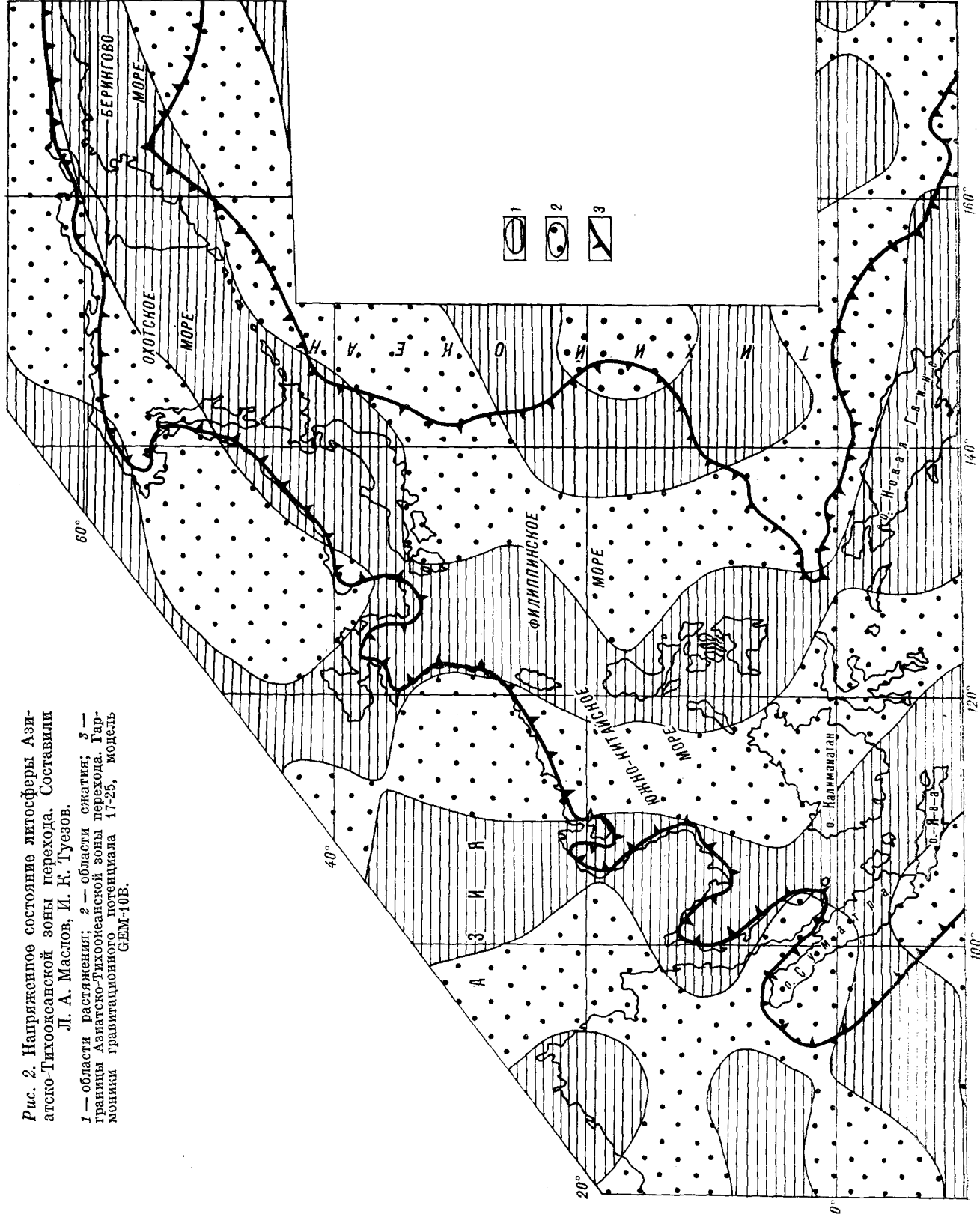
На рис. 3, Б расчет тех же полей приводится для случая, когда поверхностная нагрузка на континентальный блок превышает компенсирующую в 1,5 раза. На этой модели векторы скорости вязкого движения среды как под океаническим, так и под континентальным блоками ориентированы вниз, а направление возможного развития глубинного разлома резко отклоняется в сторону континентального блока и занимает положение, близкое к положению современной зоны Беньюфа. Можно прогнозировать также развитие второго глубинного разлома, ориентированного в сторону океанического блока. Предположение о наличии такой зоны было выдвинуто несколько лет назад Р. З. Таракановым.

Обобщение данных по тепловому потоку [38, 39] показало, что зоне перехода соответствует повышенная аномалия теплового потока. Ее среднее значение по 1275 определениям равно 80 мВт/м^2 , что в полтора раза превышает среднюю величину регионального теплового потока. На востоке Азии и на западе Тихого океана его значения близки к среднему.

Границы области повышенных значений теплового потока отчетливо коррелируются с зоной перехода от Азиатского и Австралийского материков к Тихому океану. Внутри области выделяется большое число минимумов и максимумов различных размеров и интенсивности. Интересно отметить, что центральная и восточная части Австралии и Западно-Каролинская котловина Тихого океана располагаются в пределах этой положительной аномалии. Если считать, что последняя связана с повышенной тектонической активностью зоны перехода, являющейся не остаточной, а наведенной, то следует полагать, что большая часть Австралии и Западно-Каролинская котловина вовлекаются в современную эпоху в процесс тектонической активизации.

Рис. 2. Напряженное состояние литосферы Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Составили Л. А. Маслов, И. К. Туезов.

1 — области растяжения; 2 — области сжатия; 3 — границы Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Гармоничи гравитационного потенциала 17-25, модель GEM-10B.



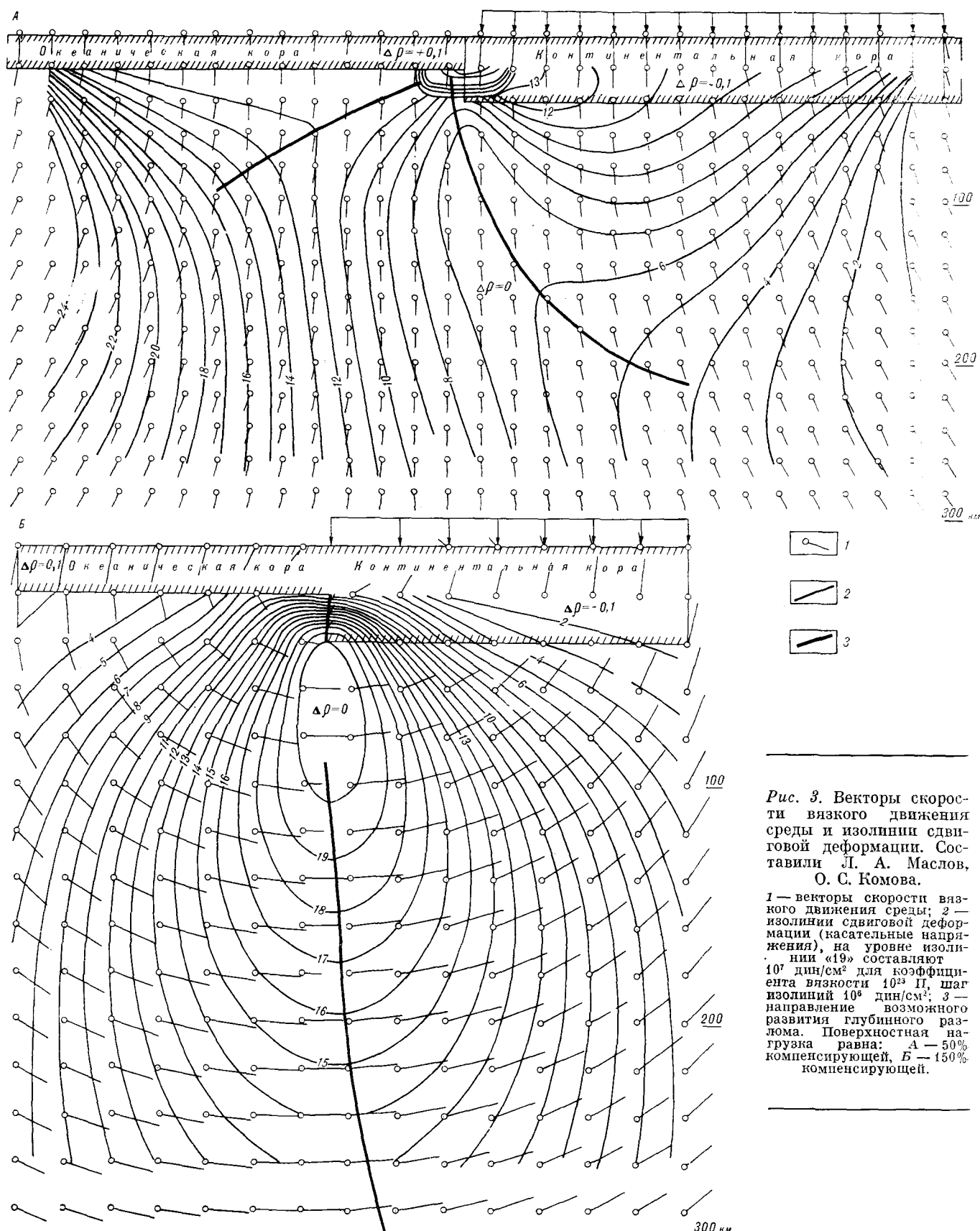


Рис. 3. Векторы скорости вязкого движения среды и изолинии сдвиговой деформации. Составили Л. А. Маслов, О. С. Комова.

1 — векторы скорости вязкого движения среды; 2 — изолинии сдвиговой деформации (касательные напряжения), на уровне изолинии «19» составляют 10^7 дин/см² для коэффициента вязкости 10^{23} П, шаг изолиний 10^6 дин/см²; 3 — направление возможного развития глубинного разлома. Поверхностная нагрузка равна: А — 50% компенсирующей, Б — 150% компенсирующей.

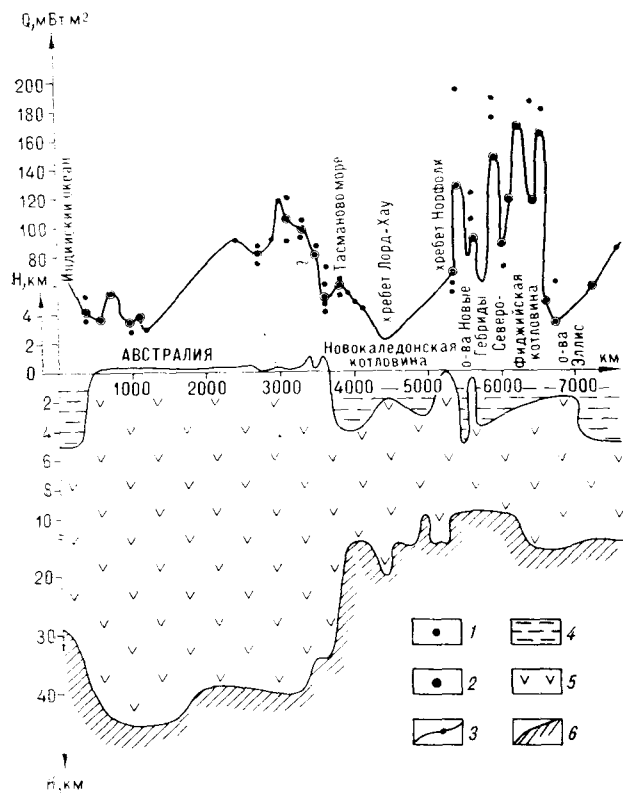


Рис. 1. Распределение теплового потока по профилю Западная Австралия — острова Эллис. Составили И. К. Туезов, Е. Н. Лишина.

1—2 — значения теплового потока: 1 — наблюдаемые, 2 — средние; 3 — график теплового потока; 4 — водный слой; 5 — земная кора; 6 — поверхность Мохо.

Значения теплового потока сильно варьируют вкост простирания зоны перехода и обнаруживают определенную связь с мощностью земной коры, что хорошо иллюстрирует рис. 4. Как видно из рисунка, на западе Австралии тепловой поток не превышает 30 мВт/м^2 , в ее восточной части он увеличивается до 120 мВт/м^2 , в пределах хр. Лорд-Хау вновь уменьшается до $20\text{--}30 \text{ мВт/м}^2$, в регионе, тяготеющем к Северо-Фиджийскому морю, его значение вновь возрастает и резко дифференцируется.

В рамках решения стационарного уравнения теплопроводности для Охотского, Японского морей и прилегающей части Тихого океана были определены глубины до верхних кромок тел, предположительно находящихся в состоянии частичного расплава. Оказалось, что эти глубины варьируют здесь от 15 до 40—50 км [38]. Такие же примерно значения для акватории Охотского моря получены ранее Б. Я. Смирновым и В. М. Сугробовым. Для геологической интерпретации этих данных необходимо установить: являются ли эти тела самостоятельными астенолитами, не связанными с астеносферой, или это выступающие высо-

ко вверх ее части. При этом следует учитывать, что глубина до электропроводящего слоя, природе которого большинство исследователей рассматривает как геотермическую, в соседних регионах (на Камчатке, Курильских островах, Сахалине, Дальнем Востоке) колеблется от 60—70 до 120 км.

На рис. 5 приведен рассчитанный геотермический разрез по профилю Южный Сахалин — Южные Курилы — Тихий океан. Для объяснения низких значений теплового потока, соответствующих Курило-Камчатскому глубоководному желобу, необходимо допускать конвекцию тепла вниз со скоростью $0,053 \text{ см/год}$, меньшей скорости субдукции более чем на порядок. Тем не менее, как показывают расчеты, без предположения о нисходящем тепловом потоке объяснить аномалию последнего в районе глубоководных желобов трудно. Это относится и к другим минимумам теплового потока, которые во множестве фиксируются в зоне перехода: в Южно-Фиджийском море, на хр. Лорд-Хау, на западе Австралии, в Филиппинском море и в других районах.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ

На Балтийском щите в начале 70-х гг. была заложена теперь известная всему миру Кольская сверхглубокая скважина. Из результатов бурения этой скважины хотелось подчеркнуть два момента, имеющие фундаментальное значение для геологической интерпретации геофизических данных [20].

1. Все 12 км скважина прошла по метаморфическим толщам докембрия. Так называемый «базальтовый» слой земной коры, кровля которого прогнозировалась по сейсмическим данным на глубине 7 км, оказался сложенным докембрийскими метаморфическими комплексами, принципиально ничем не отличающимися от пород, обнажающихся на дневной поверхности.

2. Геологические границы в изученной скважинной части разреза земной коры залегают, как правило, очень круто. Сейсмические разделы простираются полого и секут геологические границы, т. е. сейсмические горизонты не соответствуют границам напластования пород, как это, например, имеет место в осадочных бассейнах. Их геологическую природу возможно трактовать двояко: 1) как границы резкой смены тектонических режимов, сохранившихся на протяжении длительных отрезков времени, 2) как границы фазовых переходов.

В реальной геологической обстановке, очевидно, имеют место границы того и другого рода.

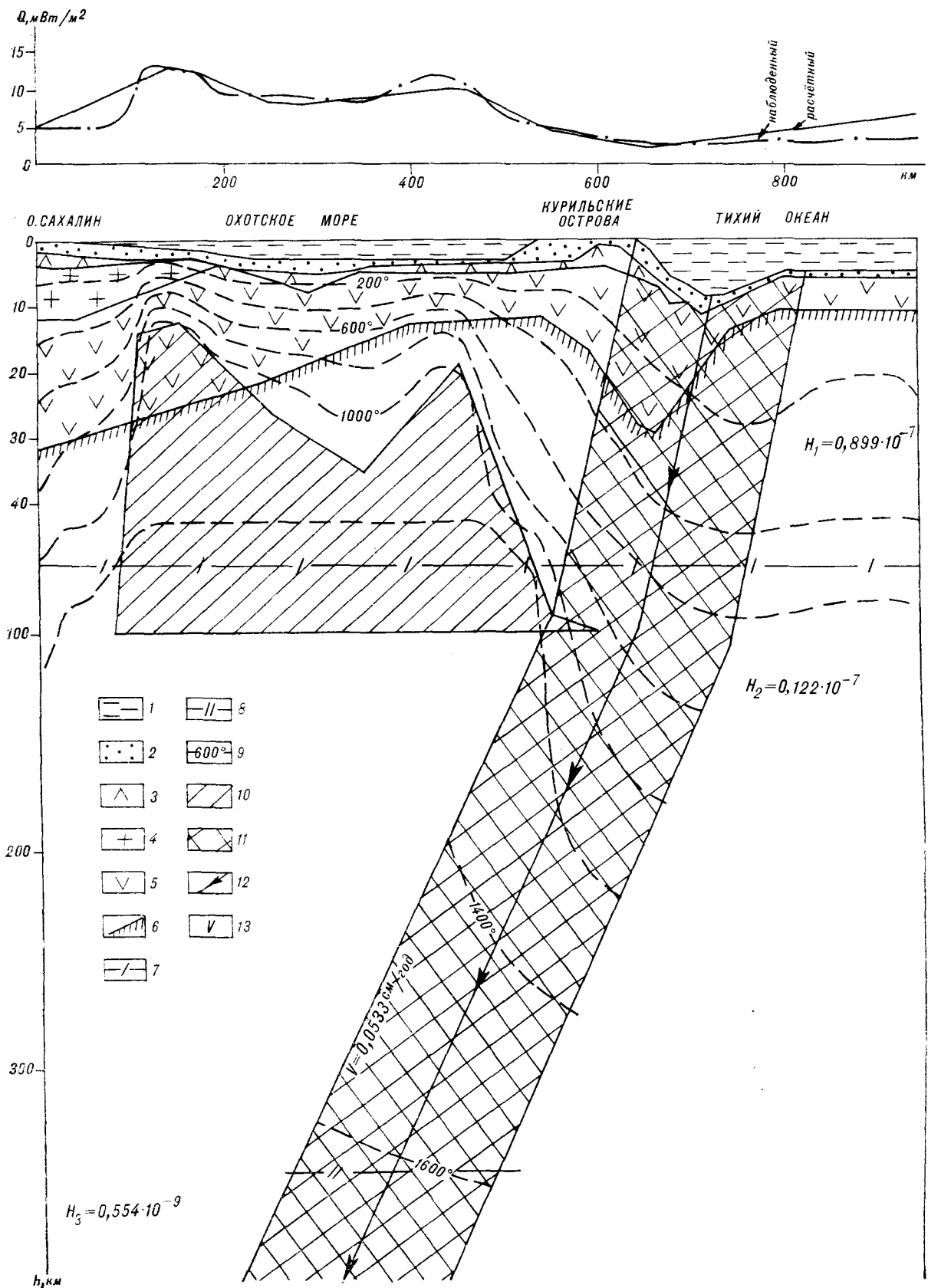


Рис. 5. Модель стационарного теплового поля земной коры и верхней мантии по профилю Южный Сахалин — Южные Курилы — Тихий океан. Составили В. Д. Епанешников, И. К. Туезов.

1 — водный слой; 2—5 — слои земной коры: 2 — «осадочный», 3 — «диоритовый», 4 — «гранитный», 5 — «базальтовый»; 6 — поверхность Мохо; 7, 8 — подошва слоя в мантии с тепловыделением H_1 , H_2 (мВт/м²) соответственно; 9 — геоизотермы; 10 — зона частичного плавления; 11 — зона конвекции; 12 — направление конвекции; 13 — скорость конвекции.

Таким образом, учитывая результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины, следует полагать, что земная кора континентов сложена преимущественно метаморфическими породами, и сейсмические раздели не являются границами напластований горных пород, а представляют собой в основном поверхности изменения физического состояния вещества литосферы.

В свете сказанного и учитывая приведенные выше материалы о складчато-геосинклинальной природе фундамента на большей части Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода и о нахождении метаморфических и гранитных пород в прикамчатской, прикурильской и прияпонской частях ложа Тихого океана, логично предположить, что земная кора и верхняя мантия этих регионов, как и в пределах Азиатского и Австралийского континентов, содержат значительную долю метаморфических и кислых изверженных пород континентального типа, а границы Конрада, Мохо (М), кровли 2-го и 3-го слоев соответственно являются поверхностями указанного выше типа (рис. 6).

Трудно сейчас судить о том, насколько тезис о существенно метаморфическом насыщении земной коры и верхов мантии можно распространить на всю акваторию Тихого океана, хотя высказывания об этом в той или иной форме содержатся в работах ряда исследователей [34, 40, 41].

Некоторые советские ученые (Г. Д. Афанасьев [2], Ю. А. Косыгин, И. К. Туезов [16], В. А. Соловьев [35], Н. К. Булин [5], В. В. Орленок [25] и др.) считают, что земная кора и верхи мантии континентов и океанов однотипны. Н. К. Булин [5] полагает, что представления о тонкой безграницитной коре океанов являются ошибочными. Причиной этого являются: а) малая детальность сейсмических наблюдений в океане (недостаточная длина годографов, точечные системы наблюдений), в результате чего значения скоростей, принимаемых за скорости на границе М, в большинстве своем неправильные, б) в той части океанической литосферы, которая в настоящее время принимается за верхи мантии, согласно детальным наблюдениям на ряде протяженных профилей регистрируется разрез типа „слоеного пирога“, состоящего из чередования слоев с пониженными и повышенными скоростями.

Такого типа модель для Курильской глубоководной котловины Охотского моря получена Е. А. Старшиновой [36, рис. 6] в результате пересмотра ранее полученных материалов. При рассмотрении этой модели возникает вопрос: какую из границ Е. А. Старшиновой принять за поверхность М. Не исключена вероятность, что этой границей являются слои со скоростью

8,2 или 8,4 км/с, а не слой со скоростью 7,9 км/с, как принято считать сейчас. Мощность земной коры под Курильской котловиной в этом случае будет составлять 20 или 30 км, а не 8 км, как получается при отождествлении с поверхностью М границы со скоростью 7,8 км/с.

Хотя трудно поверить, что многочисленные данные ГСЗ о тонкой безграницитной коре Мирового океана являются ошибочными, вместе с тем нельзя подвергать сомнению и достоверность материалов о том, что верхняя мантия в ее нынешнем понимании является не однородной, а представляет собой, как только что говорилось, слоеный пирог из пластов с различными значениями скоростей. Иными словами, представляется, что проблему мощности земной коры в океанах нельзя считать установленной. По-видимому, еще предстоит решать, какую часть океанической литосферы следует рассматривать в качестве аналога земной коры континентов.

Хотелось бы также привести следующее общее соображение. Согласно современным данным, возраст Земли определяется в 4,5 млрд. лет, а зрелая континентальная кора существовала уже тогда, когда ее возраст составлял 1 млрд. лет. Если принимать идею о том, что определяющим моментом эволюции вещества Земли было его сферически-концентрическое расслоение, то надо допускать, что кора такого типа 3,5 млрд. лет тому назад сформировалась не только на месте нынешних материков, но и на месте океанов. Однако появляются данные о более древнем возрасте Земли. Не исключена вероятность, что вполне прав один из авторов этой статьи, допускающий, что возраст Земли составляет не 4—5 млрд. лет, как принято считать сейчас, а 7—8 млрд. лет [42]. Геологическая история Тихого океана известна только за последние 150 млн. лет. Какие изменения претерпевала его кора в промежуток времени от 1 до 4,35 млрд. лет или от 1 до 6,85—7,85 млрд. лет, согласно [42], достоверно не известно. Наиболее сильным фактором, действующим на организацию вещества Земли, является сила тяжести. Самым рациональным его распределением в поле силы тяжести, как известно, является такое, когда тяжелые элементы сосредоточиваются в центре Земли, а легкие — в наружных оболочках. Поэтому можно допускать, что в течение этих отрезков времени кора океанов, как и континентов, «подпитывалась» из внутренних частей Земли легкими компонентами и сохраняла в основном континентальный характер. Указанные выше процессы преобразования коры могли протекать на фоне этого механизма, который по своей значимости, очевидно, является главенствующим.

Судя по данным геофизических исследований, глубоководного бурения и драгирования, зона перехода от материков Азии и Австралии к Тихому океану представляет собой затопленные восточные части этих материков с земной корой существенно континентального типа, в пределах которых в разные этапы кайнозоя сформировались неоплатформы, островные дуги

и глубоководные желоба. Как морфоструктуры в современном виде последние оформились в недавнее время, вероятно, в плиоцене — квартере и продолжают развиваться в современную эпоху. Формирование значительной части зоны перехода протекало в условиях растяжения, сопровождалось разогревом недр и активизацией тектонических процессов. Представляется вероятным предположение о возможной континентальной природе протофундамента северо-западного сектора Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аоки Х., Ичикава М. и др. О гравиях метаморфических и вулканических пород на островах Яп.— Океанология, 1976, № 8. На япон. яз.
2. Афанасьев В. Д. Избранные труды. Магматические формации и общие проблемы магматической петрологии.— М.: Наука, 1981.
3. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
4. Берсенев И. И., Безвержний В. Л. и др. Геологическое строение дна Японского моря.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
5. Булин Н. К. К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана.— ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4.
7. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
8. Васильев Б. И., Удинцев Г. Б. Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева.— ДАН СССР, 1982, т. 267, № 3.
9. Геодекян А. А., Удинцев Г. Б. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геол., 1976, № 6.
10. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
11. Глубинное строение островной системы Яп по геофизическим данным.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
12. Зорина Ю. Г., Мишина А. В. Строение земной коры Индонезийско-Филиппинского и Меланезийского регионов.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1979, № 10.
13. Информационные сообщения советского национального тихоокеанского комитета АН СССР.— М.: Наука, 1978.
14. Кириллова Г. Л. Проблема мезозойд Восточно-Австралийского — Новозеландского сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
15. Комова О. С., Маслов Л. А., Туезов П. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел.— Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
16. Косыгин Ю. А., Туезов П. К. Тектоническое наследство Г. Д. Афанасьева.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
17. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан).— Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
18. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас».— Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
19. Кропоткин П. Н., Шагварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1965.
20. Ланев В. С., Казанский В. И., Наливкина Э. Б. Геологические результаты изучения Кольской сверхглубокой скважины.— 27-й Международный геол. конгресс. Тез. докл., М.: Наука, 1984, т. 9, ч. 1.
21. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей.— М.: Недра, 1979.
22. Маслов Л. А., Туезов П. К. Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
23. Мизуно А., Окида Ю. и др. Морская геология и геологическая история хребта Дайто на северо-западе Филиппинского моря.— Океанология, 1975, т. 7, № 7. На япон. яз.
24. Мисава Я. Морфологические и геологические результаты в рейсе GDP-11 в Филиппинском море.— Там же. На япон. яз.
25. Орленок В. В. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
26. Остапенко В. Ф., Нарыжный В. И. О плагиигранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море).— ДАН СССР, 1976, т. 229, № 3.
27. Пуцаровский Ю. М., Яншин А. Л. Тихоокеанский тектонический пояс.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
28. Пуцин И. К. Основные результаты геолого-геофизических исследований желоба Тонга в 16-м рейсе НИС «Каллисто».— В кн.: Информационные сообщения советского национального тихоокеанского комитета. М.: Наука, 1984.
29. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1979.
30. Родникова Р. Д., Зорина Ю. Г. Геотектоническое районирование западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с выделением нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов (зарубежные территории).— В кн.: Обзор информации. Морская геол. и геофиз. М.: ВИЭМС, 1981.
31. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
32. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятие Хоккайдо).— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
33. Сики Т. Геологические результаты современного изучения Филиппинского моря в специальных рей-

- сах GDP-8, 11.— Океанология, 1975, т. 7, № 7. На япон. яз.
34. *Смирнов А. М.* «Континентальные» породы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
35. *Соловьев В. А.* Тектоника континентов.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975.
36. *Старшинова Е. А.* Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря.— ДАН СССР, 1980, т. 255, № 6.
37. *Сузюмов А. Е.* Строение земной коры окраинных морей юго-западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1977.
38. *Тузев И. К., Веселов О. В. и др.* Геотермика запада Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
39. *Тузев И. К., Веселов О. В., Липина Е. Н.* Тепловой поток запада Тихого океана, востока Азии и Австралии.— Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1984.
40. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. и др.* Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана и перспективы геологического изучения северо-запада Тихого океана.— 27-й Международ. геол. конгресс. Тез. докл., М.: Наука, 1984, т. 3, секция 06, 07.
41. *Хошино М.* Морская геология. Опубликовано Ассоциацией геологического сотрудничества Японии.— Токио, 1983. На япон. яз.
42. *Шило Н. А.* О механизме образования Солнечной системы.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
43. *Шило Н. А., Косыгин Ю. А. и др.* Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского регионов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
44. *Aoki H.* Geology of the Erimo Seamount.— 27 Intern. Geol. Congr. Abstracts, v. III, Sections 06, 07. Moscow, 1984.
45. *Ben Abraham Z.* Structural framework of the Sunda shelf and vicinity. Tech. Rep., 1975, v. 73, № 3.
46. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region. United States Government Printing Office.— Washington, 1979.
47. *Klein G. de V., Kobayashi K.* Geological summary of the Shikoku Basin and Northwestern Philippine Sea. Leg 58 DSDP/IPOD drilling results.— Washington, 1980.
48. *Kobayashi K.* Subsidence of the Shikoku Back-Arc Basin.— Tectonophysics, 1984, v. 120.

Президиум ДВНЦ АН СССР
Владивосток
ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
13 декабря 1983 г.

Н. С. Никольский, В. Г. Сахно

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ И ИХ РОЛЬ В ВУЛКАНИЗМЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

На основании термодинамического анализа равновесий и петрологических данных установлено, что в геологических процессах принимают участие два типа глубинных флюидов: первичный водородного и производный метанового состава. Источником H_2 предположительно является внешнее ядро Земли, CH_4 — углеродсодержащая верхняя мантия. В пределах земной коры при их участии образуются сероводородсодержа-

щий и водный типы флюидов. Показана важная роль макрокомпонентов флюидных фаз (H, C, S, O) в формировании месторождений графита, алмаза, газа, нефти, серы, сульфидов и минеральных вод. Рассмотрено участие аксессуарных компонентов (фтор, хлор) в переносе петро- и рудогенных элементов в виде галогенидов, т. е. их влияние на эволюцию магм и рудообразование.

Природные флюидные системы представляют собой сложные смеси преимущественно газообразных веществ, что устанавливается на основании изучения газовой-жидких включений в минералах, вулканических и фумарольных газов, экзгаляций и свободных газов, приуроченных к рифтовым зонам, гипербазитовым массивам, кимберлитовым диатремам, рудным месторождениям, грязевым вулканам и минеральным источникам. Однако на поверхности исследователи чаще всего имеют дело с конечными продуктами эволюции ювенильных флюидов, которые, вероятно, нередко содержат примесь атмосферных газов, метеорных вод и газов, образующихся при разложении карбонатов, гидроксилсодержащих минералов и органических веществ. Достоверные представления о первичном составе глубинных флюидов и характере их эволюции можно получить с помощью термодинамических расчетов состояния равновесия газовых систем. Принципы моделирования составов поликомпонентных газовых смесей изложены в [18, 20].

Главные химические элементы, соединения которых почти нацело слагают флюидные фазы, представлены водородом, углеродом, кислородом, иногда серой и азотом [6]. Доля остальных газов (фтор, хлор, аргон, гелий и т. д.), как правило, не превышает первых процентов объема флюидов. Поэтому рассмотрим зависимость изменения состава флюидных фаз от давления, температуры, летучести кислорода и разного набора макроэлементов — H, O, C, S.

Природные флюиды системы H—O в чистом виде не наблюдаются, но разности с преобладающим H_2O и H_2 при очень малом содержании

остальных газовых компонентов встречаются довольно часто. В системе H—O соотношение воды и водорода определяется главным образом летучестью кислорода. В идеальных смесях реальных газов с понижением окислительного потенциала от уровня кварц-железо-фаялитового равновесия до области устойчивости магнетитовых силикатов (оливины, пироксены) преобладающим компонентом является водород, а на уровнях магнетит-вюститового и кварц-магнетит-фаялитового буферов превалирует вода [18].

В земных условиях газы системы H—O—C (H_2O , H_2 , CO_2 , CO, CH_4) пользуются наибольшим распространением и слагают до 90% и более объема природных газов [6]. Термодинамические расчеты состава равновесных флюидных фаз с участием и без участия графита для различных $P-t-f_{O_2}$ -условий проводились методом последовательных подстановок [20]. В безграфитовой области вычисления производились при $(x_{H_2O} + x_{H_2}) / (x_{CO_2} + x_{CO}) = 4/1$. Эта же величина использовалась для определения, по реакции Будуара [18], положения изобарных равновесных кривых устойчивости графита в системе H—O—C на диаграмме $\lg f_{O_2} - t$ (рис. 1). На графике также показаны кривые равновесия буферных смесей, системы кварц — графит — муассанит [20] и реакции смещенного равновесия с Ol_2 [18]. Зависимость равновесного состава идеальных смесей реальных газов от $P-t$ -условий для четырех уровней окислительного потенциала представлена на графиках (рис. 2, а—г), где видно, что в восстановительной области поля устойчивости железа

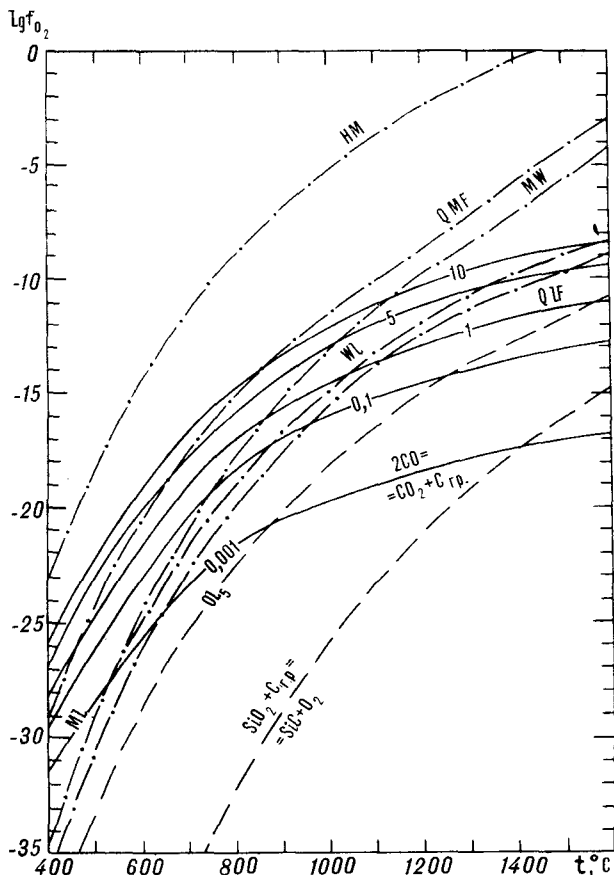


Рис. 1. Зависимость устойчивости графита в системе Н—О—С при $(x_{H_2O} + x_{H_2}) / (x_{CO_2} + x_{CO}) = 4/1$ от температуры, давления (цифры на кривых, кбар) и логарифма летучести кислорода.

Показано положение кривых буферных равновесий при $P = 1$ бар: гематит-магнетитового (НМ), кварц-магнетит-фаялитового (QMF), магнетит-виоститового (MW), железо-виоститового (MI), кварц-железо-фаялитового (QIF) с участием магнезиального оливина (OI_2) и кварц-графит-муассанитового.

преобладающими компонентами являются метан и водород, а в окислительной (QMF — буфер) — вода и углекислый газ. Преобладание метана в газовых смесях достигается при высоких давлениях и (или) низких температурах, водорода — при низких давлениях и повышенных температурах.

В составе вулканических газов заметную роль играют газовые компоненты, содержащие серу [6], т. е. их флюидная фаза относится к системе Н—О—С—S. Расчет равновесий этой системы производился тем же методом [20] для идеальной смеси идеальных газов. В вычислениях использовались отношения $(x_{H_2O} + x_{H_2}) / (x_{CO_2} + x_{CO}) = 7,2/1,8/1,0$ для безграфитовой и $(x_{H_2O} + x_{H_2}) / (x_{SO_3} + x_{SO_2} + x_{S_2}) = 7,2/1,0$ для графитсодержащей систем. Подобные отношения характерны для равновесных проб вулканических газов J-13 и S-7 [19, 37]. Результаты расчетов

помещены в таблице, из которой видно, что главным компонентом в широком интервале температур, давлений и окислительного потенциала является сероводород, а остальные газы, в том числе и метан, содержатся в подчиненном количестве. Отсутствие повышенной концентрации H_2S в вулканических газах и преобладание SO_2 и S_2 [37] свидетельствуют о более высоком уровне окислительного потенциала системы, чем кварц-магнетит-фаялитовый буфер [19].

О характере ювенильных флюидов среди последователей нет единого мнения. Одни из них считают, что основные газовые компоненты глубинных флюидов, по крайней мере в пределах верхней мантии, представлены H_2O и CO_2 , причем вода преобладает [9 и др.]. Другие же придерживаются представлений о первично восстановленном характере эндогенных флюидов [11, 18, 23 и др.], в основу которых положены идеи В. И. Вернадского о возрастании количества водорода с глубиной.

Предпочтительность второй концепции определяется появлением все большего количества фактов о широком распространении восстановительного режима минералообразования при магматических, метасоматических и гидротермальных процессах. Прямым подтверждением этого служат участвовавшие находки таких сингенетических минералов, как самородные элементы (железо, алюминий, олово, цинк, хром), интерметаллические соединения (железо — никель, силициды железа и др.), карбиды (когениит, муассанит и др.) в различных по генезису породах [21, 27 и др.]. Кроме того, было установлено [18], что широко распространенные в мантийных ксенолитах перидотитов, гипербазитовых и базитовых магмах глубинного происхождения магнезиальные оливины и ортопироксены кристаллизуются в восстановительных условиях поля устойчивости железа. Силликаты с повышенной железистостью, а тем более самородные элементы и карбиды чутко реагируют на повышение окислительного потенциала системы, поэтому их присутствие неоспоримо свидетельствует в пользу преимущественного развития в глубинных флюидах восстановленных газовых компонентов, среди которых, как показано выше, должны преобладать водород, метан или сероводород.

Водород относится к самым распространенным химическим элементам (90 ат. %) Вселенной, несколько меньше гелия (9 ат. %), а на долю остальных (углерод, сера, кислород, азот, кремний, железо и др.) приходится всего 1 ат. % [13]. Несмотря на высокую подвижность, водород может растворяться в металлах и образовывать с ними гидриды [10]. Поэтому вполне вероятно, что часть космического водорода была захвачена в процессе аккреции про-

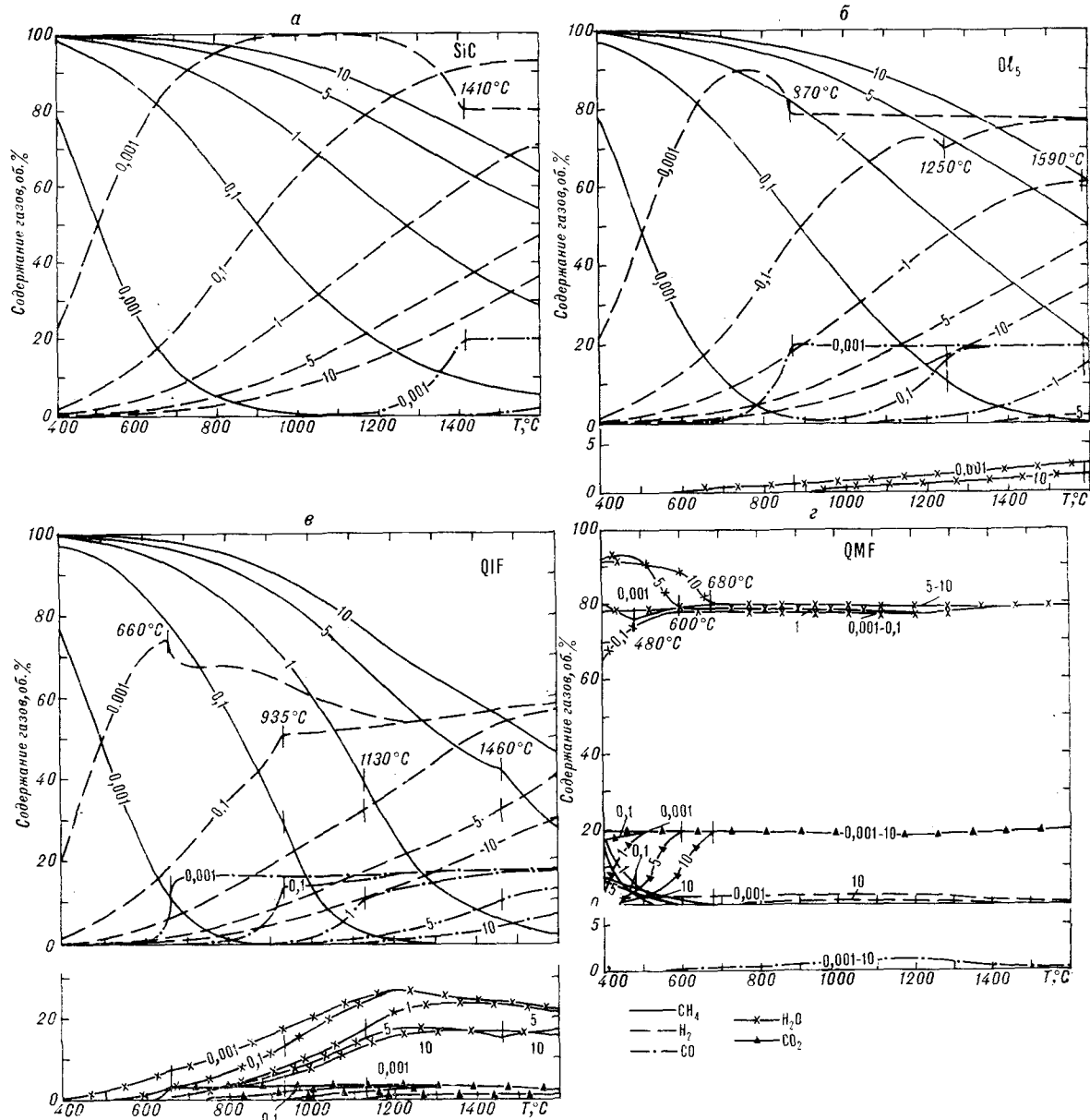


Рис. 2. Зависимость содержания газов в системе $\text{H}-\text{O}-\text{C}$ от температуры и давления (цифры на кривых, кбар) для уровней окислительного потенциала, поддерживаемых равновесиями: а — с SiC , б — с OI_3 , в — QIF , з — QMF .

Температура, обозначенная возле вертикальных штрихов, показывает верхний предел устойчивости графита при соответствующем давлении и $(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{H}_2}) / (x_{\text{CO}_2} + x_{\text{CO}}) = 4/1$.

товещества при формировании Земли. В ходе последующего развития планеты дифференциация и разогрев вещества способствовали интенсивному высвобождению водорода, главным образом из внешних оболочек Земли. Возможно, в этом случае он частично диссипировал в космическое пространство, но значительная его доля приняла участие в формировании гидросферы и биосферы. Консолидация Земли способствовала удержанию водорода во внутренних частях планеты, возможно, в гидрид-

ной форме, но более вероятно — в растворенном состоянии во внешней зоне ядра, сложенной расплавленными металлами, в основном железом [10, 13]. О глубинном источнике водорода свидетельствуют многочисленные факты присутствия обогащенных водородом газов: в ультраосновных породах Тагильского и Кемпирсайского массивов [12], в кимберлитовых трубках Якутии [30], в рудных месторождениях Хибин, Кривого Рога, Средней Азии, в докембрийских породах Печенги, Африки, Авст-

Равновесный состав газов (об. %) системы Н—О—С—S, по расчетным данным (пояснения в тексте)

$t, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	$-\lg f_{\text{O}_2}, \text{бар}$	H_2O	H_2	CO_2	CO	CH_4	SO_2	S_2	H_2S	CS_2
<i>Равновесие с SiC</i>											
400	0,001	56,6050	$2,2 \cdot 10^{-13}$	0,21	$1,1 \cdot 10^{-24}$	$9,1 \cdot 10^{-14}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-33}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	99,16	0,59
	10	55,4001	$4,1 \cdot 10^{-14}$	$9,7 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-27}$	$9,4 \cdot 10^{-17}$	0,38	$2,8 \cdot 10^{-34}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	99,53	$7,1 \cdot 10^{-2}$
1200	0,001	21,1397	$7,2 \cdot 10^{-4}$	33,85	$7,6 \cdot 10^{-6}$	0,93	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-11}$	4,70	33,08	27,36
	10	20,5892	$1,2 \cdot 10^{-4}$	3,04	$4,2 \cdot 10^{-9}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	3,90	$1,8 \cdot 10^{-13}$	0,42	88,86	3,78
<i>Равновесие QIF</i>											
400	0,001	36,2688	$3,2 \cdot 10^{-3}$	0,21	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-12}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	99,11	0,60
	10	35,5302	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$8,1 \cdot 10^{-7}$	0,37	$2,1 \cdot 10^{-14}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	99,54	$7,3 \cdot 10^{-2}$
1200	0,001	12,4148	15,12	31,05	1,82	9,72	$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,01	6,40	35,41	$1,7 \cdot 10^{-2}$
	10	12,0773	1,85	2,58	0,24	0,87	0,50	$7,0 \cdot 10^{-5}$	0,62	91,15	0,98
<i>Равновесие QMF</i>											
400	0,001	29,3015	2,64	$5,7 \cdot 10^{-2}$	0,67	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-7}$	$5,9 \cdot 10^{-7}$	0,37	96,13	$2,2 \cdot 10^{-3}$
	10	27,9092	0,37	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$6,3 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-2}$	99,35	$1,7 \cdot 10^{-2}$
1200	0,001	8,8053	69,34	2,23	16,51	1,38	$1,4 \cdot 10^{-10}$	9,61	0,33	0,58	$1,9 \cdot 10^{-6}$
	10	8,1691	35,93	0,56	8,77	0,35	$1,0 \cdot 10^{-4}$	1,39	3,68	48,09	$2,6 \cdot 10^{-2}$

Примечание. В таблицу не включены содержания SO_2 и COS , не превышающие соответственно $2,2 \cdot 10^{-5}$ и 1,22 об. %

ралии, Канады [22], в гидротермах рифтовых зон, в вулканах Гавайских островов и Камчатки [3, 11]. Сильно обогащенные водородом разности встречаются и среди газов, окклюзированных в минералах. К ним относятся газы, выделенные из некоторых образцов алмазов [39, 40], из самородного железа и силикатных фаз габбро-долеритов г. Озерной [34], из содержащего самородный алюминий кварца [21]. Существенно водородные газы отмечаются не только в земных образованиях, но и в метеоритах, особенно железных [8], в образцах лунного грунта [4], что свидетельствует об общих закономерностях процессов формирования планет земной группы.

Согласно приведенным термодинамическим данным, в составе восстановленных эндогенных флюидов водород будет преобладать независимо от температуры и давления только в случае их принадлежности к системе Н—О. Однако в природных флюидах часто присутствуют углеродсодержащие газы, т. е. они относятся к системе Н—О—С. Это накладывает ограничение: высокое равновесное содержание здесь H_2 достигается лишь при низких f_{O_2} , P и повышенных t . Отсюда следует, что водородный тип флюидов указывает на достижение высокотемпературной системой Н—О—С состояния равновесия при низком окислительном потенциале в близповерхностных условиях. Это условие вполне приемлемо для объяснения процесса выделения водородных струй из вулканов и обогащения H_2 газов ранних минералов

магматических пород, но сомнительно для интерпретации процесса выделения свободных газов из гипербазитов, кимберлитов, рудных месторождений и гидротерм. Гипотезы генерации водорода в литосфере, как показано Д. Г. Осиковой [22], плохо обоснованы фактическим материалом. И хотя часть водорода может образовываться в экзогенных условиях, значительно большее его количество имеет эндогенное происхождение, что подтверждается постоянной ассоциацией H_2 с гелием, богатым легким изотопом ^3He [13, 22]. Таким образом, первичный ювенильный флюид, вероятнее всего, имеет существенно водородный состав.

По мере подъема восходящих водородных потоков по зонам разуплотнения во внешней геосфере происходят их постепенное окисление и усложнение состава флюидов главным образом за счет поступления в систему углерода. Свойство последнего образовывать самостоятельные твердые фазы (алмаз, графит) и карбиды (муассанит, когенит), устойчивые в восстановительной среде в широком диапазоне температур и давлений, позволяет допустить, что благодаря взаимодействию водородных флюидов с этими минералами система становится трехкомпонентной (Н—О—С). Для решения вопроса о том, на каком уровне глубинные флюидные фазы становятся углеродсодержащими, еще раз обратимся к термодинамическим данным системы Н—О—С. Если бы заметные количества углерода присутствовали при самом зарождении флюидов, то в

восстановительных условиях они должны были иметь существенно метановый состав в широком диапазоне температур и давлений, так как появление водородных разностей ограничивается повышенными температурами и низким (менее 100 бар) давлением (см. рис. 2, а — в). Но в этом случае водородные флюиды не проявлялись бы в обстановке, не отвечающей нормальному равновесному процессу эволюции системы Н—О—С, о чем уже упоминалось выше. Правда, не исключена вероятность очень быстрой миграции водородных флюидов через углеводородсодержащие толщи, так что система не успевает достичь равновесного состояния, однако это возможно лишь при подъеме на сравнительно небольшом расстоянии по зонам глубинных разломов. Но глубина заложения последних ограничена астеносферой, кровля которой устанавливается на глубинах 50—60 км под океанами и 100—250 км под континентами [10].

Изложенное свидетельствует в пользу уменьшения концентрации углерода с глубиной, что может быть вызвано как начальной дифференциацией вещества Земли, так и его интенсивным выносом флюидными потоками в ранний период развития планеты. Последнее подтверждается приуроченностью широкомасштабных процессов графитообразования к докембрийским толщам [28] и уменьшением содержания углерода во флюидах долгоживущих вулканических зон [15]. Поэтому есть все основания полагать, что уровень заметных концентраций углерода, приводящих к образованию флюидов системы Н—О—С, располагается примерно в средней части верхней мантии. Углерод в пределах верхней мантии распределяется неравномерно, о чем можно судить по изменению его содержания в газах из эффузивов разных вулканических поясов [15]. Тем не менее концентрация углерода в верхней мантии все же представляется незначительной. Дело в том, что даже в случае преобладания газов системы Н—О над газами системы С—О в 1000 раз поле устойчивости карбида железа (когенита) при высоком давлении представляет собой широкую полосу и располагается между кривыми кварц-графит-муассанитового и кварц-железо-фаялитового равновесий, причем с увеличением давления оно расширяется в сторону пониженных температур [30]. Казалось бы, когенит должен иметь более широкое распространение в минералах и породах глубинного генезиса, чем ассоциация железо + графит (алмаз). В действительности же наблюдается обратная картина. Например, в алмазах чаще встречаются включения самородного железа [27], а когенит отмечается в единичных случаях [29]. Подобная ситуация характерна для изверженных пород, метеоритов и лунного материала,

в которых когенит встречается довольно редко и обычно образует тонкие прерывистые каемки и мелкие востки в зернах самородного железа [2, 16, 26, 27, 33 и др.].

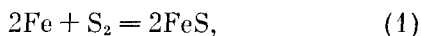
Основной причиной редкой встречаемости когенита среди описанных пород является кристаллизация флюидно-минеральной системы вне поля устойчивости карбида железа. Здесь возможны два случая. Первый, когда окислительный потенциал соответствует верхней части поля устойчивости железа, флюидная фаза имеет очень высокое отношение Н/С и поле когенита исчезает, а вместо него выделяются железо и графит (алмаз). И второй, когда ассоциация железо + графит (алмаз) будет образовываться в резко восстановительных условиях поля устойчивости муассанита (см. рис. 1), так как положение кривой кварц — графит (алмаз) — муассанит практически совпадает с равновесием $Fe_3C + SiO_2 = SiC + 3Fe + C$ [30]. В пользу второго варианта свидетельствует относительно частая приуроченность парагенезиса муассанит — самородное железо — графит (алмаз) к базитам, гипербазитам и кимберлитам, т. е. к породам глубинного происхождения [27]. Однако эволюция флюидных фаз в процессе магматического минералообразования предполагает пересечение системой поля устойчивости когенита, так как на конечной стадии кристаллизации окислительный потенциал ее, как правило, соответствует кварц-магнетит-фаялитовому равновесию [20].

Следовательно, для высокотемпературных ювенильных флюидов характерно очень низкое содержание углерода, накопление которого в них происходит, по-видимому, в связи с задержкой и охлаждением водородных флюидов в обогащенных углеродом участках верхней мантии в обстановке сжатия флюидовыводящих зон. Возможен и другой механизм, при котором в верхних горизонтах Земли из флюидов отделяются газы системы Н—О и возрастает доля газов системы С—О; тогда они становятся существенно метановыми. Проявления абиогенного метана, иногда в ассоциации с водородом, отмечаются довольно часто и приурочены к магматическим, метасоматическим и гидротермальным образованиям [1, 12, 21, 24, 30, 36], к гидротермам и водам Тихого и Атлантического океанов, Карибского и Красного морей вблизи рифтовых зон [3].

Сложнее дело обстоит с сероводородными флюидами, которые, так же как и метановые, являются производным типом. Фазы с преобладанием H_2S глубинного генезиса проблематичны, хотя нередко встречаются сероводородсодержащие газы [32], приуроченные к сульфатно-карбонатным комплексам. Здесь источником серы частично или полностью служат сульфаты, так что определить долю эндогенной

серы не представляется возможным. Поэтому обратимся к косвенным фактам, которые не вызывают сомнения. Содержащие серу флюиды должны оказывать большое влияние на устойчивость сульфидов особенно такого распространенного элемента, как железо. В вулканических газах сернистые разности нередко слагают до 10% и более объема смесей [6]. В восстановительной области при повышенных давлениях и температурах такие флюиды должны иметь преимущественно сероводородный состав (см. таблицу), что предполагает широкое развитие сульфидов, в частности пирротина (троилита), среди раннемагматических минералов [14].

Рассмотрим равновесия с участием железа, троилита (пирротина) и пирита, главные из которых описываются реакциями:



т. е. железо + сера = троилит, и



т. е. троилит + сера = пирит.

При расчетах использовались табулированные термодинамические константы [38, 41] и равновесные мольные доли x_{S_2} в смеси газов системы $\text{H}-\text{O}-\text{C}-\text{S}$ (см. таблицу).

Полученные результаты сводятся к следующему. Большая отрицательная величина $(\Delta G_T)_P$ реакции (1) в интервале 400—1600°C для P 1 бар и 10 кбар указывает на стабильность в этих условиях троилита (пирротина), а не самородного железа. И лишь при значительном уменьшении концентрации серы — до $x_{\text{S}_2} = 5 \cdot 10^{-8}$ — железо становится устойчивым выше 940°C при $P=1$ бар и 1375°C при $P=10$ кбар. Из этого следует, что при образовании выделений самородного железа, а затем каемок пирротина на них, как, например, в габбро-долеритах р. Курейки [2], содержание серных газов во флюиде должно быть минимум на пять порядков ниже, чем в теоретической смеси (см. таблицу), т. е. $(x_{\text{SO}_3} + x_{\text{SO}_2} + x_{\text{S}_2}) \leq 1 \cdot 10^{-6}$.

Равновесие (2) достигается в области невысоких температур даже при участии высокосернистого флюида (см. таблицу): пирит устойчив до 605°C при $P=1$ бар и до 770°C при $P=10$ кбар. Значительно уменьшается температура его стабильности при $x_{\text{S}_2} = 5 \cdot 10^{-8}$ и составляет 410°C при $P=1$ бар и 540°C при $P=10$ кбар. Положение кривых равновесий (1) и (2) в пределах поля устойчивости железа практически не зависит от величины летучести кислорода. Термодинамические и минералогические данные по сульфидам железа, а также результаты изучения газов позволяют

выяснить некоторые закономерности поведения содержащих серу ювенильных флюидов.

В земных условиях троилит встречается исключительно редко и обнаружен в виде каплеобразных и округлых включений в самородном железе из базитов (острова Диско, Гренландия и др.) и в халькопиритовых рудах из серпентинитов (Калифорния, США). Вкрапленность и прожилки подобного троилита минерала наблюдались в Халиловском перидотитовом массиве [14, 21]. Троилит более характерен для внеземных пород, где он обычно ассоциирует с самородным железом и образует сравнительно крупные желваки в железных метеоритах, рассеянную вкрапленность мелких зерен в хондритах [16], редкие мелкие зерна, иногда сростки с камаситом, в лунных породах [33]. Однако во всех случаях троилит является акцессорным минералом, которого значительно меньше, чем самородного железа.

Аналогичный троилиту сульфид железа, но с некоторым дефицитом железа, — пирротин в земных породах развит довольно широко и встречается в ксенолитах мантийных перидотитов [29 и др.], в сульфидных месторождениях магматогенного (Сёдбери, Бушвельд и др.), контактово-метасоматического (Турьинские рудники, Дальнегорск и др.) и гидротермального (Садонское, Белоканское и др.) типов, изредка в пегматитах и продуктах вулканической деятельности [14]. Пирротин присутствует в метеоритах и лунных породах [8, 16, 33].

Обобщая приведенные факты, нужно отметить, что формирование скоплений сульфидов, в том числе троилита и пирротина, происходит в результате обогащения серой флюидно-магматических или флюидных систем в процессе их эволюции. Отсутствие троилита и пирротина среди раннемагматических минералов указывает на очень низкую концентрацию серы в первичных ювенильных флюидах, участвующих в минералообразовании. Но уже к субсолидусной стадии кристаллизации иногда создаются условия, при которых содержание серы возрастает настолько, что становится возможным расслаивание базитовой магмы на силикатный и сульфидный расплавы (месторождения Сёдбери, Норильское и др.). В еще большей степени это относится к метасоматическим и гидротермальным процессам, которые протекают при участии флюидов, обычно связанных с магматизмом и прошедших этап флюидно-магматического взаимодействия.

Если к изложенному добавить, что не во всех вулканах отмечаются газы с повышенным содержанием серы [6], а в вулканических и интрузивных породах железо обычно встречается в силикатной (оливины, пироксены), окисной (ильменит, магнетит), реже самородной, но не в сульфидной (пирротин, троилит) формах, то

можно с полным основанием считать серу элементом, который приурочен к внешним оболочкам Земли (кора) и пользуется крайне неравномерным распределением. Но и здесь сера, как правило, образует невысокие концентрации, в противном случае подавляющее большинство глубинных флюидов имело бы преимущественно сероводородный состав, а сульфиды железа, тропит и пирротин пользовались бы очень широким распространением. Поэтому сероводородный тип эндогенных флюидов следует отнести к уникальным явлениям, хотя, возможно, ему обязаны своим формированием толщи, обогащенные серой или сульфатами.

В составе глубинных флюидов, кроме описанных макрокомпонентов, отмечаются многочисленные редкие газы, содержащиеся, как правило, в малых количествах. Среди них наибольший интерес представляют фтор и хлор, небольшие концентрации которых в виде HF и HCl обычно отмечаются в вулканических и фумарольных газах [6]. Повышенный интерес к этим газам вызван тем, что многие хлориды и некоторые фториды петро- и рудогенных элементов при повышенных температурах представляют собой газообразные вещества [31] и могут, хотя и в ничтожных количествах, входить в состав глубинных флюидов, а следовательно, оказывать влияние на эволюцию магматических расплавов и рудообразование.

Восстановленные глубинные флюиды в неизменном виде редко достигают земной поверхности. Обычно они в той или иной мере окисляются, и главными газовыми компонентами в них становятся H_2O , реже CO_2 и спорадически SO_2 , S_2 . Но, несмотря на это, флюиды несут определенный объем информации, что позволяет давать количественную оценку параметров равновесия (P , t , f_{O_2}) процессов минералообразования [19] и качественную — флюидного режима вулканических зон [15].

При комплексном изучении вулканических образований Тихого океана и примыкающего к нему Азиатского континента получены следующие результаты.

Генерация океанических базальтов происходила при сравнительно небольшом количестве флюидов, на относительно небольшой глубине. В островных толеитах объем флюидной фазы несколько возрастает и достигает наибольшего значения в щелочных разностях (Таити, Самоа, Гавайи и т. д.). В том же направлении увеличивается относительная степень окисленности газов и увеличивается доля углеродсодержащих компонентов флюидов [15]. В соответствии с эволюцией и длительностью развития структур закономерно изменяется отношение C/N в безводной части флюида: наиболее низкие значения свойственны структурам этапного и длительного развития вулканизма, проявле-

ния которого отмечались в настоящее время или в недалеком прошлом (рифт и острова Восточно-Тихоокеанского поднятия, Гавайи и т. д.); повышение этой величины характерно для базальтов океанических островов с более древним вулканизмом, сравнительно непродолжительной историей развития и большей глубиной генерацией магм. Снижение отношения C/N, т. е. уменьшение во флюиде доли углерода, наблюдается в процессе развития долгоживущих вулканических структур, что видно на примере толентово- и щелочной серий пород Гавайских вулканов [15]. Было установлено, что вариации в составах океанических базальтов (магнезиальных, высокоглиноземистых, щелочных и высокожелезистых типов) в большой степени зависят от характера эволюции флюидной фазы. Так, для высокожелезистых толентов Центрально-Тихоокеанского бассейна и Галапагосского рифта свойственны высокая доля восстановленных компонентов во флюидах и появление перегретых стекловатых пород с низким содержанием магния, обогащенных закисным железом. Окисленный характер газов в некоторых базальтовых потоках Центрально-Тихоокеанского поднятия (образцы из скважин) способствовал появлению обогащенных окисным железом стекол. Среди океанических базальтов, особенно островных толентов, нередко появляются высокоглиноземистые (до 17 вес. % Al_2O_3 и более) и субщелочные разности, для которых в целом свойственно высокое содержание фтора и особенно хлора при общем увеличении количества воды как в первичных, так и в остаточных расплавах. Повышенное содержание хлора и воды наиболее типично для подщелочных высокоглиноземистых разностей [15]. Увеличение количества фтора относительно хлора в остаточных расплавах характерно для пород океанических островов, где проявлены более кремнекислые и бимодальные серии (острова Пасхи, Гавайи и т. д.) с признаками ликвационных явлений.

Магматизм континентального блока востока Азии сопровождался большим объемом флюидов, на порядок выше, чем магматизм океанический. Во внутриконтинентальных зонах длительно развивающиеся флюидно-магматические системы сосредоточены в крупных сводовых поднятиях, которым свойственны особенности состава пород, присущие всему континентальному блоку (высокая глиноземистость, низкие концентрации щелочей, особенно калия, никеля, кобальта, частично хрома), характерны высокая доля восстановленных газов во флюидах в течение всего процесса, низкое отношение C/N и высокая концентрация фтора в первичном и остаточном расплавах [15]. В этих структурах обычно сосредоточены большие массы кремнекислых пород. Иногда здесь появляются

ся восстановленные минеральные фазы — муассанит, самородное железо, графит (Баджальская зона). В окраинных поясах, развитие которых сопряжено с глубинными разломами, объем флюидной фазы в 2—3 раза выше, чем во внутриконтинентальных, а отношение С/Н наиболее высокое и близко к таковому в островных дугах.

На примере изучения вулканизма континентальных поясов выделяются структуры, где соотношения окисленных и восстановленных газовых компонентов во флюидах, а также фтора и хлора имеют пульсационный характер, что, по-видимому, отражается на взаимоотношениях серий пород с различной тенденцией — толептовой, известково-щелочной и высокоглиноземистой. Такие взаимоотношения отмечаются в различных структурах континентальных и островодужных вулканических поясов и зон [15].

В изучении газовой составляющей магматических пород еще много нерешенных проблем, поэтому необходимо совершенствовать методы анализа газов и обработки результатов, шире применять термодинамические расчеты. Но уже сейчас приведенный материал позволяет изложить некоторые соображения о петрогенезисе и формировании месторождений полезных ископаемых.

Макрокомпоненты эндогенных флюидов — Н, С, S и О — принимают непосредственное участие в образовании месторождений графита, алмаза, серы, сульфидов, газа, нефти и минеральных вод.

Восстановленные глубинные углеродсодержащие флюиды могут отлагать свободный углерод прямо из газовой фазы. Это достигается в том случае, когда параметры флюидно-минеральной системы соответствуют полю устойчивости твердого углерода (см. рис. 1). Выделение последнего осуществляется в результате диссоциации метана и окиси углерода, причем в стабильных условиях при высоком давлении образуется алмаз, а при более низком — графит. Правда, есть все основания полагать, что часть алмазов образуется в метастабильных условиях из существенно водородсодержащего флюида при невысоких значениях давления и температуры [30].

Представления о неорганическом происхождении нефти и газа за последние десятилетия получили широкое признание [25]. Полученные авторами данные позволяют внести некоторый вклад в решение этой проблемы.

Формирование газовых месторождений может происходить непосредственно путем локализации метанового флюида в соответствующих структурных ловушках. Такая возможность возникает при условии относительно быстрого подъема сравнительно низкотемпературной

флюидной фазы и локализации ее в условиях восстановительной среды, создаваемой углеродсодержащими вмещающими газ породами. Здесь углерод может иметь как неорганическое (углистые, графитовые образования), так и биогенное (органические остатки) происхождение. Отложение твердого углерода в коллекторах может происходить и в ходе самого процесса локализации, но при условии, что выравнивание параметров (в первую очередь окислительного потенциала) флюидной системы и окружающей среды не выведет первую за пределы поля устойчивости графита. С понижением температуры в локализованных метановых флюидах в ходе установления равновесного состояния появляются и другие газообразные углеводороды, но в количествах, обычно не превышающих первых процентов объема [1, 24 и др.].

Переход от газообразного флюида к жидким и твердым углеводородам, т. е. от метана к жирному газу, конденсату, легким и тяжелым нефтям, асфальту и другим битумам осуществляется путем конденсации и полимеризации на фоне снижающихся температуры и давления, в присутствии эффективных катализаторов, которыми являются многие сланцы, глины, железо, никель, окислы кремния, алюминия, магния, марганца и другие вещества [3]. В какой-то степени этот процесс напоминает искусственный синтез сложных углеводородов по технологической схеме Фишера — Тропша в части преобразования метана, так как начальный этап его в природных условиях осуществляться не может из-за отсутствия равновесных флюидов, сложенных при невысоких температурах и давлениях преимущественно H_2 и CO (см. рис. 2, а — в).

Газ и нефть могут образовываться также при гидрогенизации углеродсодержащих толщ ювенильными водородными флюидами. Происхождение углерода в них особого значения не имеет. Он может быть представлен как неорганическими разностями, так и входить в состав органических остатков. По-видимому, наиболее широким распространением пользуется гидрогенизация керогенно-угольного вещества [25], в начальный период которой образуются газообразные углеводороды (метан и др.), а последующее усложнение систем приводит к появлению жидких (нефть) и твердых (битумы) продуктов.

Согласно изложенному, генезис нефти и газа может иметь неорганическую и смешанную (абиогенно-органическую) природу, хотя нельзя исключить и их биогенное происхождение; но нет никаких оснований придавать универсальный характер осадочно-миграционной гипотезе нефтегазообразования [25].

Сероводородсодержащие флюиды предположительно глубинного происхождения непосредственно служат источником серы, возможно, формируют серные и сульфидные рудные месторождения. Это обусловлено способностью содержащих серу газов накапливаться в процессе эволюционного развития эндогенных флюидов.

Образованию залежей минеральных вод способствуют интенсивные процессы окисления восстановленных флюидов, которые наиболее полно проявляются в областях активного магматизма, так как флюидно-магматическое взаимодействие благоприятствует появлению больших количеств H_2O и CO_2 [20]. Подобный же результат достигается, вероятно, и при медленном подъеме относительно низкотемпературных, не связанных с магматизмом эндогенных флюидов в сильно окислительной среде. Правда, часть минеральных вод может формироваться как продукт обогащения солями и газами вадозных вод в осадочной оболочке Земли.

Акцессорные компоненты эндогенных флюидов, особенно галогениды, способны, по-видимому, влиять на эволюцию магматических расплавов и концентрацию рудных элементов. Так, в некоторых случаях появление высокоглиноземистых низкощелочных магм может быть не следствием кристаллизационной дифференциации, ликвидационных явлений и других механизмов, а объясняться привносом некоторого объема глинозема в виде газообразных галогенидов $AlCl$ и $AlCl_3$ в магмогенерирующие или промежуточные очаги. Есть основания предположить, что одним из способов (наряду с другими) формирования щелочных высокоглиноземистых базальтовых расплавов является обогащение толеитовых разностей натрием и алюминием за счет летучих комплексных соединений типа $NaAlF_4$ [5]. Можно также допустить образование кремнекислых пород в результате привноса кремнезема газообразными SiF_4 и $SiCl_4$. О возможности транспортировки кремния и алюминия в хлоридной форме сви-

детельствует тот факт, что при экспериментальном хлорировании смесью $Cl-CO$ окислов этих элементов последние в виде соединений $SiCl_4$ и $AlCl_3$ переходят в газовую фазу [35]. Кроме того, галогениды представляют собой легкорастворимые соединения, что способствует потере расплавом и концентрации во флюидной фазе многих элементов. Об этом можно судить по составу конденсатов Большого трещинного Толбачинского извержения, когда в Южном Прорыве по сравнению с Северным произошло резкое увеличение содержания фтора и хлора, одновременно сильно повысилась в магматических водах концентрация щелочей, алюминия, железа, никеля, меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, немного — магния [17]. Хлориды многих рудогенных элементов, таких как мышьяк, бериллий, висмут, кадмий, хром, ртуть, молибден, никель, кобальт, свинец, цинк, сурьма, олово, при повышенных температурах представляют собой газообразные вещества [31] и могут играть значительную роль в процессах рудообразования. Тем более, что хлорированием широко пользуются технологи в хлорной металлургии для извлечения многих химических элементов из руд [7].

В заключение отметим, что по преобладанию газовых компонентов среди эндогенных флюидов выделяются два главных типа: водородный, наиболее глубокий, основным источником которого является внешнее ядро, и метановый, образующийся главным образом в верхней мантии. К ним примыкает сероводородный тип флюидов, глубинная природа которого проблематична, так как он может формироваться в земной коре. Кроме того, существенно сероводородный состав его сомнителен, хотя сероводородсодержащие разности встречаются нередко. Без сомнения, экзогенным типом является широко распространенный существенно водный флюид. Все типы флюидов принимают самое активное участие в формировании месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л. В., Банников О. Л., Андреева Т. А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от химизма и генезиса.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 305. Новосибирск: Наука, 1976.
2. Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Яхно А. В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край).— Зап. ВМО, 1959, сер. 2, ч. 88, вып. 2.
3. Бескровный Н. С. Нефтегазоносность и магматизм.— В кн.: Особенности глубинного строения земной коры и теоретическое обоснование неорганического генезиса нефти. Киев: Наукова думка, 1982.
4. Богатинов О. А., Дмитриев Р. В. и др. Водород в риголите АС «Луна-24».— ДАН СССР, 1983, т. 270, № 2.
5. Ветюков М. М. Свойства и строение расплавов системы $NaF-AlF_3$.— В кн.: Физическая химия расплавленных солей и шлаков. М.: Металлургиядат, 1962.
6. Геохимия современных поствулканических процессов.— М.: Мир, 1965.
7. Коршунов Б. Г., Стефанюк С. Л. Введение в хлорную металлургию редких элементов.— М.: Металлургия, 1970.
8. Кринов Е. Л. Основы метеоритики.— М.: Гос. изд-во техн.-теорет. лит-ры, 1955.

9. Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969.
10. Ларин В. П. Гипотеза изначально гидридной Земли.— М.: Недра, 1980.
11. Летников Ф. А., Карпов И. К. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1977.
12. Лидин Г. Д., Матвиенко Н. Г. и др. Новые данные о выделениях водородных природных газов из ультраосновных пород.— ДАН СССР, 1982, т. 264, № 5.
13. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий.— М.: Наука, 1983.
14. Минералы. Справочник. Т. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.
15. Моисеенко В. Г., Сахно В. Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1982.
16. Мейсон Б. Метеориты.— М.: Мир, 1965.
17. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование.— М.: Наука, 1983.
18. Никольский Н. С. Термодинамика минеральных равновесий базитов.— М.: Наука, 1978.
19. Никольский Н. С. Параметры равновесия флюидных систем.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2.
20. Никольский Н. С. Принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных флюидных фаз (на примере системе $H-O-C$) и их роль при магматизме.— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 4.
21. Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах.— М.: Наука, 1983.
22. Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей.— М.: Наука, 1981.
23. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного парагенезиса.— М.: Наука, 1973.
24. Петерсилье И. А. О происхождении углеводородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 1.
25. Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей. Ч. 1.— Львов: ИГиГГН АН УССР, 1981.
26. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания.— М.: ИЛ, 1962.
27. Самородное минералообразование в магматическом процессе.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981.
28. Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Об углеродном дыхании докембрийских графитсодержащих толщ.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1.
29. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1974.
30. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по геохимии углерода.— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981.
31. Термодинамические свойства неорганических веществ. Справочник.— М.: Атомиздат, 1965.
32. Филиппов С. А., Валитов И. Б. Характер эпигенетических изменений в продуктивных толщах как поисковый признак на сероводородсодержащие газы и сернистые нефти (в связи с оценкой перспектив Иркутского амфитеатра на сернистые нефти и газы).— В кн.: Литология и геохимия нефтегазовых толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981.
33. Фрондел Дж. Минералогия Луны.— М.: Мир, 1978.
34. Шуколюков Ю. А., Верховский А. Б. и др. Поиски изотопных признаков мантийного происхождения веществ самородных металлов в трапповых породах.— Геохимия, 1981, № 10.
35. Щетинин Л. К. Поведение Al_2O_3 и SiO_2 при нагревании в токе Cl_2+CO .— Цветная металлургия, 1982, № 1.
36. Юркова Р. М., Слонимская М. В. и др. Водород и метан в серпентинитах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья).— ДАН СССР, 1982, т. 263, № 2.
37. Jagger T. A. Magmatic gases.— Amer. J. Sci., 1940, v. 238, N 5.
38. Kelley K. K. Contributions to the data on theoretical metallurgy. XIII. High-temperature heat-content, heat-capacity, and entropy data for elements and inorganic compounds.— U. S. Bur. Mines. Bull., 1960, N 584.
39. Melton C. E., Giardini A. A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil.— Amer. Mineral., 1974, v. 59, N 7—8.
40. Melton C. E., Giardini A. A. Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds.— Amer. Mineral., 1975, v. 60, N 5—6.
41. Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 K (25°C) and one atmosphere (1,013 bars) pressure and higher temperatures.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, N 1259.

Б. Я. Карп, В. Г. Прокудин

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ВОЗВЫШЕННОСТИ ШАТСКОГО ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Южный и центральный массивы возвышенности Шатского изучены сейсмическими методами НСП и МПВ. Сеймостратиграфический анализ полученных данных позволил выделить в разрезе осадочных отложений сейсмические комплексы, разделенные поверхностями несогласий. Определены скорости продольных и поперечных волн в осадочной толще южного массива, проведены привязка сейсмокомплексов к скважинам глубоководного бурения и их геологическая интер-

претация. Формирование осадочного чехла началось не позднее ранней юры и происходило, по крайней мере, в четыре этапа: базальные юрско-меловые отложения с пластовой скоростью 3,2 км/с, не вскрытые скважинами; известково-кремнистые осадки готерив-сеноманского возраста с пластовой скоростью 2,2 км/с; турон-эоценовые известковистые осадки и миоценово-плейстоценовые напциолы с пластовой скоростью 1,65 км/с.

Возвышенность Шатского расположена в пределах Северо-Западной глубоководной котловины Тихого океана и представляет собой поднятие океанского дна, вытянутое с юго-запада на северо-восток и состоящее из трех крупных массивов: южного, центрального и северного. По современным представлениям возвышенность относится к структурам, называемым океаническими плато. Эти структуры отличаются от окружающих их океанических котловин по своим геолого-геофизическим характеристикам. В частности, земная кора океанических плато имеет повышенную мощность, и в ее низах обычно присутствует слой со скоростью продольных волн, большей 7,0 км/с [6, 17].

Наибольший объем сейсмических данных о строении земной коры возвышенности Шатского получен на южном массиве. Здесь проведены работы методом преломленных волн (МПВ) с помощью двух судов [9] и донных сейсмических станций (ДСС) [11]. В качестве источников волн в этих работах использованы взрывы. Земная кора сложена осадочным (1), промежуточным (2) и океаническим (3) слоями. На профилях, пересекающих южную оконечность массива, слои 2 и 3 представлены каждый двумя толщами (2А, 2В и 3А, 3В) [9]. На профиле, располагающемся на севере массива, слой 2 на толще не разделяется, а слой 3 также представлен двумя толщами. Мощность земной коры под южным массивом больше 26 км [11].

Работами методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) установлено, что на вер-

шинной поверхности южного массива осадочный чехол сложен тремя акустически прозрачными и тремя непрозрачными толщами [1, 9, 10, 13, 14]. Мощность осадков достигает здесь 1 км, и они в основном сосредоточены в линзовидном теле, охватывающем с юга и востока сводовую гряду фундамента субмеридионального простирания. На центральном массиве осадки также в основном сосредоточены в осадочных телах, приуроченных к вершинной поверхности [5].

Экспедиции Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в 6-м и 16-м рейсах НИС «Профессор Богоров» (1979 и 1983 гг.) провели сейсмические исследования в пределах южного и центрального массивов возвышенности Шатского. На южном массиве выполнены работы НСП и МПВ с ДСС и пневматическими источниками, на центральном массиве — работы НСП (рис. 1). Результаты работ МПВ частично опубликованы [3]. В настоящей статье рассматриваются данные интерпретации сейсмограмм НСП и некоторые не описанные ранее результаты интерпретации материалов МПВ.

Непрерывное сейсмопрофилирование на южном массиве проведено с помощью пневмоисточника ПИ-1В объемом 2,5 дм³ при скорости судна 15 км/ч. Сейсмические сигналы зарегистрированы в аналоговом виде на регистраторе ФАК-П в частотном диапазоне 30 — 125 Гц, вертикальный масштаб записи 23 см·с⁻¹, горизонтальный — 0,66 км·см⁻¹. При таких параметрах регистрации оказалось возможным выделять на записях поверхности несогласий и

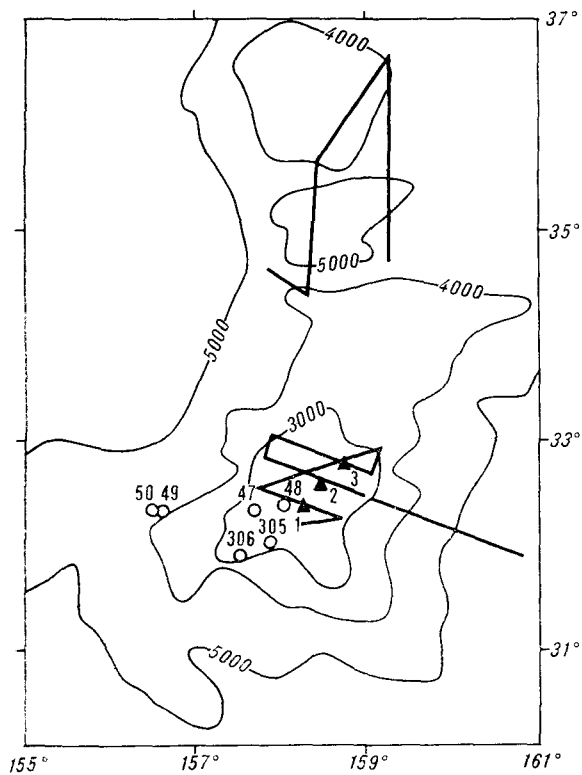


Рис. 1. Схема расположения профилей НСП на южном и центральном массивах и местоположение ДСС.

Сплошные линии — профили НСП, треугольники с цифрой — ДСС, кружки с цифрой — скважины глубоководного бурения, линии с цифрами — изобаты.

прослеживать на значительные расстояния основные отражающие границы. При обработке сейсмограмм НСП использованы методы сеймостратиграфического анализа [4] для отложений шельфа и материкового склона. Возможность применения этих методов при интерпретации данных НСП, полученных в зоне глубоководных пелагических осадков (возвышенность Хесса), показана в [18]. Сеймостратиграфический анализ проводился в несколько последовательных этапов, включающих выделение и прослеживание по площади поверхностей несогласий и сеймостратиграфических комплексов, выделение сеймофаций внутри комплексов, привязку выделенных комплексов к скважинам глубоководного бурения, геологическую интерпретацию сеймостратиграфических единиц. При этом использована терминология, предложенная в [4].

Работы НСП на центральном массиве выполнены пневмоисточником «Импульс-1» объемом 3 дм³ при скорости судна 21,2 км/ч. Частотный диапазон регистрации 25 — 100 Гц, вертикальный масштаб записи на самописце ФАК-П 4,6 см · с⁻¹, горизонтальный — 1,13 км · см⁻¹. Такое сжатие вертикального масштаба не позволяет проводить сеймостратиграфический ана-

лиз в сейсмологических условиях, характерных для возвышенности Шатского. В связи с этим при обработке и интерпретации сейсмограмм НСП, полученных на центральном массиве, мы ограничились только выделением акустических толщ по общему характеру сейсмической записи.

Толща, выделяемая на сейсмограммах НСП, зарегистрированных на южном массиве возвышенности Шатского, состоит из четырех сейсмических комплексов, разделенных поверхностями несогласий или их латеральными эквивалентами. Самый верхний сейсмический комплекс А (КА) представлен довольно резкими параллельными и расходящимися отражающими границами, местами они переходят в сигмовидные границы (рис. 2). С кровлей комплекса (морским дном) границы образуют прилегание, иногда наблюдается эрозионный срез. У подошвы КА регистрируется несогласие в виде прилегания и налегания. Местами комплекс образует брахиформные складки. На крайнем юге полигона отложения КА полностью размыты. Мощность комплекса 0,12—0,18 с.

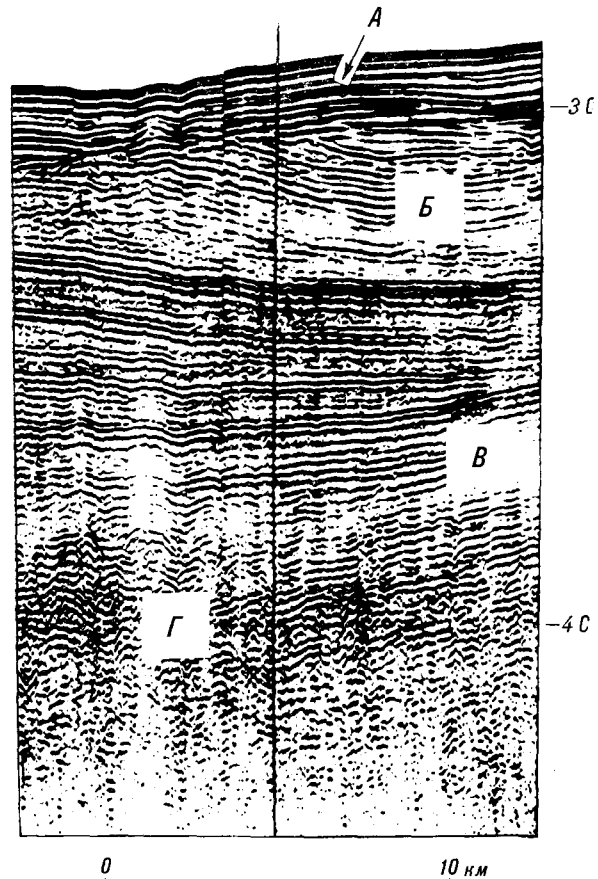


Рис. 2. Пример временного разреза НСП, иллюстрирующего соотношение поверхностей несогласий и отражающих границ. Буквами обозначены сеймокомплексы.

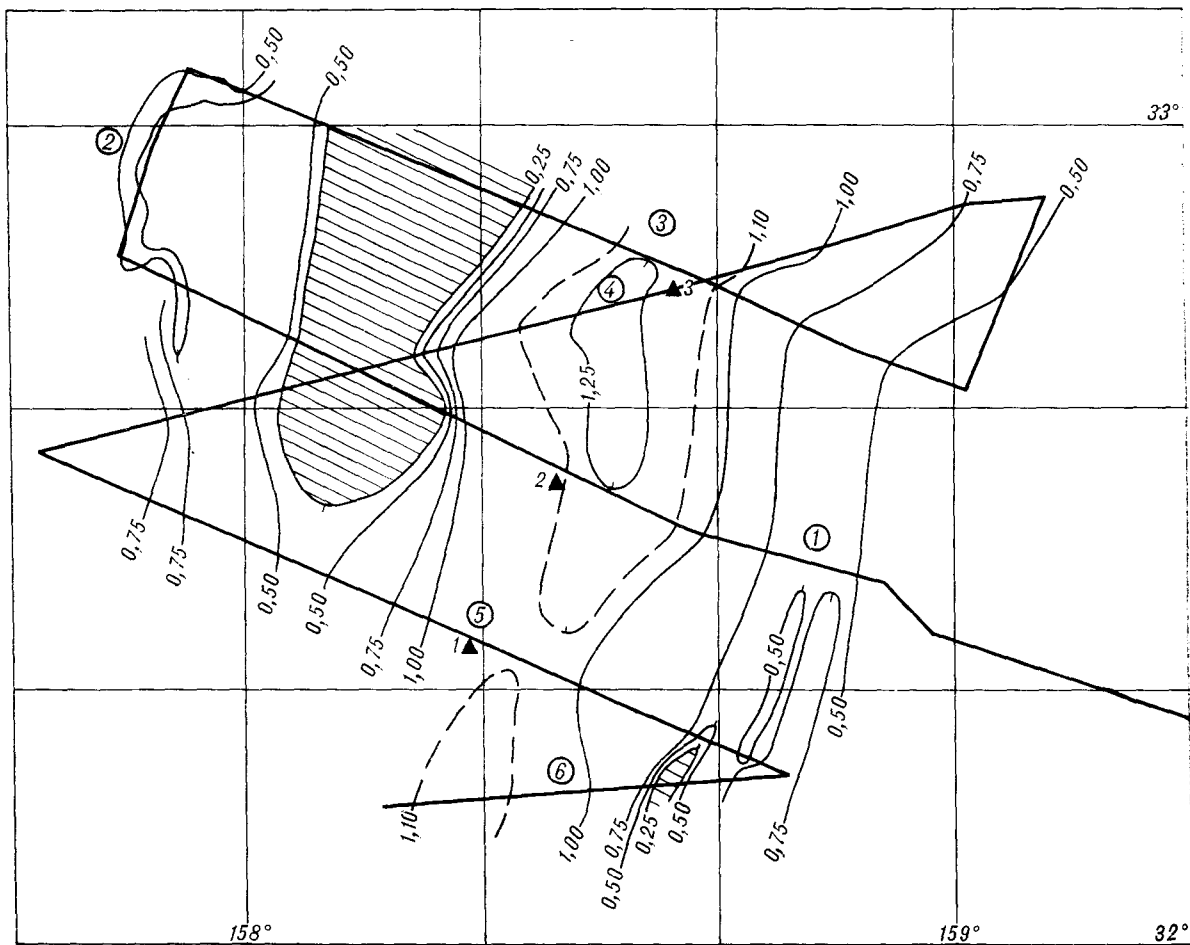


Рис. 3. Схема распределения суммарной мощности сеймокомплексов на южном массиве. Изолинии оцифрованы в двойном времени отражений (С), цифры в кругах — номера галсов, треугольнички с цифрами — ДСС, прямые линии — галсы НСП; заштрихованы области с мощностью, меньшей 0,25 с.

Залегающий ниже по разрезу комплекс В (КВ) характеризуется параллельной и расходящейся слоистостью, встречается и сигмовидно-косослоистый рисунок отражений. В кровле и подошве комплекса наблюдаются несогласия в виде прилегания и налегания и эрозионный срез (см. рис. 2). В некоторых местах комплекс сильно размывает еще до отложения пород КА. На юге полигона комплекс полностью отсутствует. Мощность широко варьирует от 0 до 0,36 с.

Третий комплекс (В) сложен хорошо выраженными по сравнению с КВ отражающими границами. Внутри его имеет место параллельная и расходящаяся слоистость (см. рис. 2). В районе подножия топографического поднятия наблюдаются холмистые фации. В кровле и подошве КВ отмечаются несогласия в виде прилегания, переходящего местами в эрозионный срез. В понижениях кровли нижележащих толщ породы комплекса В образуют формы заполнения, на поднятиях кровли — формы обле-

пания. Мощность комплекса изменяется от 0,12 до 0,64 с.

Нижний комплекс разреза (Г) выделяется поверхностями несогласий, с которыми границы внутри комплекса образуют в кровле формы прилегания и налегания. Комплекс характеризуется в основном фациями сигмовидных, холмистых и хаотических отражений, которые кое-где переходят в фации параллельных и расходящихся отражений. Мощность комплекса 0,16—0,32 с.

Распределение суммарной мощности четырех сеймостратиграфических комплексов на площади полигона приведено на схеме (рис. 3). Субмеридиональной зоной малой мощности, совпадающей с поднятием морского дна, полигон разделяется на две части — восточную и западную. Восточная часть — область развития больших мощностей осадков (более 1,2 с), сосредоточенных главным образом в линейно вытянутом осадочном теле. Восточная оконечность полигона совпадает со склоном вершинной

поверхности южного массива. Здесь мощность покрова плавню уменьшается до 0,5 с за счет выклинивания отложений комплекса Б, затем, по мере увеличения глубины моря, — отложений комплексов Б и В. Западная часть полигона характеризуется относительно небольшими значениями мощностей (в основном 0,5—0,7 с) и расчлененным рельефом морского дна. Мощности уменьшаются в основном за счет утонения комплексов Б и В. На крайнем северо-западе полигона выделяется узкий каньон, проявляющийся в рельефе дна. На его гальве толщина осадков становится равной 0,3—0,4 с. На склонах каньона обнажаются (сверху вниз) породы комплексов Б и В, его дно сложено породами комплекса Г.

Осадочный слой, выделяемый по сейсмограммам НСП на центральном массиве, состоит из пяти акустических комплексов. Дно сложено верхним непрозрачным комплексом 1, имеющим мощность 0,12—0,19 с. Последний подстилается прозрачной толщей 2, мощность которой варьирует от 0 до 0,46 с. Ниже по разрезу залегают: непрозрачный комплекс 3 (мощность 0,12—0,15 с), акустически прозрачный комплекс 4 (мощность 0,15—0,4 с), и замыкает разрез непрозрачная, сильно стратифицированная толща 5 мощностью 0,53—0,7 с. Общая мощность осадочного слоя здесь составляет 1,15—1,17 с. При переходе от вершинной поверхности к склону впадины, разделяющей центральный и южный массивы, осадочный слой уменьшается за счет выклинивания главным образом пород комплексов 3 и 4. На склоне кровля комплекса 5 образует две ступени, которые проявляются и в рельефе дна. Как отмечалось выше, при использованном вертикальном масштабе записи в толще осадочного слоя не удастся выделить поверхность несогласий, поэтому провести сопоставление акустических комплексов, отмечаемых на центральном массиве, с сейсмическими комплексами южного массива очень сложно. Отметим лишь, что по некоторым характерным признакам комплекса 5 центрального массива можно считать аналогом комплекса Г южного массива.

СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Сейсмическими методами скорости в осадочном слое возвышенности Шатского практически не определялись. Известны измерения скоростей продольных волн (V_p) в образцах осадочных пород, поднятых при бурении скважин 305 и 306 [14]. В карбонатных илах, слагающих первые 240 м разреза скважины 305, V_p составляет 1,52—1,57 км/с. Для полукристаллических известняков из той же скважины скорость меняется в диапазоне 2,7—3,2 км/с,

для плотных кремней — в диапазоне 4,4—4,5 км/с. В известковистых порцелланитах скв. 306 V_p составляет 2,4—3,3 км/с. Интервальные скорости, рассчитанные в скважинах 305 и 306 по результатам качественной корреляции разрезов НСП и характера изменения физических свойств поднятых образцов, составляют 1,65 км/с для верхних 300 м и 2,8; 2,2 м/с для нижележащих 300 и 200 м в скважинах 305 и 306 соответственно.

Сейсмограммы, полученные на профиле МПВ с донными станциями, позволяют произвести оценку скоростей в осадочной толще. На ДСС 2 в интервале расстояния 2,5—4,5 км от станции зарегистрирована преломленная волна с кажущейся скоростью (V_k) 2,2 км/с, на ДСС 2 и 3 вслед за этой волной в интервале расстояний 4,0—5,2 км регистрируется волна с V_k 3,2 км/с. Профиль МПВ располагается в области спокойного рельефа дна (глубина дна меняется от 2,4 до 2,5 км на расстоянии 60 км) и примерно постоянной суммарной мощности сейсмокомплексов (см. рис. 3), поэтому можно предположить, что границы внутри осадочной толщи вдоль профиля практически горизонтальны и, следовательно, кажущиеся скорости совпадают с граничными. Скорость продольных волн в толще осадков, прилегающих к морскому дну, равная 1,65 км/с, рассчитана по многократным отражениям, распространяющимся в толще воды между морской поверхностью и дном, известным способом.

Таким образом, из данных МПВ следует, что осадочный слой сложен тремя толщами со скоростями продольных волн 1,65, 2,2 и 3,2 км/с, разделенными двумя преломляющими границами. Подстилаются осадки слоем со скоростью 4,0 км/с [3]. Оценка мощностей указанных толщ под донными станциями, проведенная по наблюдаемым на годографах МПВ временам t_0 , и сравнение этих мощностей, пересчитанных на время распространения по нормальному лучу, с сейсмограммами НСП в районе ДСС показывают, что толща с V_p 1,65 км/с соответствует сейсмокомплексам А, Б, с V_p 2,2 км/с — сейсмокомплексу В и, наконец, с V_p 3,2 км/с — сейсмокомплексу Г. Средняя скорость продольных волн в отложениях выше слоя 4,0 км/с при суммарной временной мощности отложенной 0,8—1,2 с составляет 2,25 км/с. Таким образом, толщина осадочного покрова в упомянутом выше осадочном теле достигает 1,35 км.

Информация, зарегистрированная на донных станциях, кроме сведений о скоростях продольных волн, дает возможность определить среднюю скорость поперечных волн в осадочном слое. На записях вертикальных сейсмоприемников всех ДСС вслед за первыми преломленными волнами регистрируется интенсивный сигнал; еще более отчетливо он выделяется на

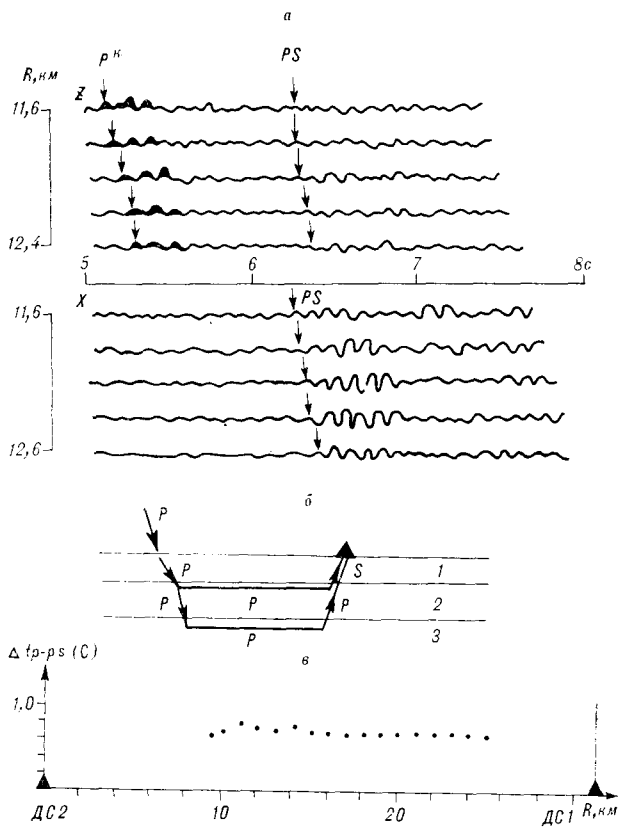


Рис. 4. Обменные волны на сейсмограммах ДСС.

a — фрагмент сейсмограмм ДСС, *Z* — вертикальный канал, *X* — горизонтальный канал, P^H — продольная волна. *PS* — обменная волна; *б* — схема лучей обменной волны *PS*; *в* — зависимость разности времен прихода волн *P* и *PS* от расстояния.

записях горизонтальных сейсмоприемников (рис. 4, *a*). Колебание, обозначенное на рис. 4, *a* символом *PS*, является обменной преломленной волной, распространяющейся как продольная вплоть до подошвы осадочного слоя. На границе осадки — фундамент она меняет свой тип и в осадочном слое распространяется как поперечная волна. Схема ее лучей приведена на рис. 4, *б*. В пользу такой трактовки природы описываемой волны говорит следующее: годограф волны практически параллелен годографу первых волн (см. рис. 4, *в*); разность времен прихода (Δt) первых волн и волны *PS* составляет 0,71 с со среднеквадратическим отклонением 0,02 с; волна в отличие от первых волн с большой амплитудой регистрируется на горизонтальном канале.

Обменные волны подобного типа нередко отмечаются при наблюдениях с трехкомпонентными ДСС в различных районах Мирового океана [7, 8, 15, 19]. Зарегистрированы они и на возвышенности Шатского [11]. В работе [20] лучевым методом выполнена оценка эффективности обмена на границах первого рода и переходных границах океанической земной коры.

Установлено, что обмен наиболее эффективен на резких границах разреза. В нормальной океанической коре этому условию лучше всего отвечает граница осадки — фундамент. Кроме того, обмен наиболее эффективен при углах падения волны между критическими углами продольных и поперечных волн. Наличие обменных волн является косвенным признаком гладкости границы в частотном диапазоне регистрации.

В скоростной модели верхней части земной коры южного массива возвышенности, полученной по данным МПВ, перечисленным условиям наилучшим образом отвечает граница между осадочной толщей со скоростью 3,2 км/с и подстилающим слоем со скоростью 4,0 км/с. Подтверждением этому служит тот факт, что волны *PS* впервые появляются на сейсмограммах с кажущейся скоростью 5,0 км/с. Отношение Пуассона и средняя скорость поперечных волн (V_s) в осадках рассчитаны по известной формуле [16]: $V_p/V_s = 1 + \Delta t/T$, где Δt — время задержки между вступлениями волн *P* и *PS*, T — одинарное время по нормальному лучу между дном моря и границей обмена. Наиболее полные годографы волны *PS* зарегистрированы по встречной системе между ДСС 1 и 2, которые расположены в области с почти постоянной временной мощностью осадочного чехла, равной 1,0 с (см. рис. 3). Для расчета принято Δt , равное 0,71 с, T , равное 0,5 с. При этих параметрах отношение скоростей составляет 2,42, отношение Пуассона 0,397, скорость поперечных волн 0,93 км/с (при средней скорости продольных волн 2,25 км/с). Полученные значения V_p/V_s и отношения Пуассона лежат между величинами, определенными для терригенных морских отложений и морских известняков и мела [12]. Осадочный чехол на южном массиве сложен в основном карбонатными осадками с прослоями мела, кремней и известняков. Следовательно, приведенные цифры, характеризующие в целом толщу мощностью порядка 1,0 км, не противоречат известным экспериментальным данным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В пределах южного массива возвышенности буровым судном (БС) «Гломар Челленджер» пройдено шесть скважин [13, 14]. Ближе всего к описанным профилям НСП располагаются скважины 47 и 48. Обе скважины вскрыли лишь верх разреза осадочного чехла. Наиболее полный разрез осадков получен в скважине 305. Поэтому, а также в связи с тем, что сейсмограммы НСП, полученные БС «Гломар Чел-

ленджер» в районе скважины [14] и нами на южной оконечности галса 6, практически идентичны (см. рис. 2, 3), геологическая привязка выделенных сейсмокомплексов осуществлена в основном по разрезу скважины 305. Кроме этого, использованы данные по скважине 306. Верхние 160 м разреза скважины 305, захватывающие временной промежуток от квартера до маастрихта, сложены фораминиферовыми наноилами; затем в разрезе появляются прослой мела и кремней (в интервале от 160 до 440 м, временной промежуток маастрихт — альб). На глубине 440 м от дна к последним добавляются прослой известняка, на глубине 540 м впервые в разрезе появляются порцелланиты, и далее до забоя скважины разрез представлен мелом с прослоями известняка, порцелланита, кремней и (местами) аргиллитов. Временной промежуток — альб — готтерив [14].

Разрез скважины 306 начинается с 9-метровой толщи наноилов с кремнями, представляющими собой смесь современных и альбского возраста осадков. Далее разрез схож с разрезом скважины 305 (начиная с глубины 380 м). Слагающие его породы представлены мелом, порцелланитом и кремнями. Временной интервал, охваченный скважиной 306, — альб — берриас [14].

Акустические толщи в осадочном слое верхней поверхности южного массива выделены [1, 9, 10] по общему характеру сейсмических записей, а не по поверхностям несогласий. В связи с этим предлагаемое нами расчленение осадков по сеймостратиграфическим комплексам и привязка комплексов к разрезам скважины отличаются от таковых в указанных работах.

Появление в разрезе осадков поверхностей несогласий, разделяющих сейсмические комплексы, как известно, вызвано или отсутствием осадконакопления в течение длительного геологического времени, или эрозивной деятельностью. Длительность перерыва, соответствующая поверхности несогласия, может быть различной, но всегда осадки, расположенные выше любого несогласия, имеют более молодой возраст, чем расположенные ниже его. Породы, составляющие сейсмический комплекс, отлагаются в течение геологического времени, определяемого возрастом верхней и нижней границ комплекса. На перечисленных положениях основывается предлагаемая ниже хростратиграфическая привязка сейсмических комплексов к разрезу скважины.

Из сейсмических данных следует, что мощность разреза осадков в районе скважины 305 составляет 760 м, в то время как при бурении пройден 641 м. Это, а также отсутствие данных о распределении сейсмических скоростей по глубине в пределах интервалов, охарактеризо-

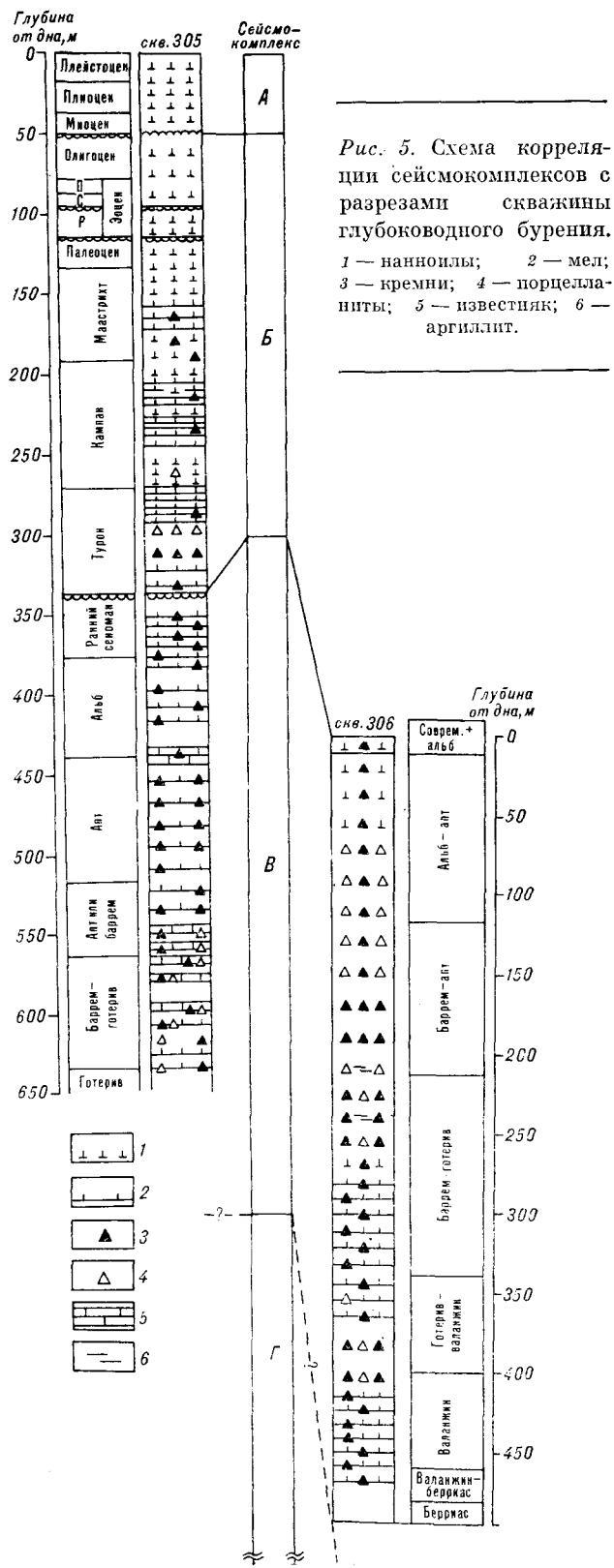


Рис. 5. Схема корреляции сейсмокомплексов с разрезами скважины глубоководного бурения. 1 — наноилы; 2 — мел; 3 — кремни; 4 — порцелланиты; 5 — известняк; 6 — аргиллит.

ванных средней скоростью, и значительное расстояние между скважиной и галсами НСП затрудняют проведение строгой корреляции разрезов бурения и данных НСП. Для определения возраста выделенных сейсмокомплексов и вещественного состава входящих в них пород использованы данные по всем шести скважинам, пробуренным в пределах южного массива.

Результаты корреляции сейсмокомплексов с разрезом скважин 305 и 306 приведены на рис. 5. Возраст в основании каждого комплекса принимался равным возрасту наиболее древних осадков из всех скважин, отложенных выше поверхности несогласия. Сейсмокомплекс А хорошо коррелируется с нанноилами плейстоцен-раннемиоценового возраста из скважины 305. Таким образом, здесь возраст осадков у основания комплекса А — раннемиоценовый. В районе скважины 47 в основании комплекса А залегают илы верхнего миоцена. Перерыв в осадконакоплении между отложениями пород комплексов А и Б, вероятно, охватывает период времени от позднего эоцена до раннего миоцена. Сейсмофазии параллельных отражений, наблюдаемые в основном внутри комплекса А, говорят об относительно равномерном процессе осадконакопления при стабильном или равномерно погружающемся дне. Отсутствие пород этого сейсмокомплекса на некоторых склонах вершинной поверхности массива и в каньоне на западе полигона показывает, что в настоящее время на возвышенности преобладают процессы подводной эрозии, вызванной, вероятно, придонными течениями.

Сейсмокомплекс Б соответствует турон-олигоценовому разрезу скважины 305, представленному нанноилами в верхней части и переслаиванием нанноилов, мела и кремней в нижней. В нанноилах отмечены два перерыва в осадконакоплении, включающие большую часть среднего эоцена и начало раннего эоцена. Мощностю отложений между перерывами составляет 20 м, поэтому из-за ограничений разрешающей способности сейсмического метода перерывы отдельно на сейсмограммах не выделяются. В основании комплекса Б в скважине 305 залегают кремни и мел с остатками фораминифер туронского возраста. Перерыв в осадконакоплении между отложениями комплексов Б и В, вероятно, охватывает период от раннего сеномана до раннего турона. Сигмовидная слоистость отражений внутри комплекса говорит о присутствии упорядоченных донных течений. В некоторых случаях эти течения размывли породы комплекса Б еще до начала отложения пород комплекса А. Так, в скважине 47 разрез комплекса Б начинается с пород эоценового возраста, а в скважине 48 — с пород маастрихтского возраста.

Породы сейсмокомплекса В представлены в скважинах 305 и 306 мелами, кремнями, порцелланитами и известняками. Ни одна из скважин, пробуренных на южном массиве, не достигла подошвы комплекса. Вскрытый бурением разрез комплекса В соответствует временному интервалу от готерива до раннего сеномана. Параллельная и расходящаяся слоистость, отмечающаяся внутри комплекса, указывает на меняющиеся по площади условия осадконакопления. Для одной части полигона характерен равномерный процесс осадконакопления при стабильном (или равномерно погружающемся) дне, для другой — при постепенном наклоне поверхности седиментации. Породы комплекса В образуют формы заполнения и облекания неровностей рельефа кровли нижележащего комплекса Г.

Сейсмокомплекс Г нигде на возвышенности бурением не достигнут, и поэтому его хроностратиграфическая привязка невозможна. Скважины 49 и 50 расположены у дна промоины, вскрывшей сейсмокомплекс В. Возможно, базальные осадочные слои, пробуренные в этих скважинах и содержащие позднеюрскую фауну, представляют собой породы комплекса Г.

Результаты выполненных исследований можно обобщить следующим образом. Комплексование сейсмических методов преломленных волн и непрерывного профилирования дало возможность определить скорости продольных и поперечных волн в осадочной толще южного массива возвышенности Шатского, вычислить мощность этой толщи на исследованной площади, провести корреляцию выделенных на сейсмограммах НСП сейсмокомплексов с разрезом скважин глубоководного бурения.

Формирование осадочного чехла в пределах южного массива началось не позднее ранней юры и происходило, по крайней мере, в четыре этапа. На первом этапе на расчлененной поверхности фундамента (слой со скоростью продольных волн 4,0 км/с) накапливались осадки сейсмокомплекса Г. Отложение их началось не позднее ранней юры. Временной интервал, соответствующий комплексу Г, неизвестен. Затем наступил перерыв в осадконакоплении, зафиксированный на сейсмограммах поверхностью несогласия между комплексами Г и В. Данные о длительности перерыва также отсутствуют. Следующий этап характеризуется накоплением пород комплекса В, представленных в большей части мелами, кремнями, известняками и порцелланитами готерив-сеноманского возраста. В раннем сеномане произошел новый перерыв в осадконакоплении, возможно вызванный наступлением субаэральных условий в районе возвышенности. Эти условия существовали здесь вплоть до раннего турона, после чего начался новый цикл осадконакопления, продол-

жавшийся с перерывами на границе палеоцена и эоцена и в среднем эоцене вплоть до позднего эоцена. В это время на вершинной поверхности южного массива накапливались нанноилы, мел и кремни сейсмокомплекса Б. В период позднего эоцена до раннего миоцена в районе возвышенности вновь существовали субаэральные условия, осадки не отлагались, развитые здесь течения размывали породы комплекса Б. Последний цикл осадконакопления охватывал пе-

риод от раннего миоцена до плейстоцена, в это время здесь накопились нанноилы комплекса А.

В течение почти всего мелового и кайнозойского времени поверхность южного массива находилась выше уровня карбонатной компенсации, и здесь отлагались преимущественно карбонатные осадки. В настоящее время на вершинной поверхности преобладают процессы подводной эрозии, вызванной придонными течениями, а на склонах и растворением карбонатного материала ниже УКК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнибиденко Г. С., Красный М. Л., Лукьянов Н. П. Новые данные о структуре осадочного чехла поднятия Шатского и северо-западной части Тихого океана.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.
2. Здоровенин В. В., Шехватов Б. В. и др. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского.— ДАН СССР, 1972, т. 202, № 4.
3. Карп Б. Я., Богданова И. Ф. Результаты сейсмических исследований МПВ на возвышенности Шатского.— В кн.: Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
4. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. Ч. 1.— М.: Мир, 1982.
5. Ханкашьева Л. М. Карта распределения осадочного покрова возвышенности Шатского масштаба 1 : 2 000 000.— В кн.: Тихий океан. Геофизика, геохимия, минеральные ресурсы. Тез. докл. I Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
6. Carlson R. L., Christensen M. J., Moore R. P. Anomalous crustal structure in the ocean basins, continental fragments and ocean plateaus.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 51.
7. Cheung H. P. Y., Clowes R. M. Crustal structure from P— and S— wave analyses: ocean bottom seismometer results in the north-east Pacific.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1981, v. 65.
8. Davis E. E., Lister G. R. B., Lewis B. T. R. Seismic structure of the Juan de Fuca Ridge: ocean bottom seismometer results from the median valley.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 20.
9. Den N., Ludwig W. S. et al. Seismic refraction measurements in the North-west Pacific basin.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 6.
10. Ewing J., Ewing M., Ludwig W. S. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling.— *Geophys. Monogr. Ser.*, 1968, v. 12.
11. Gettrust J. F., Furukawa K., Kroenke L. W. Crustal structure of the Shatsky rise seismic refraction measurements.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N B10.
12. Hamilton E. L. Vp/Vs and Poisson's ration in marine sediments and rocks.— *J. Acoust. Soc. Am.*, 1979, v. 66, N 4.
13. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, D. S., U. S., Govern. Print. Office, 1971, v. 6.
14. *Ibid.*, 1975, v. 32.
15. Lewis B. T. R., McClain J. Converted shear waves as seen by ocean bottom seismometers and surface-buoys.— *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1977, v. 67, N 5.
16. Nagumo S., Kasahara S., Koresawa S. Large Poissons ration and low S— wave velocity within the Japan trench inner wall toe.— *Marine Geology*, 1980, v. 35.
17. Nur A., Ben-Avraham Z. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 80, N B5.
18. Shipley T. H., Winterer E. L., Lonsdale P. Seismic—stratigraphic analysis in the Pacific environment; the central Hess rise, Northwest Pacific.— *Marine Geology*, 1983, v. 51.
19. Spudish P., Orcutt S. Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave modeling of seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N B3.
20. White R. S., Stephen R. A. Compressional to shear wave conversion in oceanic crust.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1980, v. 63.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
17 июля 1984 г.

А. А. Заболотников

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-БЕРИНГОВСКОГО ШЕЛЬФА

Приводится описание сейсмофациальных особенностей разрезов осадочных бассейнов Северо-Беринговского шельфа. При анализе поверхностей несогласия в Восточно-Анадырском и Креста осадочных бассейнах выделено соответственно 17 и 15 хроностратиграфических подразделений, для которых дается возраст в миллионах лет. Приведены хроностратиграфические разрезы и региональные графики относительных изменений уровня моря. Установлена линейная прямо пропорциональная зависимость между латеральными размерами подразделений разреза и абсолютными высотами стояния уровня моря в максимумы трансгрессий при их накоплении. Для каждого разреза зависимость

выражается в виде общих и частных (для каждого бор-та) линейных уравнений.

Эмпирически установленная линейная зависимость использована как критерий проверки региональных построений, а также может применяться для детального хроностратиграфического расчленения разрезов осадочных бассейнов. Одним из приемов является построение палеозвстатических разрезов, на которых по вертикали откладываются значения абсолютных высот уровня моря в максимумы трансгрессий, по горизонтали — положения точек выклинивания подразделений в соответствии с масштабом.

В пределах Северо-Беринговского шельфа сейсмическими работами МОВ установлены крупнейшие осадочные бассейны с мощностью выполнения до 9—11 км [5, 12]. Ранее стратиграфическое расчленение разрезов бассейнов проводилось главным образом путем корреляции основных отражающих горизонтов с границами подразделений осадочных бассейнов суши [4, 5]. Появление методики хроностратиграфического анализа [2, 3], основанной на интерпретации сейсмических разрезов, позволило подойти к расчленению осадочной толщи бассейнов на хроностратиграфические подразделения, соответствующие по возрасту циклам глобальной шкалы эвстатических колебаний. Имеющиеся у автора сейсмические материалы дали возможность произвести определение возраста подразделений разрезов Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов. Отсутствие непосредственных геологических наблюдений снижает, конечно, достоверность данных построений. В связи с этим автором дополнительно разработана методика проверки результатов хроностратиграфического анализа, основанная на эмпирически установленной функциональной зависимости между латеральными размерами подразделений и абсолютными высотами стояния уровня моря в максимумы трансгрессий при их накоплении.

СТРУКТУРА СЛОИСТОЙ ТОЛЩИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При изучении структуры акустического фундамента, сейсмофациальных особенностей раз-

реза и глубинного строения осадочных бассейнов Северо-Беринговского шельфа сделано предположение о рифтогенной природе последних [6]. В разрезе осадочной толщи выделены сейсмоструктурно-формационные комплексы: грабенный (А), пострифтогенного погружения (Б, В) и погружения шельфовой платформы (Г), который по характеру распространения, структуре слоистой толщи может быть сопоставлен с раннетрансгрессивным комплексом осадочного чехла платформ [7].

Нижний грабенный комплекс А имеет во всех осадочных бассейнах чрезвычайно сложную структуру сейсмической записи, что обусловлено как интенсивной тектоникой, так и неоднородными условиями седиментации. Разрез комплекса представлен главным образом высокоамплитудными, низкочастотными отражениями, от непрерывных до прерывистых, с субпараллельным, волнистым до хаотического, перемятого рисунка, наложением. В северо-восточном борту Восточно-Анадырского бассейна комплекс расчленен по поверхностям несогласий на шесть подкомплексов, регрессивно надстраивающихся в юго-западном и западном направлениях к центральным частям осадочного бассейна. Подкомплексы А₁₋₅ в прибортовой части бассейна слагают крупные клиноформные тела бокового наращивания с косослоистым, сигмовидно-косослоистым (до сигмовидного) рисунком наложения. При этом кровля комплекса А образует ряд террасовидных ступеней, погружающихся к центру бассейна, каждая из которых соответствует опре-

деленному подкомплексу A_{1-5} . В подкомплексах A_{1-2} слои выклиниваются к кровле, представленной плоской эрозивной поверхностью, по схеме прибрежного кровельного прилегания, что также отмечено для нижнего подкомплекса A_3 грабена Креста.

В центральной части Восточно-Анадырского бассейна регрессивно залегает верхний подкомплекс A_6 . Разрез представлен высокоамплитудными, нерегулярными отражениями. Выделяются крупные продольные эрозивные каналы, заполненные линзовидными телами бокового наращивания. На продолжении их вдоль оси бассейна расположены одиночные и сложные, составные холмообразные сейсмофациальные единицы. Накопление этих сейсмофаций, по-видимому, происходило при преобладающей продольной транспортировке осадков аллювиально-флювиальными системами.

Разрез подкомплекса A_6 представлен континентальными, прибрежно-континентальными сейсмофациями, в разрезах же подкомплексов A_{1-5} прибрежно-морские сейсмофации косослоистых серий сменяются на относительно глубоководные морские, относящиеся к центральным частям Восточно-Анадырского бассейна. Континентальными сейсмофациями представлен подкомплекс A_6 в Каньонном грабене Наваринского осадочного бассейна, резко сокращенное регрессивное распространение подкомплекса A_6 отмечено в грабене Креста, а также, предположительно, в грабене Св. Георгия. Преимущественно континентальный генезис осадков предполагается для всего разреза комплекса A в рифтовой зоне Нортон [10], однако улучшение регулярности рисунка сейсмической записи в сторону восстания пологих склонов наклонных горстовых блоков фундамента свидетельствует о возможном накоплении комплекса A в подводных условиях.

Выше по разрезу трансгрессивно залегает комплекс B , внутри которого выделено два подкомплекса, разделенные поверхностью несогласия и отличающиеся по сейсмофациальным особенностям.

Подкомплекс B_1 имеет резко неоднородный по мощности разрез, представленный различными по конфигурации отражениями, от параллельных до бугристых, относительно высокоамплитудными, средне-низкочастотными, от прерывистых до непрерывных.

Подкомплекс B_2 трансгрессивно перекрывает B_1 , имеет более однородный по мощности разрез, представленный разноамплитудными, разночастотными отражениями, от прерывистых до непрерывных, с рисунком записи от параллельного до бугристо-клиноформного.

В пределах пологих бортов грабенов Креста и Св. Георгия комплекс B представлен мощной толщей, охарактеризованной редкими прерыв-

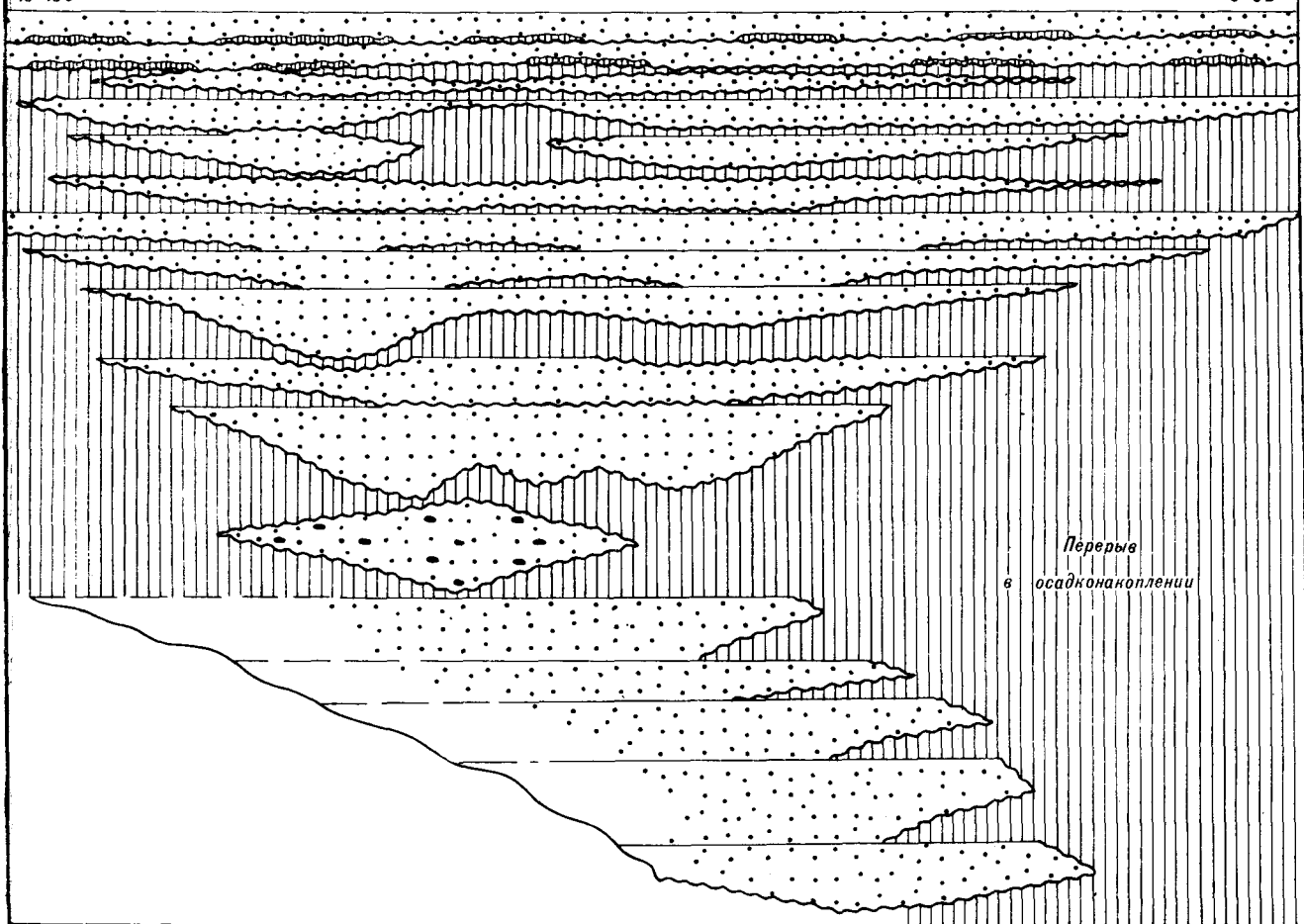
стыми отражениями с бугристо-клиноформным рисунком наслоения. В грабене Креста аналогичное строение в пределах пологого склона имеют разрезы комплекса B и подкомплексов A_{4-5} . Сейсмофациальные особенности свидетельствуют о преобладании в разрезе хаотически наложенных линзовидных тел бокового наращивания, в которых большую роль могут играть песчаники.

Комплекс B залегает трансгрессивно на поверхности размыта. В разрезе его в Восточно-Анадырском, Креста, Св. Георгия осадочных бассейнах выделено четыре подкомплекса (B_{1-4}), разделенных поверхностями несогласия (преимущественно подошвенного) и имеющих различное латеральное распространение.

В Восточно-Анадырском бассейне, в структуре фундамента которого выделяется два односторонних грабена, симметрично расположенных относительно осевого горста, подкомплекс B_1 имеет неоднородный по мощности разрез (рис. 1) с раздувом в наиболее погруженной части Коряжского (западного) грабена, где отмечены «первые» слои подкомплекса. Разрез представлен преимущественно средне-низкоамплитудными, прерывисто-непрерывными отражениями переменной частоты, от средней до высокой. В Лаврентьевском (восточном) грабене рисунок наслоения преимущественно параллельный, в Коряжском — от параллельного до бугристо-клиноформного, черепацеобразного.

Подкомплексы B_{2-3} имеют сходные по сейсмофациальным особенностям разрезы, представленные параллельными, преимущественно высокочастотными, отражениями. В грабене Св. Георгия разрезы подкомплексов представлены высокоамплитудными, параллельными отражениями. Подкомплекс B_3 имеет наиболее широкое распространение и выходит далеко за пределы тектонических границ осадочных бассейнов на обрамление. Более широкое распространение имеют подкомплексы B_{4-5} , в некоторых случаях B_2 , накапливавшиеся при общем погружении шельфовой платформы под уровень моря.

Сейсмофациальные особенности подкомплексов B_{1-3} свидетельствуют о преимущественно морском генезисе осадков. Подкомплексы B_{2-3} характеризуются равномерной мощностью и накапливались в пределах относительно углубленного шельфа при значительном удалении источников сноса. В осадках подкомплексов, в особенности B_3 , значительную роль могут играть диатомовые водоросли, обнаруженные в однообразных слоях Хатырского бассейна при драгировании на шельфе и склоне [12, 13], а также предполагаемые по особенностям сейсмической записи в разрезе бассейна Нортон [10].



Подкомплекс B_4 имеет резко сокращенное распространение по сравнению с B_3 и трансгрессивно залегает на поверхности размыта. Разрез его характеризуется менее регулярным рисунком отражения — от параллельного до черепицеобразного. В Восточно-Анадырском бассейне кровле его соответствует поверхность эрозийного и структурного несогласия. В конце накопления подкомплекса сформировалась крупная куполовидная складка в центральной части бассейна, разрез Корякского грабена был деформирован крутыми сбросами и взбросами. Рост куполовидной складки продолжался и при накоплении подкомплексов Γ_{1-3} и частично Γ_4 .

Комплекс Γ трансгрессивно распространяется от наиболее погруженных участков осадочных бассейнов на весь шельф. В разрезе выделено пять подкомплексов. В подошве подкомплексов Γ_{4-5} установлено два горизонта, представленные плоскими холмообразными единицами с неровной волнистой поверхностью, которым в отдельных случаях соответствуют высокоскоростные аномалии. На разрезах НСП, пройденных со спаркером [9, 11] и материалы 29-го рейса НИС «Дм. Менделеев»),

им соответствуют горизонты флювиогляциальных сейсмофациальных единиц. Горизонты холмообразных флювиогляциальных единиц прослежены на всем шельфе, отмечено увеличение их размеров в направлении Чукотского полуострова, откуда предполагается распространение четвертичных ледниковых покровов [1]. В разрезе грабена Креста выделен 3-й горизонт моренных образований, залегающий у поверхности дна, который не прослежен достаточно определенно на разрезах МОВ других бассейнов. Глубина его залегания — 70–90 м от уровня моря — сопоставима с величиной подъема уровня моря во время послеледниковой фландрской трансгрессии, оцениваемой в 80 м [8, 14].

Подкомплексы Γ_1 , Γ_3 имеют ограниченное распространение. Для подкомплекса Γ_3 отмечен значительный размыв в кровле, что, по-видимому, обусловлено денудационным воздействием ледниковых покровов. Разрез подкомплекса Γ_1 представлен чередующимися параллельными и черепицеобразными отражениями. Для подкомплекса Γ_2 характерны параллельные отражения, в некоторых случаях разрез представлен редкими прерывистыми отражениями.

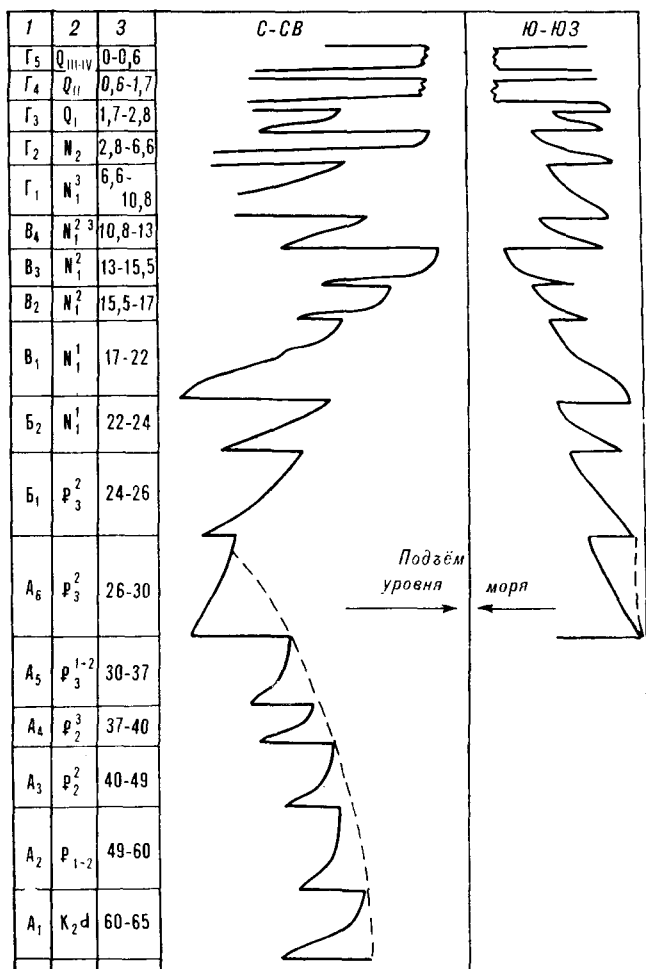


Рис. 1. Схематический хроностратиграфический разрез Восточно-Анадырского осадочного бассейна.

Точками показаны подкомплексы, мелкой вертикальной штриховкой — горизонты флювиогляциальных единиц. Справа приведены графики относительных изменений уровня моря для обоих бортов. В колонках: 1 — индекс подкомплекса; 2 — индекс возраста; 3 — возраст в млн. лет. Волнистой линией на разрезе показано несогласное взаимоотношение слоев с границами подразделений.

Таким образом, в разрезах Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов выделено соответственно 17 и 15 подкомплексов. В бассейне Св. Георгия внутренняя структура комплекса А не расчленена. В вышележащем разрезе выделяются 11 подкомплексов, сходных по особенностям сейсмической записи и характеру распространения с подкомплексами Восточно-Анадырского бассейна. Особенности строения и латерального распространения подкомплексов Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов отражены на схематических хроностратиграфических разрезах (см. рис. 1, 2), где мощности показаны в масштабе временных сейсмических разрезов. Последнее делалось для равномерного отражения на разрезах всех подкомплексов, поскольку мощности их с глубиной значительно возрастают.

Хроностратиграфический анализ проведен для Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов. Наличие в разрезах других бассейнов сходных подразделений позволяет распространить на них значения возраста, установленные для подкомплексов описываемых осадочных бассейнов.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При проведении хроностратиграфического анализа выполнялись следующие операции: 1) построение схематических хроностратиграфических разрезов, 2) идентификация признаков относительных изменений уровня моря, 3) построение региональных графиков относительных изменений уровня моря, 4) корреляция их с глобальным графиком относительных изменений уровня моря, 5) сопоставление региональных циклов (подкомплексов) с циклами глобальной шкалы эвстатических колебаний, для границ которых дан возраст в абсолютных значениях геохронологической шкалы.

Все процедуры хроностратиграфического анализа проводились в соответствии с методикой и по алгоритму, описанными в [3]. Необходимость в дополнительных построениях возникла при идентификации признаков относительных изменений уровня моря.

В разрезах комплексов пострифтогенного погружения, а также комплекса погружения

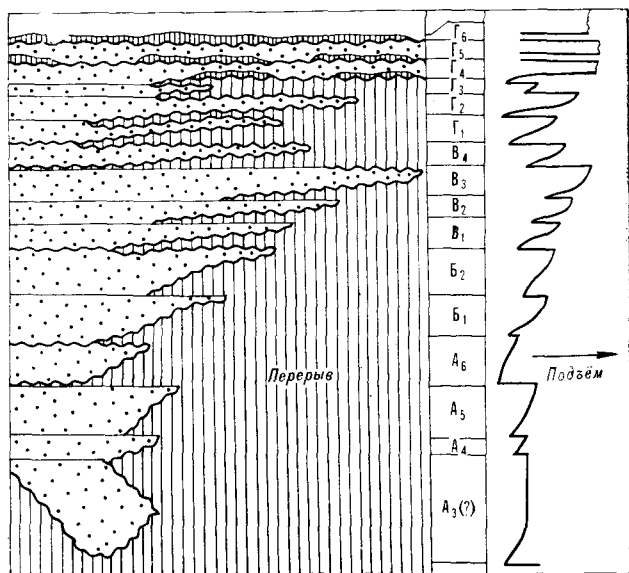


Рис. 2. Схематический хроностратиграфический разрез северо-восточного борта грабена Креста. Усл. обозн. см. на рис. 1.

шельфовой платформы не установлены такие признаки относительных изменений уровня моря, как морское налегание, прибрежное кровельное прилегание, а также прибрежное подошвенное налегание, если последнее рассматривать совместно с регрессивным прилеганием, формирующимся в глубоководной зоне. Для данных подразделений выделена форма «симметричного прибрежного подошвенного налегания», рассматриваемая как признак относительного подъема уровня моря.

Симметричное прибрежное подошвенное налегание. В разрезах всех подкомплексов ряда B_1 — G_3 слои трансгрессивно распространяются от наиболее погруженных частей бассейна в сторону бортов, выклиниваясь к подошве по схеме налегания. Миграция точек выклинивания слоев происходит скачкообразно и с различной мгновенной скоростью (равной расстоянию между точками выклинивания смежных слоев) в разных подкомплексах. При анализе разрезов установлены две специфические формы взаимоотношения выклинивающихся слоев с подошвой подразделений.

В подкомплексах, имеющих ограниченное распространение (регрессивных), подошва представлена более интенсивными отражениями. Поверхность подошвы имеет террасовидный, ступенчатый рельеф. Пологие террасы обрываются в сторону погружения подошвы вдоль относительно крутых низкоамплитудных уступов (0,01—0,02 с времени двойного пробега). В некоторых случаях, например в подкомплексе G_1 , на подошве «согласно» залегает «базальный» горизонт, имеющий неровную шероховатую поверхность, которая также осложнена более пологими уступами, обращенными в сторону погружения. Мощность «базального» горизонта вблизи уступа возрастает, утоняясь по восстанию в сторону следующего уступа.

В рельефе подошвы подкомплексов, имеющих широкое латеральное распространение (трансгрессивных), выделяются пологие перегибы, также придающие поверхности подошвы террасированную форму.

К уступам и перегибам подошвы, а также поверхности «базального» горизонта выклиниваются слои подкомплексов.

Выделенные формы рельефа подошвы и «базального» горизонта можно сопоставить с эрозионными, эрозионно-аккумулятивными образованиями современных побережий шельфа (эрозионными береговыми уступами, намывными образованиями приливно-отливных зон). При этом «базальный» горизонт, по-видимому, не является хроностратиграфической единицей разреза, на что указывают намечающиеся в нем неоднородности сейсмической записи.

Учитывая особенности зон выклинивания, автор считает форму трансгрессивного налегания слоев на подошву аналогом прибрежного подошвенного налегания [2]. Отличие от последнего заключается, во-первых, в симметричном расположении точек выклинивания каждого слоя в обоих бортах бассейна, т. е. в отсутствии регрессивного прилегания в погруженной части бассейна, и, во-вторых, в характерности выделенной формы как для трансгрессивных, так и для регрессивных подкомплексов. Чтобы подчеркнуть это отличие, автор предлагает выделять особый тип «симметричного прибрежного подошвенного налегания», используемого как признак относительного подъема уровня моря при анализе разрезов комплексов пострифтогенного погружения. Если не принимать в расчет форму симметричного прибрежного подошвенного налегания, то разрезы подразделений пострифтогенных впадин могут быть идентифицированы как гигантские формы заполнения с налеганием. Однако при развитии форм заполнения латеральное распространение осадков определяется главным образом границами доседиментационных, тектонических форм рельефа. Распространение же подразделений рассмотренных пострифтогенных впадин в значительной мере определялось эвстатическими факторами.

Анализ форм симметричного прибрежного подошвенного налегания в разрезах комплексов пострифтогенного погружения позволил построить графики относительных изменений уровня моря для Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов (см. рис. 1, 2). Сходство региональных и глобальных графиков как по очертаниям кривой, так и по амплитудам относительных изменений уровня моря для трансгрессивных и регрессивных циклов убеждает автора в правомерности использования «симметричного прибрежного подошвенного налегания» как признака относительного повышения уровня моря при анализе разрезов изученных бассейнов.

Для проверки соответствия полученных результатов глобальной шкале эвстатических колебаний сделана попытка определить зависимости между значениями региональных графиков и графика изменений абсолютного уровня моря [3, с. 173, рис. 6]. График эвстатических колебаний использован в связи с тем, что значения на нем даются в абсолютных, а не в относительных величинах. При построении региональных графиков относительных изменений уровня моря также используются абсолютные, измеряемые величины — амплитуды горизонтального распространения подразделений на разрезах, т. е. их горизонтальные размеры.

ЗАВИСИМОСТЬ АМПЛИТУДЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ОТ ВЫСОТЫ СТОЯНИЯ УРОВНЯ МОРЯ ПРИ ИХ НАКОПЛЕНИИ

Амплитуда относительного подъема уровня моря для каждого цикла регионального графика определяется по горизонтальным размерам зон симметричного прибрежного подошвенного налегания. При этом относительные превышения максимальных отметок уровня моря между разными циклами будут пропорциональны расстояниям между точками выклинивания соответствующих подкомплексов. Наличие пропорциональной зависимости между величинами относительного подъема уровня моря (hx) и латерального приращения (lx) подразделения x вытекает из формулы $\Delta lx = c \operatorname{tg} \alpha \cdot \Delta hx$, где α — угол наклона поверхности седиментации, Δlx — величина горизонтальной миграции береговой линии и соответственно точки выклинивания «приморских» подразделений.

В связи с этим графики относительных изменений уровня моря можно рассматривать как сжатые по оси абсцисс хроностратиграфические разрезы осадочных бассейнов (их бортов). Однако на схематических хроностратиграфических разрезах приводятся абсолютные, измеряемые величины — горизонтальные размеры подразделений, на графиках относительных изменений уровня моря автор, следуя [3], оперирует относительными величинами. Некоторое противоречие в этом заставило предположить существование численной зависимости между амплитудами латерального распространения подразделений и эвстатическими колебаниями уровня моря. Наличие, а также характер такой зависимости могут явиться критерием оценки правильности региональных построений.

Для установления зависимости для трех разрезов Восточно-Анадырского бассейна построены диаграммы, на которых по горизонтали откладывалось положение точек выклинивания подкомплексов на разрезе в соответствии с масштабом, по вертикали — максимальные отметки абсолютного уровня моря для соответствующих циклов шкалы эвстатических колебаний [3]. В целом такие диаграммы можно рассматривать как схематические палеоэвстатические разрезы, поскольку на них показано, какое положение в современных координатах Восточно-Анадырского осадочного бассейна занимали уровень моря и береговая линия в максимумы трансгрессий при накоплении каждого подкомплекса.

На всех диаграммах точки $M(lx, hx)$ под-

жаты на прямые линии. При этом на диаграммах N прямые левых и правых бортов пересекаются в точках C^N , для которых $hx = -120, -125$ м, а lx соответствует месту на разрезе бассейна, где отмечена максимальная мощность подкомплекса B_1 . Точки C^N резко смещены от центральной оси разрезов и приурочены к наиболее погруженным частям Корякского грабена, где фиксируется максимальная мощность всего разреза комплексов пострифтогенного погружения. Инвариантное положение точек C^N на всех разрезах, что определяется асимметрией бортов бассейна, а также равное для них значение hx позволили свести все графики в сводную диаграмму. Ортогональ, проходящая через C (рис. 3), условно названа «эвстатической» осью бассейна.

Прямые линии, соединяющие точки $M(lx, hx)$, свидетельствуют о наличии линейной прямо пропорциональной зависимости между lx и hx . Отклонения точек M от прямых незначительны и несогласованы, они могут быть обусловлены неточностью в определении положения точки выклинивания подкомплекса на разрезе.

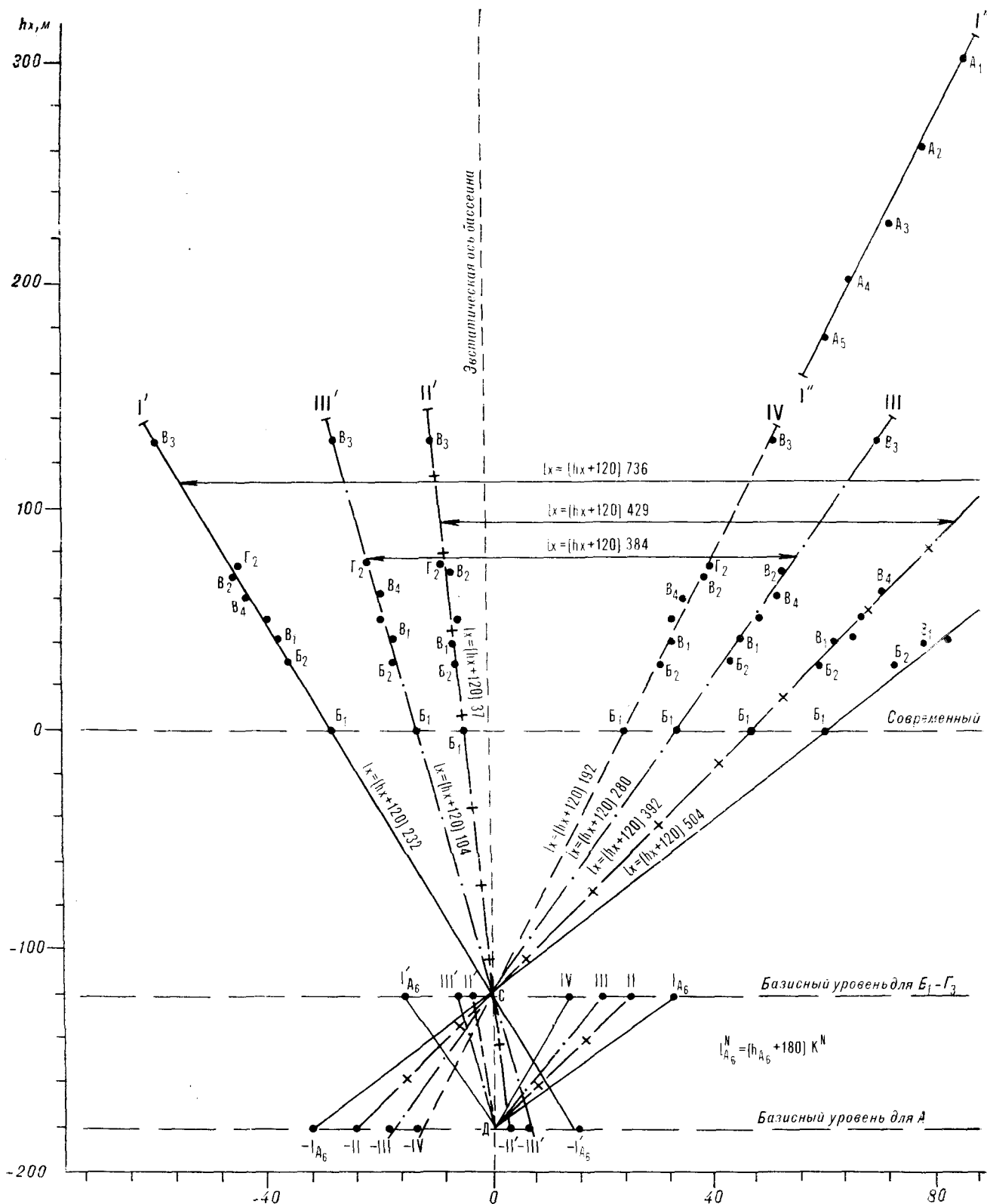
На диаграмме сопоставлялись величины, независимые друг от друга. С одной стороны, взяты координаты точек выклинивания подкомплексов разреза Восточно-Анадырского бассейна, с другой — значения hx графика эвстатических колебаний, который составлен с учетом различных данных, в частности с использованием графиков относительных изменений уровня моря, построенных для окраинно-континентальных бассейнов различных районов земного шара. Таким образом, процедура построений не определяет заранее линейный характер зависимости между используемыми величинами. Единственная связь между этими величинами заключается в том, что возраст подкомплексов x определен путем сопоставления циклов x региональных графиков относительных изменений уровня моря с соответствующими циклами x глобального графика [3], с которого взяты значения hx . В связи с этим можно утверждать, что:

1) возраст подкомплексов разреза Восточно-Анадырского осадочного бассейна соответствует возрасту сопоставляемых с ними подразделений шкалы эвстатических колебаний, и если для последних возраст определен правильно, то хроностратиграфическое расчленение разреза Восточно-Анадырского бассейна можно принять за основу. Необходимое условие при этом — существование мировых трансгрессий и регрессий, что после проведенных построений трудно опровергнуть;

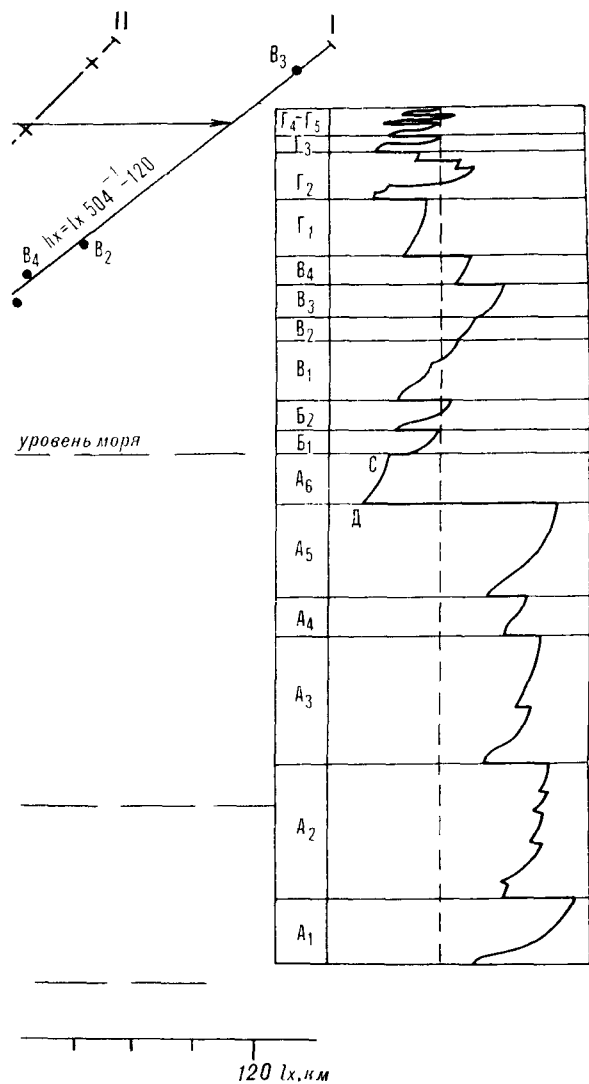
2) между амплитудами латерального распространения подкомплексов в разрезе Восточно-Анадырского бассейна и максимальными

Рис. 3. Сводный палеозеостатический разрез (диаграмма) Восточно-Анадырского бассейна.

На прямых приведены частные линейные уравнения, выше показаны общие уравнения для каждого разреза. Линии I, I', I'' соответствуют разрезу на рис. 1, линия IV — на рис. 2. Справа приведен глобальный график относительных изменений уровня моря [3]. Положение цикла Г₁ (ТМЗ.1) на диаграмме иное (?), чем в [3].



высотами стояния уровня моря при их накоплении существует линейная прямо пропорциональная зависимость. При этом можно показать, что такая же зависимость существует и между горизонтальными размерами подкомплексов, т. е. расстояниями между точками выклинивания и максимальными высотами уровня моря. В этих целях для каждой прямой рассчитаны коэффициенты частных линейных уравнений (см. рис. 3) $lx = K \cdot (hx + 120)$, где $h = +120$ обозначает, что отсчет высот уровня моря ведется от значения $hx = -120$, установленного эмпирически, а коэффициент K показывает, на сколько метров возрастает амплитуда латерального распространения подкомплекса при увеличении высоты уровня моря на 1 м. Суммирование частных уравнений правых и левых бортов бассейна на каждом разрезе получаем общие уравнения (см. рис. 3). Суммарный коэффициент K показывает, насколько увеличится горизонтальное расстояние между



точками выклинивания подкомплекса при повышении уровня моря на 1 м или, точнее, на сколько больше (длина) подкомплекса x по сравнению с подкомплексом $(x - n)$, если hx больше $(hx - n)$ на 1 м. В связи с этим независимо от особенностей конфигурации разрезов бассейна, крутизны его бортов, определяющих величину K в частных уравнениях, можно заключить следующее: между горизонтальными размерами подразделений Восточно-Анадырского осадочного бассейна и максимальными высотами стояния уровня моря при их накоплении существует линейная прямо пропорциональная зависимость. На всех трех разрезах данные построения выполнены для комплексов пострифтогенного погружения (Б₁ — Г₃). Подкомплексы Г₄₋₅, а в некоторых случаях и Г₂, трудно отнести к разрезу Восточно-Анадырского бассейна, поскольку они распространены на всем шельфе. Для комплекса А внутренняя структура детально расшифрована лишь на одном разрезе в северо-восточном борту Лаврентьевского грабена. Линейная зависимость также получена для подкомплексов А₁₋₅ и для разреза северо-восточного борта грабена Креста (см. рис. 3). В юго-западном борту грабена Креста формы симметричного прибрежного подошвенного налегания не идентифицируются, так же как и другие признаки изменений уровня моря, в связи с чем эвстатическая ось проведена в грабене условно в том месте, где прямая северо-восточного борта пересекает отметку $hx = -120$.

Таким образом, эмпирически установленная зависимость между lx и hx характеризуется повторяемостью. Учитывая, что изученные разрезы являются случайными пересечениями бассейнов и при этом один из них (см. рис. 1) пройден по диагональному пересечению, можно предположить, что данная зависимость будет выполняться на любом произвольно выбранном пересечении. В связи с этим, представив, что существует множество близко расположенных пересечений осадочного бассейна, на каждом из которых выполняется вышеназванная зависимость, можно перейти к оценке зависимости площадей распространения (Sx) подкомплексов от высот стояния уровня моря в максимум трансгрессии при их накоплении. В этом случае зависимость будет квадратичной, т. е. $Sx = Kn \cdot (hx + 120)^2$, где коэффициент Kn определяет вхождение в уравнение коэффициентов пропорциональности линейных уравнений в зависимости от конфигурации осадочного бассейна (круг, эллипс и т. д.). Необходимо отметить, что все коэффициенты K линейных уравнений пропорциональны горизонтальным размерам осадочного бассейна на разрезах, при этом коэффициенты частных уравнений пропорциональны горизонтальным

составляющим длины борта бассейна, измеряемым от эвстатической оси. Поэтому при построениях можно ограничиться несколькими пересечениями осадочного бассейна, экстраполируя результаты в соответствии с картами пзопахнт.

Особые точки палеозвстатических разрезов. Специфическое положение на диаграммах занимают точки выклинивания подкомплекса A_6 , представленного неморскими сейсмофациями. Последний завершает регрессивный ряд комплекса A , и после него начинается трансгрессивный ряд комплексов пострифтогенного погружения. Накопление подкомплекса происходило в период самого низкого стояния уровня моря в фанерозое и при минимальной трансгрессии, исключая кратковременную трансгрессию цикла ТМЗ.2 [3], которая происходила после менее значительного понижения уровня моря в конце миоцена, цикла Т02.1, при которой уровень моря поднялся от -180 до -120 , -130 м. Точки подкомплекса A_6 , расположенные на диаграмме в соответствии с $hx = -120$ (-130), не обнаруживают никакой связи с прямыми, построенными для других подразделений. При расчете lx для $hx = -120$ м по линейным уравнениям подкомплексов B_1 — G_3 мы получаем соответственно 0,0, что находит вполне однозначное объяснение. Значение $hx = -120$ м — не только максимальная отметка цикла Т02.1, но с этой отметки начинается подъем уровня моря в следующем по времени цикле Т02.2, являющемся соответственно началом трансгрессивного ряда комплексов пострифтогенного погружения, для которых точка C является нулевой как на графике, так, возможно, и в действительности, поскольку в пределах lx , соответствующих точкам C , на разрезах фиксируются «первые» слои подкомплекса B_1 .

Однако линейная зависимость между l_{A_6} и hx существует и вполне однозначная, но для ее установления пришлось сделать несколько спекулятивных предположений.

1. Смысл диаграммы заключается в том, насколько увеличивается амплитуда распространения подкомплекса x по сравнению с подкомплексом $(x-n)$, если максимальный уровень моря при его накоплении x больше максимального уровня моря при накоплении $(x-n)$ на величину h . Для подкомплекса A_6 нельзя найти такой подкомплекс A_6-n , для которого бы уровень моря в максимум трансгрессии был ниже -120 м (по крайней мере, если спускаться вниз по геохронологической шкале). Ниже -120 м уровень моря опускался лишь в начале цикла Т02.1.

2. Допустим, что существовала такая трансгрессия и определим, исходя из линейных уравнений, каков должен быть уровень моря в максимум ее, чтобы при следующей транс-

грессии Т02.1 амплитуда распространения A_6 была больше на l_{A_6} . Решая уравнение

$$-l_{A_6} = K \cdot (h_{A_6-n} + 120)$$

по частным и общим уравнениям всех трех разрезов, исходя из известной l_{A_6} , находим, что $h_{A_6-n} = -180$, -185 м.

К этому же значению можно прийти, рассуждая, что если для подкомплекса B_1 (и всего трансгрессивного ряда B — G) нулевой точкой на диаграмме соответствует минимальной отметке уровня моря в начале накопления B_1 , то для подкомплекса A_6 минимальной отметкой является значение -180 , соответствующее положению уровня моря в начале накопления A_6 . Спекулятивными данные рассуждения названы потому, что трудно предположить наличие столь строгих математических зависимостей между реальными величинами. При расчетах для северо-восточного борта грабена Креста получена идентичная величина: -185 м.

Результаты построений для специфической точки A_6 убеждают, что установленная эмпирически зависимость между hx и lx является закономерной.

Подчинение распространения подкомплекса A_6 закону распространения подкомплексов пострифтогенного погружения объясняется тем, что накопление его происходило при резком понижении уровня моря после его высокого стояния в палеогене и в палеогеоморфологических условиях таких же, как и подкомплексов B_1 — B_1 , которые определялись рельефом кровли регрессивной серии A_{1-5} . Резко ассиметричный профиль кровли подкомплексов A_{1-5} (поверхности седиментации) обусловил ассиметричное распространение точек выклинивания подкомплекса A_6 , так же как и вышележащих подкомплексов. Однако при одинаковом коэффициенте K уравнение для A_6 будет отличаться от других линейных уравнений:

$$l_{A_6} = K \cdot (h_{A_6} + 180),$$

т. е. если исходить из принципов построения диаграммы, заключающихся, во-первых, в эмпирическом определении зависимости между lx и hx , во-вторых, в сравнении амплитуд распространения подразделений в зависимости от максимальной отметки уровня моря при их накоплении, то величина l_{A_6} должна рассматриваться как мнимая по отношению к уравнениям комплексов пострифтогенного погружения. Мнимое положение подкомплекса A_6 на палеозвстатических графиках имеет вполне определенный геологический смысл. Накопление комплекса происходило в начале трансгрессивного цикла позднего олигоцена — миоцена, а по тектоническому положению подкомплекс A_6 завершает регрессивный ряд гра-

бепового комплекса. Начавшееся после накопления подкомплекса A_6 погружение бассейна со скоростью при накоплении подкомплекса B_1 , по расчетам автора достигающей 300—350 м/млн. лет, привело к тому, что разрез пострифтогенного погружения начал накапливаться «с нуля». Первые слои его отмечены в зоне максимального погружения. Различное положение A_6 по отношению к тектоническим и эвстатическим циклам определило его столь специфическое положение на палеоэвстатических графиках. Однако автор не берет на себя смелость делать окончательные выводы на примере только одного осадочного бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье не приводится описание процедур хропостратиграфического анализа, которые выполнялись в соответствии с методикой, предложенной в [2, 3]. Результаты хропостратиграфического расчленения разрезов Восточно-Анадырского и Креста осадочных бассейнов отображены на рис. 1, 2. Цель работы заключалась, главным образом, в обосновании правомерности применения хропостратиграфического анализа для определения возраста подразделений разреза пострифтогенных впадин, не изученных бурением, а также в описании приемов проверки результатов построений. Использование в этих приемах линейных функциональных зависимостей позволяет рассматривать последние как один из возможных методов детальной стратификации разрезов, поскольку, определяя точки выклинивания подразделений (рассчитывая их положение на

разрезах), можно установить границы. В данном методе основными параметрами являются реальные, измеряемые величины, что значительно облегчает процедуры построений.

Из линейных уравнений (см. рис. 3) следует, что воздействие всех факторов, кроме эвстатических колебаний, т. е. погружения, уклона поверхностей седиментации и т. д., отражено в коэффициентах K . Из простых геометрических построений вытекает, что K является котангенсом угла наклона поверхности седиментации и для каждого уравнения он постоянный. Из этого следует, что при накоплении всех подкомплексов, распространение которых описывается одним уравнением, угол наклона поверхности седиментации был приблизительно постоянным. Исходя из значений K для разных уравнений, углы наклона поверхностей седиментации в зонах миграции береговой линии составляли от 6—12 секунд до 1,5 градуса (в пределах крутых бортов). Эти значения соответствуют углам уклона дна на современных шельфах.

В связи с изложенным геометрия поверхности седиментации, по-видимому, может рассматриваться как инвариантная характеристика бассейнов осадконакопления для каждого тектоноэвстатического цикла их развития.

В заключение автор выражает признательность сотрудникам треста «Дальморнефтегазгеофизразведка» Ю. М. Воробьеву, Э. Г. Пудикову, В. О. Савицкому, И. И. Хведчуку за консультацию, а также предоставление возможности исследовать сейсмические разрезы по Северо-Беринговскому шельфу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1964.
2. Вейл П. Р., Митчем Р. М. мл., С. Томпсон Ш. Относительные изменения уровня моря по береговому подошвенному налеганию. Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1.— М.: Мир, 1982.
3. Вейл П. Р., Митчем Р. М. мл., С. Томпсон Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря. Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1.— М.: Мир, 1982.
4. Голубев В. М., Устинов Н. В. Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981.
5. Глибиденко Г. С. Тектоника Берингова моря.— В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Заболотников А. А., Косыгин Ю. А. и др. Охотско-Чукотский эпиорогенный рифтовый пояс.— В кн.: Труды 27 МК. Т. 3. М.: Наука, 1984.
7. Крылов Н. А., Гарецкий Р. Г. и др. Особенности геологического строения чехла молодых платформ и перспективы их нефтегазоносности.— В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975.
8. Никифоров Л. Г. Последлениковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975.
9. Grim M. S., McManus D. A. A shallow seismic-profiling survey of the Northern Bering Sea.— Marine Geology, 1970, v. 8, N 3/4.
10. Fisher M. A., Patton W. W., Holms M. L. Geology of Norton Basin and continental shelf beneath northwestern Bering Sea, Alaska.— AAPG Bull., 1982, v. 6, N 3.
11. Kummer J. T., Creager J. S. Marine geology and Cenozoic history of the Gulf of Alaska.— Marine Geology, 1971, v. 10, N 4.
12. Marlow M. S., Cooper A. K. Hydrocarbon prospects for the Navarin and the Aleutian Basin provinces.— Open-File Report, 1979, N 79—1667.
13. Marlow M. S., Cooper A. K. Mesozoic and Cenozoic structural trends under Southern Bering Sea shelf.— AAPG Bull., 1980, v. 64, N 12.
14. Shepard E. P. Sea level changes in the past 6000 years, possible archeological significance.— Science, 1964, v. 143.

УДК [563.125.2/4+561.251+550.42 : 546.21.02] : 551.793/4(265.58)

*М. Г. Бирюлина, С. А. Горбаренко, О. А. Ткалич, И. В. Уткин***О РАСЧЛЕНЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОДНОМ ИЗ РАЗРЕЗОВ РАЙОНА МАРИАНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Приводятся данные о видовом составе, палеоэкологии и условиях захоронения планктонных фораминифер и кокколитофорид позднелайстоцен-голоценового возраста района Марианской островной дуги, а также

сведения о литологии глубоководных осадков и результаты исследования изотопного состава раковин фораминифер.

Четвертичные отложения района Марианской островной дуги изучены авторами на примере колонки осадков В5-24, поднятой в 5-м рейсе НИС «Вулканолог» в восточной части Филиппинского моря между Западно- и Восточно-Марианскими хребтами, в котловине, называемой Марианской или Восточно-Марианской, в точке с координатами $15^{\circ}27,9'$ с. ш. и $143^{\circ}21,2'$ в. д., на глубине 3300 м. Близлежащий район характеризуется сильной расчлененностью рельефа; горизонтальные поверхности практически отсутствуют. Станция расположена на довольно крутом склоне подводной возвышенности, вблизи подножья; бровка склона возвышенности находится на глубине около 2500 м, а тальвег — на глубине 3600 м.

Разрез (рис. 1) сложен осадками, представленными переходными разностями от фораминиферных илов к красным глубоководным глинам. Очевидно, опробованные осадки залегают вблизи фораминиферного лизоклина, уровень которого колеблется во времени. По минеральному составу осадки представлены в основном двумя компонентами: глинистыми минералами и карбонатным веществом (раковинами планктонных фораминифер, часто ожелезненными, и их обломками — в песчаных и алевроитовых фракциях, тонкообломочным карбонатом и скелетами кокколитофорид — в пелитовых). С уменьшением глубины лизоклина карбонатный материал либо полностью исчезает, либо сохраняется частично в осадке, и осадок содержит лишь пелитовый глинистый материал (коричневого цвета, из-за высокого содержания гидроокислов железа), т. е. близок к красным океаническим глинам, хотя в нем часто бывают рассеяны отдельные наиболее крупные раковины планктонных фораминифер.

При увеличении глубины лизоклина сохраняется весь или почти весь карбонатный материал, и осадок является известково-глинистым (по данным выборочного взвешивания в полевых условиях, после растворения в соляной кислоте остается около 70% пелитового глинистого вещества). Бескарбонатные осадки относятся к пелитовым илам (содержат более 70% пелитовой фракции), а известково-глинистые — к алевроитопелитовым (содержат 65—70% пелитовой фракции); погребение осадка преимущественно связано с наличием планктонных фораминифер и их обломков.

В осадке наблюдается примесь вулканотерригенного материала (продукта водной дезинтеграции вулканических пород), который, очевидно, поступил с вышележащих привершинных участков склона. Он встречается: а) в виде отдельных песчаных зерен, вероятно попавших в осадок при медленном, постепенном перемещении их вниз по склону, т. е. при крипе (на горизонте 39—46 и 56—69 см); б) в виде гнезд и прослоев черного мелкозернистого песка с текстурами перемешивания с илом, образовавшихся, вероятно, в результате быстрого перемещения материала в виде осыпи или суспензионного потока (на горизонте 24—39 см). Очевидно, что часть биогенных частиц (например, скелеты дочетвертичных видов кокколитов) также была привнесена в осадок путем перемещения по склону, однако для более молодых четвертичных видов установить признаки подобного перемещения затруднительно.

От поверхности до ~ 40 см осадок полужидкий, с 40 до 145 см — мягкий, ниже — довольно резко становится вязким и плотным.

По колонке ст. В5-24 изучены планктонные фораминиферы и кокколиты, а также опреде-

лен изотопный состав кислорода раковин планктонных фораминифер одного вида *Globigerinoides conglobatus* (Brady).

Кроме определения видового состава подсчитаны количественные соотношения видов в процентах, построены палеоклиматическая кривая (рис. 2, а), кривые содержания общего количества родов и видов в колонке (рис. 3, а), а также кривая содержания самого массового вида *Globigerinoides conglobatus* (Brady) (см. рис. 2, б). При определении степени относительной теплопроводности видов и построении палеоклиматической кривой использована методика М. С. Бараша [1, 2].

Отмечена разная степень сохранности раковин. Фауна на горизонтах 52—69, 113—143, 170—187 см характеризуется хорошей сохранностью, на остальных отмечены признаки растворения (см. рис. 2, 3). Ниже горизонта 143 см видовой состав фораминифер уменьшается сначала до 12, затем до 8 и даже до 4 видов (см. рис. 3, а).

Планктонные фораминиферы разделены на 4 климатические группы.

Бореальная группа представлена двумя видами: *Globigerina pachyderma* и *Globigerina bulloides*. Количество экземпляров этой группы (от общего количества планктонных фораминифер) составляет не более 3,9%, за исключением горизонта 162—170 см, где оно достигает 16,4%. В некоторых горизонтах бореальная группа вообще отсутствует (0—5, 24—62, 69—83, 113—120 см).

Субтропическая группа представлена пятью видами: *Globigerina falconensis*, *Globorotalia truncatulinoides*, *G. scitula*, *G. crassaformis*, *G. inflata*. *Globorotalia truncatulinoides* присутствует во всех интервалах колонки, за исключением тех, в которых особенно сильно влияние растворения и количество видов ограничено. Другой часто встречающийся вид — *Globorotalia scitula*. Остальные виды присутствуют спорадически. Количество экземпляров субтропической группы от общего количества планктонных фораминифер по колонке составляет от 0 до 10,9%.

Тропическая группа представлена тепловодным родом *Globigerinoides* — *G. conglobatus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, а также видами *Neoglobobadrina dutertrei*, *Orbulina universa*, *Globorotalia tumida*. Эти шесть видов составляют большую часть раковин планктонных фораминифер, от 57,0 до 81,3%, в среднем 68,6%. Самым массовым является вид *Globigerinoides conglobatus*. Содержание его составляет от 10,2 до 49,6%, в среднем 28,3% (от общего количества экземпляров планктонных фораминифер). Пики наибольшего содержания вида наблюдаются вслед за периодами растворения (см. рис. 2, б).

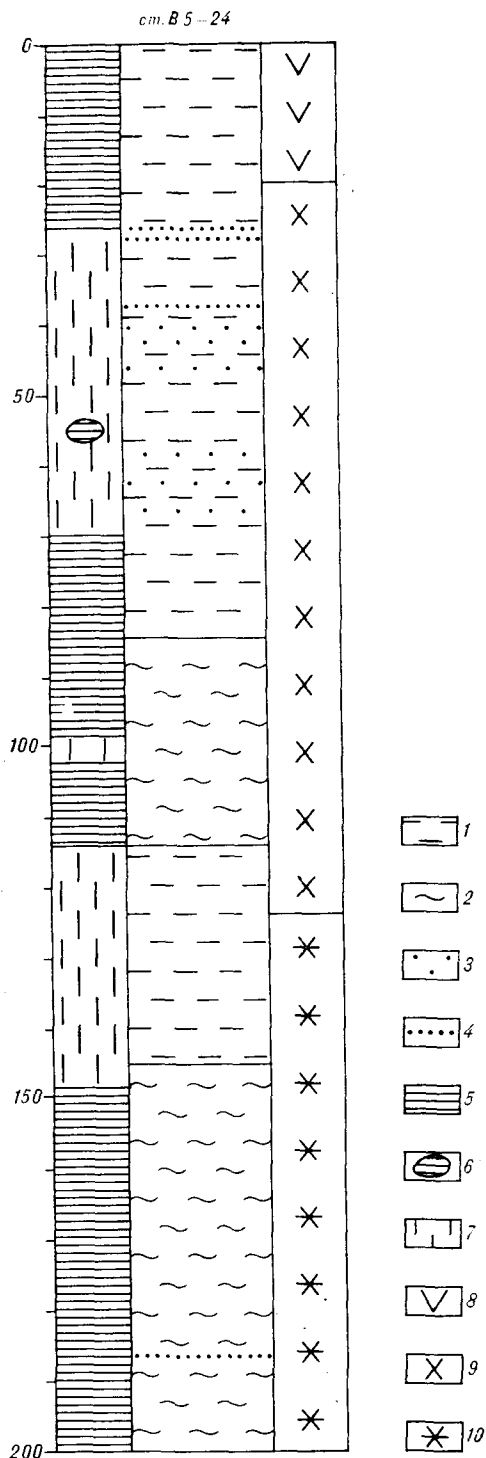


Рис. 1. Цвет (колонка слева), литология (по центру) и консистенция (колонка справа) осадков станции В5-24.

1—2 — известково-глинистый и глинистый или (1 — алевропелитовый, 2 — пелитовый); 3 — примесь вулканотерригенного материала песчаной размерности; 4 — прослой и гнезда вулканотерригенного песчаного материала (с текстурными волочениями); цвет осадка: 5—6 — темно-коричневый (5 — основной массы осадка, 6 — отдельных крупных пятен), 7 — зеленовато-серый и серый; консистенция осадка: 8 — жидкая, 9 — мягкая, 10 — повышенной плотности.

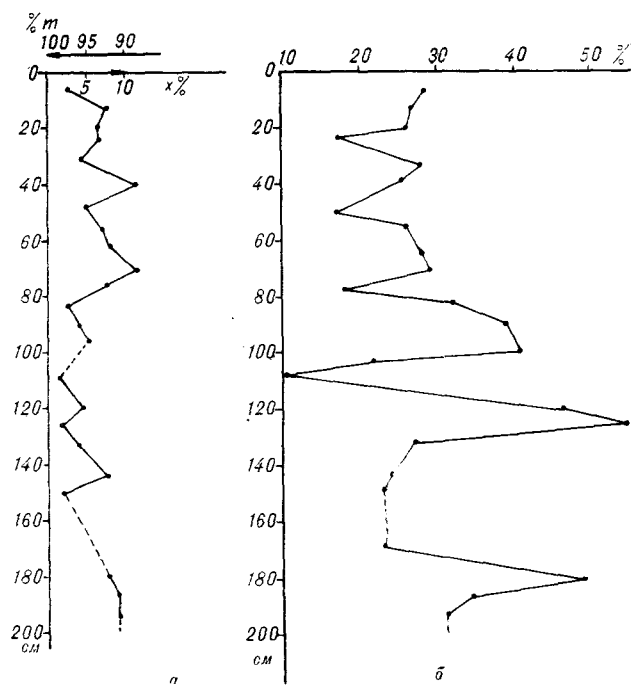


Рис. 2. Колебания количественного соотношения планктонных фораминифер: а — палеоклиматическая кривая по комплексу фораминифер, ось абсцисс — процентное соотношение фораминифер: г — тепловодных, х — холодноводных; б — распределение *Globigerinoides conglobatus* (Brady) в процентах от общего количества планктонных фораминифер; пунктиром показаны периоды интенсивного растворения.

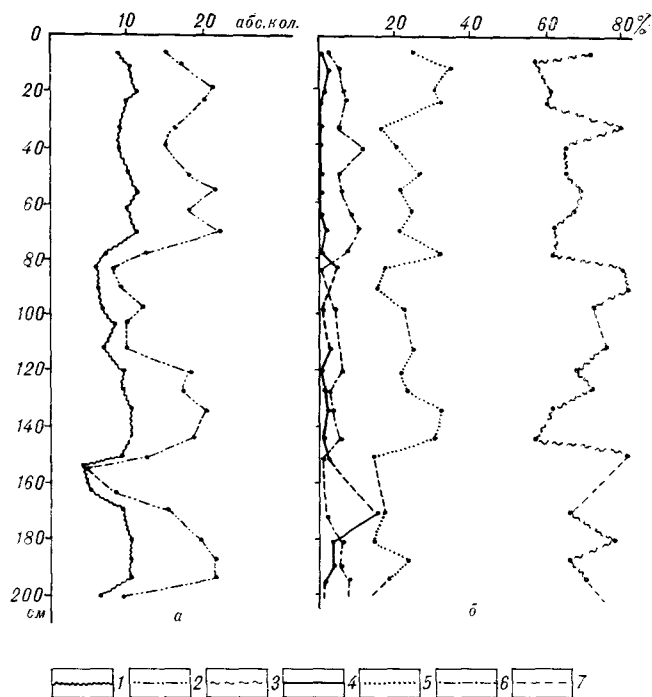


Рис. 3. Колебание группового соотношения планктонных фораминифер: а — число родов (1) и видов (2); б — процентного соотношения климатических групп: тропической (3), бореальной (4), экваториальной (5), субтропической (6); 7 — периоды интенсивного растворения.

Тропическо-экваториальная группа наиболее представительна. Это *Globigerinoides sacculifer*, *G. cf. fistulosus*, *Globorotalia menardii*, *G. cf. flexuosa*, *Globigerinella siphonifera*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Candeina nitida*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerina digitata*. По числу экземпляров она стоит на втором месте после тропической группы и составляет от 13,6 до 34,4%, в среднем 22,8%.

На основании соотношения тепловодных и холодноводных видов построена палеоклиматическая кривая. Для этого в каждом образце подсчитывалось процентное соотношение раковин; виды объединялись в климатические группы. Бореальная и субтропическая для данного района отнесены к холодноводной группе, а тропическая и тропикоэкваториальная — к тепловодной. Палеоклиматическая кривая (см. рис. 2, а; 3, а, б) хорошо сопоставляется с кривыми распределения кокколитов (рис. 4). При похолодании, отраженном на палеоклиматической кривой, происходит уменьшение количества тепловодного вида кокколитов *Ceratolithus cristatus* и увеличение числа вида *Rhabdosphaera claviger*.

Кривая общего количества видов в комплексе (см. рис. 3, а) близка к палеоклимати-

ческой. При похолодании число видов уменьшается, при потеплении — возрастает. Некоторые несовпадения, по мнению авторов, происходят за счет наложения эффекта растворения.

От верхнего до нижнего горизонта, за исключением горизонтов усиленного растворения, в колонке присутствует руководящий вид *Globorotalia truncatulinoides*, характерный для одноименной зоны Блоу [7]. Эта зона (в широком смысле) охватывает плейстоцен — голоцен. Весь комплекс в целом позволяет сузить интервал, ограничив его зоной *Globigerina calida* (поздний плейстоцен — голоцен) [7].

Верхнюю часть колонки можно разделить на 4 части, что видно на кривых колебания численности вида *Globigerinoides conglobatus* (см. рис. 2, б), палеоклиматической (см. рис. 2, а) и общего количества видов (см. рис. 3, а).

Нельзя не отметить своеобразие фауны планктонных фораминифер. В интервале ниже 31 см присутствует *Globorotalia cf. flexuosa* (за исключением интервалов интенсивного растворения). Как отмечали Болли и Премоли Сильва [8], в Атлантическом океане *G. flexuosa* характерен для зон *Globorotalia crassaformis hessi* и *Globigerina calida calida* (средний и поздний плейстоцен), но близкая форма *Glo-*

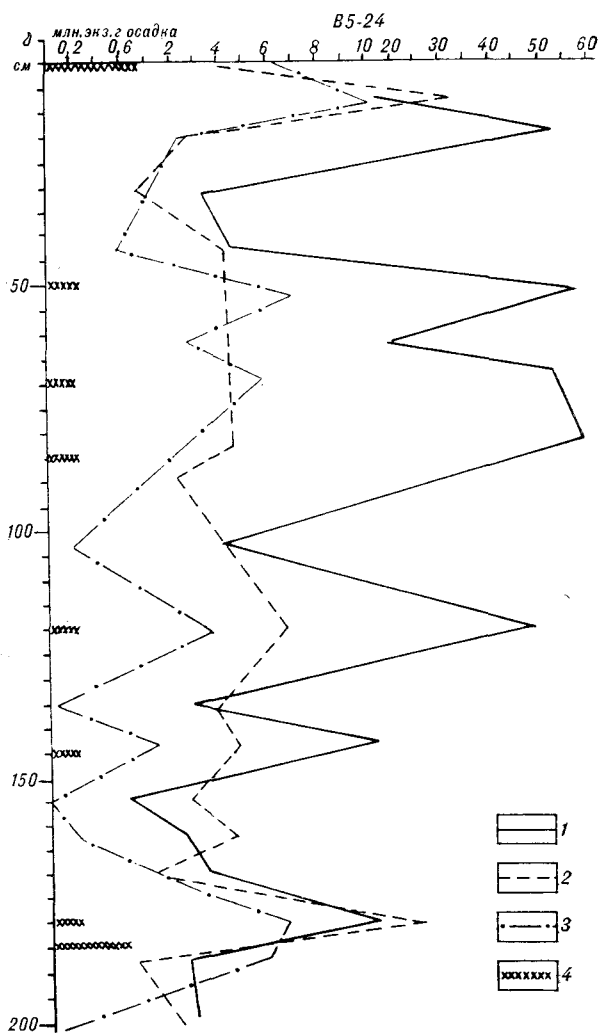


Рис. 4. Динамика численности кокколитофорид в осадках колонки В5-24.

1 — *Rhabdosphaera claviger*, 2 — *Ceratolithus cristatus*, 3 — *Hellicopontosphaera carteri*, 4 — *Coccolithus pelagicus*.

borotalia menardii (d'Orb) forma *neoflexuosa* встречена в современном планктоне тропической части Тихого океана [5]. Возможно, *G. cf. flexuosa* является переходной формой. Для ответа на этот вопрос необходимо специальное исследование. Обращает на себя внимание также расцвет тепловодного вида *Globigerinoides conglobatus*.

По всей длине колонки встречены остатки следующих современных видов кокколитов: *Ceratolithus cristatus*, *Rhabdosphaera claviger*, *Hellicopontosphaera carteri*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Coccolithus doricoides*, *Coccolithus pelagicus*. Повсеместно наблюдается привнос дочетвертичных видов, таких как *Ceratolithus primus*, *Ceratolithus rugosus*, *Ceratolithus tricorniculatus*. С горизонта 103 см отмечены в небольших количествах представи-

тели группы дискоастер. По составу танатоценоз близок к типичному субтропическому комплексу, описанному для Тихого океана [4].

Для наиболее массовых видов были сделаны количественные подсчеты (см. рис. 4). Наибольших значений (50,4 млн. экз/г осадка) достигает содержание *Rhabdosphaera claviger*, наименьших (от 200 до 800 тыс. экз/г осадка) — *Coccolithus pelagicus*, *Ceratolithus cristatus*, *Hellicopontosphaera carteri* занимают промежуточное положение.

Наиболее холодноводный из приведенных видов — *Coccolithus pelagicus*. Это биполярный вид, распространенный в Тихом океане севернее 28° с. ш. и южнее 38° ю. ш. *Rhabdosphaera claviger* характеризуется как умеренно тепловодный вид, типичный для субтропических районов. В Тихом океане он распространен от 15 до 40° с. ш. (в Западно-Каролинской впадине — до 5° с. ш.) и между 12 и 30° ю. ш., является индикатором умеренно тепловодных условий. *Ceratolithus cristatus* — тепловодный вид, приуроченный к тропической и субтропической зонам Тихого океана от 34° с. ш. до 28° ю. ш. Экологическая характеристика *Hellicopontosphaera carteri* предполагает его идентичность с таковой для *Rhabdosphaera claviger*, что иллюстрируется поведением кривых, представленных на рис. 4.

С самых первых горизонтов (12 см) отмечены поврежденные кокколиты, количество которых увеличивается по мере продвижения вниз по колонке, что свидетельствует о близком положении глубины лизоклина. Бурное развитие *Rhabdosphaera claviger* сопровождается появлением в небольших количествах холодноводного *Coccolithus pelagicus*. Уменьшение количества кокколитов коррелируется с развитием пелитовых илов (см. рис. 1).

Интервал 0—103 см характеризуется наибольшими количествами остатков (ниже общая численность кокколитов начинает снижаться). Здесь наблюдаются четыре вспяски развития *Rhabdosphaera claviger*, совпадающих с появлением *Coccolithus pelagicus*, что позволяет выделить соответственно четыре горизонта. В нижней части колонки по этому же признаку выделяются два горизонта.

Данные по изотопному составу кислорода (δO^{18}) имеются только для фораминифер вида *Globigerinoides conglobatus* (Brady). Анализ δO^{18} карбоната кальция раковин проводился на отечественном масс-спектрометре МИ-1309 по стандартной методике [3]. Углекислый газ выделялся из $CaCO_3$ по методике Н. Шеклтона [9] при температуре 50° С. Точность анализа $\pm 0,2\%$ на 95%-ном доверительном уровне. По результатам изотопно-кислородного анализа (рис. 5) в колонке отмечается увеличение δO^{18} планктонных фораминифер в интервале 98—

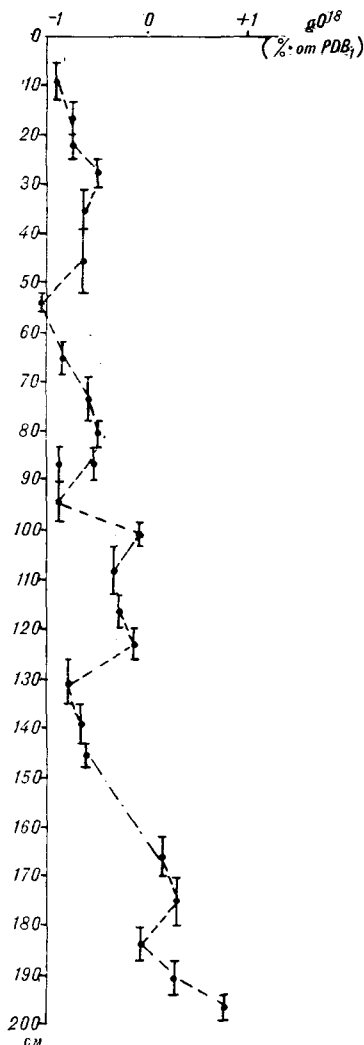


Рис. 5. Изотопный состав кислорода карбонатного скелета *Globigerinoides conglobatus* (Brady); вертикальными отрезками показана длина исследованных образцов (по разрезу колонки), ось абсцисс — соотношение изотопного состава кислорода проанализированной пробы и международного стандарта PDB₁.

126 см (примерно на 0,8‰) и ниже 162—170 см (примерно на 1,2‰).

Известно, что во время материковых оледенений по изотопному составу кислород воды океана был «тяжелее» современного примерно на 1—1,5‰. Максимальные температурные колебания поверхностных вод за последние 18 тыс. лет в этом регионе, по данным группы CLIMAP [10], составляли 2°C, и температурные изменения δO¹⁸ карбонатов не превышали 0,4‰. Поэтому можно предположить, что осадки горизонта 98—126 см и ниже 148 см отлагались во время оледенений. Незначительное «утяжеление» δO¹⁸ карбоната (примерно на 0,5‰) отмечается на горизонте 24—62 см. Причины этого явления недостаточно ясны. Возможно, оно представляет собой региональ-

ные колебания δO¹⁸ в пределах одной изотопной стадии, но не исключена возможность «сглаживания» изотопной записи вследствие широких интервалов отбора, переноса выше лежащих осадков и др.

Если предположить, что осадки отлагались без значительных перерывов и отсутствовало переотложение, то по изотопно-стратиграфической шкале Н. Шеклтона и Н. Опдайка [10] граница изотопных стадий 1 и 2 в данной колонке находится примерно на уровне 98—103 см. Однако при более детальном изучении осадков отметка этой границы, возможно, расположится выше. По данным абсолютных датировок, переход от стадии 1 к стадии 2 соответствует возрасту от 10 до 13—16 тыс. лет [6], т. е. граница верхнего плейстоцена и голоцена, по изотопным данным, расположена на отметке 98 см или выше.

Итак, исследованные осадки залегают вблизи глубины фораминиферового и кокколитового лизоклина, положение которого, вероятно, изменялось во времени. Следствием этого явилось чередование горизонтов глинистых темноокрашенных илов, соответствующих горизонтам растворения микрофауны, со светлоокрашенными известковыми осадками с карбонатным наннопланктоном и скелетами фораминифер хорошей сохранности.

По комплексу планктонных фораминифер и кокколитов их можно отнести к позднему плейстоцену — голоцену (для планктонных фораминифер это зона № 23, по Блоу [7]), без более дробного деления. Однако количественный учет отдельных видов фораминифер и кокколитов в сочетании с определениями O¹⁸/O¹⁶ позволил обосновать более подробную стратификацию и предварительно наметить плейстоцен-голоценовую границу.

По всем данным (литологическим, микропалеонтологическим и изотопным), отмечается наличие резкой границы на горизонте примерно 145 см. Ниже по колонке одновременно сокращается количество карбонатного вещества, изменяется плотность осадка, уменьшается число фораминифер и кокколитов, изотопная кривая изменяется в сторону похолодания вод. По данным изотопно-кислородного анализа, осадки этой части колонки отлагались во время ледниковой эпохи. В верхней части колонки (0—145 см), также по комплексным данным, можно выделить четыре горизонта более мелкого порядка: 145—103, 103—62, 62—31, 31—0 см. Каждый горизонт соответствует одному циклу похолодания и потепления. Судя по изотопным данным, плейстоцен-голоценовая граница находится не ниже 98 см от верха колонки. Отмечена необычность видового состава фораминифер и кокколитов. Обнаружен вид *Globorotalia* cf. *flexuosa*, систематическое и

стратиграфическое положение которого не ясно и допускает наряду с указанным выше положением плейстоцен-голоценовой границы (98 см) возможное положение 31 см. Группа дискоастеров, с которой обычно связывают плиоцен-плейстоценовую границу, отмечена со 103 см и ниже. Возможно, это объясняется привнесом биогенных частиц из более древних осадков или региональными особенностями существования указанных организмов. Исходя из оценки положения границы голоцен — верхний

плейстоцен, можно предположить, что скорость осадконакопления в изученном районе Филиппинского моря была не более 10 см за 1000 лет.

При обсуждении результатов необходимо учесть существенный фактор — расположение колонки вблизи лизоклина, что могло оказать влияние на видовой и количественный состав микрофауны, а также на результаты определения O^{18}/O^{16} .

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бараш М. С.* Палеогеографические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам.— В кн.: Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск: Наука, 1974. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 333).
2. *Бараш М. С.* Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции.— В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980.
3. *Игнатъев А. В., Горбаренко С. А., Киселев В. П.* К методике исследования температур роста морских организмов изотопно-кислородным методом.— В кн.: Палеобиогеография морских беспозвоночных. Новосибирск: Наука, 1980.
4. *Ушакова М. Г.* Биогеографическая зональность карбонатного наннопланктона в поверхностном слое донных осадков Тихого, Атлантического и Индийского океанов.— В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974.
5. *Adelseck C. J.* Living *Globorotalia menardii* (d'Orbigny) forma *neoflexuosa* from the eastern tropical Pacific ocean.— *Deep-Sea Research*, 1975, v. 22.
6. *Berger W. H., Johnson R. F., Killingsley J. S.* "Unmixing" of the deep sea record and the deglacial melt-water spike.— *Nature*, 1977, v. 269, N 5630.
7. *Blow W. H.* Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferae biostratigraphy.— In: Proc. 4-th. Intern. Conf. Planctonic Microfossils. Geneva, 1967; Leiden, E. J. Brill, 1969.
8. *Bolli H. M., Premoli Silva J.* Oligocene to Recent planctonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15, Sites in the Caribbean Sea.— In: Edgar N. T., Saunders J. B. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 15. Washington, D. C. (U. S. Gov. Print. Off.), 1973.
9. *Shackleton N. J.* Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial.— In: Variation du climate au cours du Pleistocene. Paris, CNRS, ed. J. Labeyrie, 1974.
10. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale.— *Quaternary Research*, 1973, v. 3.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 июня 1983 г.

УДК 551.782 : 552.2 : 56.118.2(265.54)

И. Б. Цой, Н. Г. Ващенко, М. Т. Горюва, Е. П. Терехов

О НАХОДКЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО

(Японское море)

Приводятся данные диатомового, палинологического и петрографического анализов слаболитифицированных пород, обнаруженных на подводной возвышенности Ямато (Японское море). Установлен автохтонный

характер и континентальный генезис пород. Комплексное исследование позволило предположить раннемиоценовый возраст их образования.

Впервые континентальные отложения с подводной возвышенности Ямато описаны в 1978 г. Л. Барклом и Ф. Акибой [11]. На северо-восточном склоне возвышенности на глубине 2338 м поршневой трубкой (станция RC12-394) была вскрыта трехметровая толща осадков, содержащих пресноводные диатомеи. На основе палинологических данных и возраста вышележащих морских осадков Л. Баркл и Ф. Акиба предположили позднемиоценовый возраст указанных отложений. Происхождение их объяснялось существованием в это время на месте Японского моря озера бассейна.

При геологических исследованиях, проводимых Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР, в юго-западной части возвышенности Ямато на шести станциях также обнаружены пресноводные отложения (рис. 1). Генезис их определен по обильному содержанию в осадках пресноводных диатомей, сходных с ранее описанными из керна трубки RC 12-394. Исследованный материал позволил авторам по-иному интерпретировать происхождение и возраст пресноводных отложений, и они надеются, что обсуждение предлагаемых в данной статье вопросов поможет прояснить некоторые стороны геологического развития как возвышенности Ямато, так и всей впадины Японского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Для статьи использован материал, полученный в 28-м (1977 г.) и 33-м (1980 г.) рейсах НИС «Первенец» (ТОИ ДВНЦ АН СССР) при дражировании в юго-западной части возвышенности Ямато крутых склонов и обрывов пре-

имущественно в интервалах глубин от 1000 до 1500 м, через 50—100 м (см. рис. 1). На шести станциях подняты слаболитифицированные осадочные породы, содержащие пресноводные диатомеи. Для выяснения условий образования и установления источников сноса проведено петрографическое изучение этих пород; особое внимание уделялось исследованию обломочной части и сравнению ее по составу с породами фундамента.

Из различных типов слаболитифицированных пород были отобраны образцы на диатомовый и палинологический анализы, техническая обработка которых проводилась согласно общепринятой в СССР методике с использованием для обогащения калий-кадмиевой жидко-

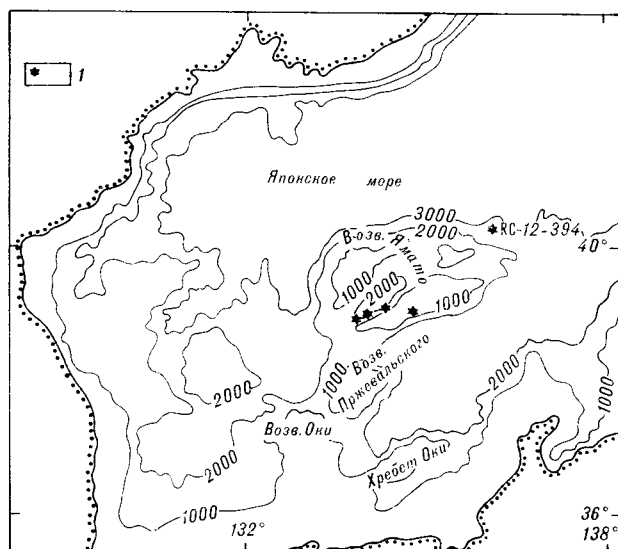


Рис. 1. Схема расположения станций. 1 — станции, на которых обнаружены пресноводные диатомеи.

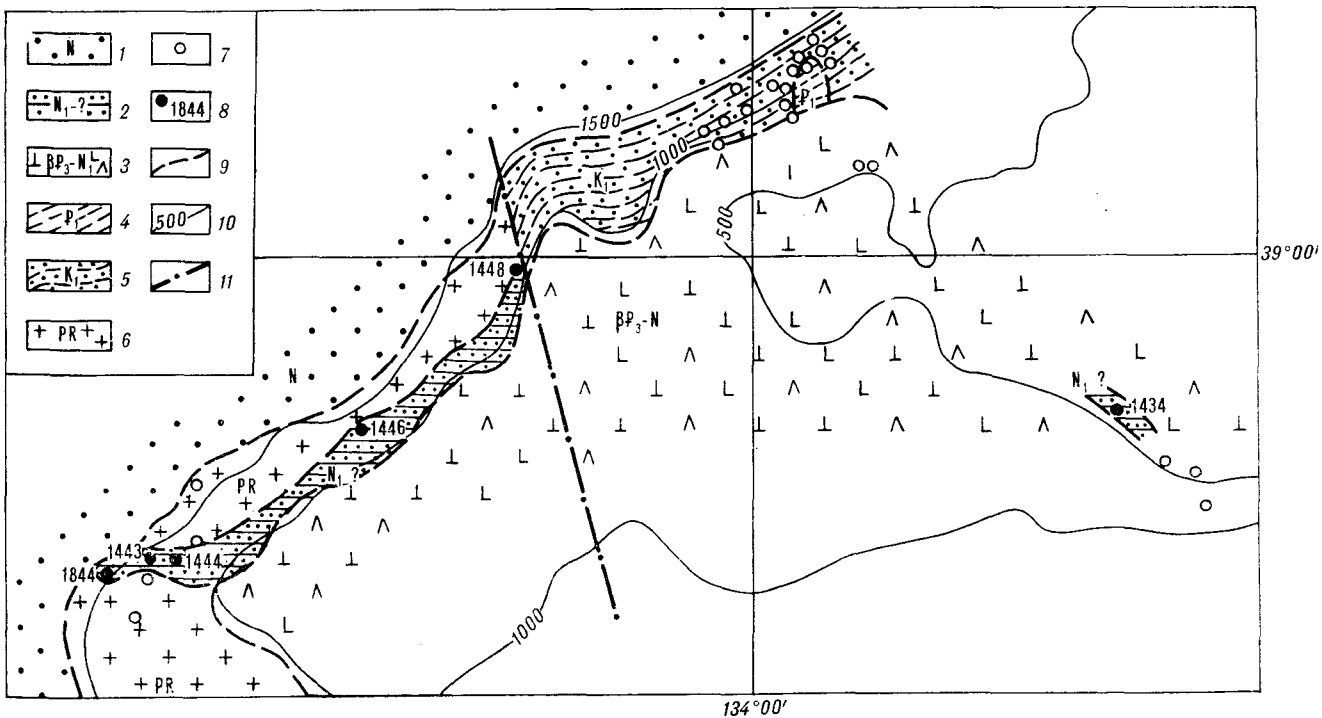


Рис. 2. Геологическая схема района работ.

1 — морские неогеновые отложения; 2 — раннемиоценовые континентальные отложения; 3 — вулканиды олигоцен-раннемиоценового возраста; 4 — палеоценовые отложения; 5 — нижнемеловые отложения; 6 — протерозойские отложения; 7 — станции драгирования; 8 — станции, на которых обнаружены пресноводные диатомеи; 9 — геологические границы; 10 — изобаты; 11 — тектонические нарушения.

сти. Для определения возраста исследуемых пород установленные в них диатомовые и палинологические комплексы сопоставлялись со сходными комплексами из континентальных разрезов смежных регионов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО

Возвышенность расположена в центральной части Японского моря, имеет размеры около 500 км в длину и около 200 км в ширину и состоит из двух хребтов — Северного и Южного, имеющих северо-восточное простирание и разделенных межгорной впадиной. По глубинному строению возвышенность сходна с континентальными структурами, в то же время она отчленена от континента глубоководными впадинами. По геофизическим данным, в пределах возвышенности земная кора — субконтинентального типа, отличающаяся от коры окружающих участков суши пониженной мощностью (до 20—23 км) главным образом за счет сокращения промежуточного («гранитного») слоя, мощность которого не превышает 6,5 км [1].

На сложном гетерогенном фундаменте (акустически непрозрачные толщи), включающем

консолидированные породы докайнозойского возраста и кайнозойские вулканические толщи, залегает осадочный чехол слаболитифицированных пород неоген-четвертичного возраста (рис. 2).

Наиболее древние отложения чехла, возраст которых доказан микропалеонтологическими данными, имеют позднемиоценовый возраст. Они установлены в ядрах скважины 302 [12] и ряда поршневых трубок [14], подняты драгами [5] и представлены диатомитами, диатомовыми, диатомово-радиоляриевыми и цеолитовыми глинами, а также диатомовыми глауконитизированными песчанистыми алевритами. Отложения плиоценового возраста, обычно продолжающие разрез без видимого перерыва, представлены сходным набором пород. Аналогичные осадочные отложения установлены в глубоководных котловинах (скважины 299, 301), окружающих возвышенность [14, 15]. На соседних возвышенностях — Пржевальского (Кито-Оки), Оки и хр. Оки — по диатомовой флоре установлены морские отложения среднего миоценового возраста.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Описываемая толща сложена слаболитифицированными туфодиадомитами, туфами, туф-

фитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, гравелитистыми песчаниками и конгломератами. Общим для всех типов пород является преобладание обломочного материала над цементом, слабая степень окатанности, плохая сортировка, однотипный состав обломков и наличие пресноводных диатомей. Преобладают крупнозернистые породы. Характерно, что тонкозернистые разновидности представлены туфодиатомитами и пепловыми туфами. Пирокластический материал, присутствующий практически во всех типах пород, обычно преобладает в тонкозернистых разностях либо в цементе (туфопесчаники).

Почти во всех типах изученных пород обнаружены диатомеи, распределение их в породе неравномерное, содержание колеблется от единичных находок до первых процентов, редко первых десятков процентов (за исключением туфодиатомитов, где их содержание достигает 50%). Во многих образцах наблюдаются линзочки (0,1—0,2 мм) округлой или слегка вытянутой формы более тонкого (пелитового) материала, обогащенного диатомеями (до 50% и более). Иногда такой материал образует редкие невыдержанные прослои мощностью около миллиметра. Видовой состав диатомей этих включений идентичен видовому составу расщепленных диатомей.

На большинстве станций подняты породы фундамента — граниты, гранитогнейсы и эффузивы, продукты разрушения которых являются составной частью слаболитифицированных пород осадочного чехла наряду с пирокластическим и органогенным материалом. Продукты разрушения гранитогнейсов представлены поликристаллическими обломками и обломками кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита, мусковита, роговой обманки, сфена, апатита, продукты разрушения эффузивов — обломками пород (основных, средних и кислых эффузивов), плагиоклазов и роговой обманки.

Идентичность минерального состава обломочной части терригенных пород и подстилающих пород фундамента, угловатая форма обломков, плохая сортировка указывают на преимущественно автохтонный характер обломочного материала осадков.

Пирокластический материал представлен плагиоклазом, кварцем, обломками стекла и эффузивов. Вулканическое стекло, главный и хорошо идентифицируемый вид пирокластики, встречено во всех типах пород, содержащих пресноводные диатомеи. Количество его, незначительное в грубозернистых породах, становится преобладающим в обломочной части туфов и туфодиатомитов. Стекло — кислое, прозрачное, обломки от алевритовых (до 0,8 мм) до псаммитовых, рогульчатой, серповидной и других причудливых остроугольных форм. Часто

встречаются обломки пористого стекла пемзовидного облика.

Пирокластические обломки эффузивов являются составной частью литокристаллокластических туфов. Форма обломков каплевидная, округлая, с разнообразными угонениями, тонкими выступами, внутренними полостями причудливой формы, с выступающими остроугольными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Породы не несут следов вторичного разогрева, переплавления.

Плагиоклаз и кварц входят в состав литокристаллокластических и кристалловитрокластических туфов. Плагиоклаз представлен сильно трещиноватыми обломками кристаллов и единичными идиоморфными кристаллами. Для него характерны волнистая зональность и расположение рядом обломков резко различного размера, в единичных случаях можно определить, что это части одного крупного кристалла. Сильная трещиноватость и разрушение плагиоклазов свидетельствуют, по-видимому, о быстром охлаждении горячих обломков при падении их в воду. Обломки кварца имеют округлую, слабо оплавленную форму либо выпукло-вогнутые границы; характерна трещиноватость. В пепловых туфах и туфодиатомитах встречаются мелкие оскольчатые обломки плагиоклаза и кварца, которые также являются пирокластическими.

Совместное нахождение туфопесчаников, туффитов, туфов, туфодиатомитов, алевролитов, гравелитистых песчаников, переслаивание этих пород, неравномерное распределение диатомовой флоры, постоянное присутствие пирокластики свидетельствуют о сложных условиях формирования пород. Размыв подстилающих пород древней континентальной коры, продуктов предыдущих вулканических извержений сопровождался интенсивной вулканической деятельностью, характеризующейся эксплозивным характером и присутствием значительного количества кислых продуктов извержения.

Продуктом эксплозивного вулканизма на возвышенности Ямато является толща щелочных вулканитов трахиандезитового комплекса, образовавшихся в олигоцене — раннем миоцене [4]. Вулканиты имеют широкое распространение в юго-западной части Японского моря, для них характерно преобладание кислых пород и наличие игнимбригов. Непосредственно на исследуемом участке (ст. 1434) подняты трахилипариты, возраст которых 24,5 млн. лет (K-Ar) [4], а также туфодиатомиты и туфы, содержащие пресноводные диатомеи. В литокластах туфов присутствуют обломки, сходные с вышеупомянутыми трахилипаритами.

Широкое развитие в исследуемых осадочных породах пирокластического материала, совместное их нахождение с щелочными вулканитами,

присутствие в пирокластическом материале щелочной составляющей указывают на то, что осадки, вероятно, образовывались одновременно с щелочными вулканитами. Кроме того, в породах, содержащих пресноводный комплекс диатомей, часто отмечаются пирокластические обломки эффузивов основного и среднего состава. Средние и основные эффузивы моложе раннемиоценового возраста на возвышенности Ямато отсутствуют [2, 10]. Таким образом, все эти данные позволяют предполагать, что накопление слаболитифицированных осадочных пород происходило в олигоцене — раннем миоцене.

ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ

Створки диатомовых водорослей обнаружены практически во всех типах пород. Они характеризуются хорошей сохранностью и довольно однообразны по систематическому составу. Основным флористическим компонентом являются древние представители исключительно пресноводного рода *Aulacosira*, составляющие 90% всего видового состава. Это *Aulacosira praeislandica* (Jousé) Simonsen, *A. cf. hibschii* (Reinch) Simonsen sensu Rehakova, *A. praegrnulata* (Jousé) Simonsen, реже *A. aff. baicalensis* (K. Meyer) Wisl., *A. aff. jouseana* (Moiss.) Sim.

Наряду с видами *Aulacosira praegrnulata* (Jousé) Simonsen, *A. praeislandica* (Jousé) Simonsen отмечены формы, характеризующиеся согнутостью по центральной оси: *A. praegrnulata f. curvata* (Jousé) Sim., *A. praeislandica f. curvata* (Jousé) Sim. Характерной особенностью описываемой диатомовой флоры является присутствие вида (?) *Aulacosira sp.*, аналогичного по структуре створки с *A. praeislandica* (Jousé) Simonsen, но отличающегося эллиптической формой и обычно более крупными размерами. Он отмечен лишь в верхней части пресноводной толщи, вскрытой трубкой RC12-394 [11]. Других сообщений о находках *Aulacosira sp.* авторами не найдено.

Еще одну характерную группу составляют довольно многочисленные *Coscinodiscus*: *C. gorbunovii* Sheshuk., *C. miocenicus* Krasske, *C. cf. variabilis* Freng. Постоянным компонентом флоры является *Paralia scabrosa* (Oestrup) Moiss. Спорадически отмечены пеннатные диатомей. Из них более или менее постоянно встречаются *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun, *T. lacustris* Ralfs. Остальные виды (е. г. *Eunotia sp.*, *Cymbella sp.*, *Navicula sp.* и др.) обнаружены только в обломках.

Диатомовая флора характеризуется видами, типичными для планктона стоячих вод, что свидетельствует о формировании осадков в

озерном бассейне. Доминирующая роль *Aulacosira* связывается с олиготрофной средой, обычной для озер вулканических районов. На олиготрофность среды указывает и присутствие *Paralia scabrosa* (Östr.) Moiss., постоянного компонента изученной флоры. О холодноводных условиях формирования описанной флоры свидетельствует преобладание *Aulacosira praeislandica* (Jousé) Simonsen, современные представители которого известны как холодноводные.

Присутствие уникальных элементов (е. г. *Aulacosira sp.*) и ряда таксонов открытой номенклатуры придает данной флоре своеобразные черты, что затрудняет ее сопоставление с ранее описанными флорами. Но анализ данных по пресноводным диатомеям из смежных регионов показал возможность такой корреляции с определенной долей условности, учитывая сходство таксономического состава.

Наиболее близкая диатомовая флора описана из пресноводных осадков северо-восточной части возвышенности Ямато [11]. Как отмечалось выше, ее возраст установлен по палинологическим данным и возрасту перекрывающей морской толщи. Происхождение пресноводных осадков, вскрытых колодкой RC 12-394, объяснялось существованием на месте Японского моря в позднем миоцене озерного бассейна. Последнее предположение противоречит данным о широком распространении морских осадков этого же возраста в районе Ямато, что ставит под сомнение вывод о позднемиоценовом времени образования пресноводных осадков [5, 14, 15]. Сходство диатомей из нижней части керна RC12-394 с ассоциацией из алевритов Ямато п-ова Ното (верхняя часть яруса Дайсима — нижняя часть яруса Нисикурасава, т. е. ранний — средний миоцен) [13] свидетельствует о более древнем возрасте рассматриваемой толщи. Сравнение с диатомеями из континентальных разрезов Приморья, Кореи и других районов также указывает на более древний возраст пресноводных осадков.

В Приморье близкий комплекс диатомей описан в кизинской и усть-давыдовской свитах ранне-среднемиоценового возраста [3, 7]. Общими чертами являются: 1 — однообразный видовой состав, 2 — высокий процент вымерших форм, 3 — доминирующая роль древних планктонных видов рода *Melosira* *. В комплексе кизинской свиты доминирует *Melosira jouseana* Moiss., не встречающийся в более молодой диатомовой флоре Приморья. Сходный вид отмечен в изученном авторами комплексе как *Aulacosira aff. jouseana* (Moiss.) Simonsen. Он характеризуется более крупными размерами и

* Старое название рода *Aulacosira* [19], распространено в литературе, поэтому при сопоставлении сохранена старая номенклатура.

отсутствием гиалиновых линий на поверхности и загибе створки. Отличие установленного комплекса от комплексов Приморья состоит в незначительном участии пеннатных диатомей и преобладании представителей *Coscinodiscus*. В Корее обилие *Melosira* характерно для комплексных биозон *Melosira islandica* и *M. granulata* из формаций Нултаири (*Nultairi*) и Иол (*Ioil*) группы Джанги (*Jangii Group*), возраст которой по остаткам макрофауны установлен как ранний миоцен [17]. Изученный комплекс сходен с комплексами, широко распространенными в озерных фациях северо-восточных и центральных районов Западно-Сибирской низменности. Это олигоцен-нижнемиоценовые отложения некрасовской серии [8, 9]. Сходный комплекс описан из миоценовых отложений Чехословакии [18]. Он также характеризуется однообразием систематического состава, незначительным количеством пеннатных видов, преобладанием *Melosira*, типичных для нижнемиоценовых отложений. Изученная авторами флора обнаруживает наиболее близкое сходство с комплексами преимущественно раннемиоценового возраста. Однако возможен более широкий возрастной предел: олигоцен — средний миоцен. Некоторая условность мнения о возрасте связана с недостаточной изученностью пресноводных диатомей из кайнозойских отложений сопредельных регионов, а также с отсутствием непрерывного разреза в исследуемом районе.

Таким образом, изучение диатомовых водорослей приводит к выводу о развитии их в пресноводном озерном бассейне, вероятно олиготрофном, в холодноводных условиях, предположительно в раннемиоценовое время.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Насыщенными пыльцой оказались преимущественно туфодиацитомиты и туфоалевролиты. В палинокомплексе доминирует пыльца древесных растений. Среди голосеменных (43—77,2%), насчитывающих 15 таксонов, многочисленна пыльца родов *Picea* (14—15%): *P. sp.*, *P. sect. Euripicea*, *P. sect. Omorica* и *Tsuga* (7—17%): *T. sp.*, *T. cf. diversifolia* (Maxim) Mast., *T. cf. canadensis* (L.) Carr., *T. cf. siboldii* Carr. Пыльца рода *Pinus* (5—16%) — *P. sp.*, *P. s/g Naploxyylon*, *P. s/g Diploxyylon* — постоянна и обильна, реже встречается *Abies sp.* семейства *Taxodiaceae*, а пыльца *Sciadopitys sp.*, *Cedrus sp.*, *Keteleeria sp.*, *Podocarpus* отмечается спорадически и в виде единичных зерен.

Для покрытосеменных (17,8—54,7%) характерно таксономическое разнообразие (21 таксон). Это главным образом пыльца *Ulmus* (5—31%) семейств *Fagaceae* и *Juglandaceae*. Среди

Fagaceae наиболее многочислен *Fagus sp.* (3—10%), а *Quercus sp.* единичен. Наиболее полно и разнообразно представлена пыльца *Juglandaceae*: *Juglans sp.* (2—11%), *Carya* (до 17%), *Pterocarya sp.* и *Platycarya sp.* (единична). Пыльца семейства *Betulaceae* представлена в основном родами *Betula sp.* (1—10%), *Carpinus sp.* (до 4%) и *Corylus sp.* (единично) и количественно несколько уступает доминантам. Обычна пыльца *Tilia*. Термофильные элементы в составе умеренной палинофлоры отмечены в виде единичных находок. Это пыльца *Myrica sp.*, *Liquidambar sp.*, *Comptonia sp.*, *Elaeagnus sp.*, *Celtis sp.*, *Nyssa sp.* Травы бедны в видовом и количественном отношении. Они представлены только *Sparganium sp.* и *Cyperaceae*. Участие спор невелико (до 4,5%). Среди них преобладают гладкие бобовидные споры *Polypodiaceae*, отмечены единичные *Osmunda sp.*, *Ophyoglossaceae*, *Dicksonia sp.* и *Lycopodium sp.*

Таксономический состав палинофлоры позволяет восстановить последовательный экологический ряд растительных ассоциаций: рипарийная (*Alnus*, *Sparganium*, *Cyperaceae*, *Taxodium*, *Pterocarya*) с участием долинного ильма; низкогорная или склоновая, где основными лесобразующими видами были сосновые и буквые с примесью разнообразных ореховых, ильмовых, березовых, липовых, (реже кедровых) кустарниковых — *Myrica*, *Corylus*, *Diervilla*, *Lonicera* и другие, с травянистым покровом из папоротников *Osmunda*, *Ophyoglossaceae*, *Dicksonia* и плауна; горная с доминирующими *Tsuga*, *Pinus* и примесью *Betulaceae*.

Совместное нахождение флор из различных местообитаний свидетельствует о расчлененном рельефе и наличии вертикальной зональности растительного покрова. Преобладание типичных мезофильных представителей среди голо- (*Picea*, *Tsuga*, *Pinus*) и покрытосеменных (*Ulmus*, *Fagus*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*) растений указывает на умеренный и влажный климат. Современными аналогами этих растений распространены в зонах умеренного климата, а многие из них (*Picea*, *Tsuga* и др.) требуют для своего развития повышенной влажности воздуха.

Для палинокомплекса, выделенного из отложений северо-восточного склона возвышенности Ямато [11], характерно доминирование пыльцы древесной растительности (96,5%), среди которой наиболее обильно представлены *Quercus*, *Fagus*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*. По мнению Шимазаки [11], он сходен с флорой типа Митоку (*Mitoku*). Сходство его с изученным авторами палинокомплексом состоит в доминировании пыльцы древесной растительности и наличии общих таксонов (*Fagus*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Carya*), которые наряду с *Pinaceae* составляют основное ядро комплекса.

Изученный комплекс по таксономическому составу сходен с ранне-среднемиоценовой палинофлорой формации Ашибетцу (Ashibetsu) Центрального Хоккайдо [20]. В комплексе нет пыльцы семейства *Chenopodiaceae*, родов *Magnolia*, *Acer*. По доминирующей роли *Pinaceae*, *Ulmaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae* комплекс сходен с палинофлорой ханкайских слоев Приморья [6]. Наблюдается сходство этих флор в составе как хвойных, так и лиственных растений, за исключением того, что во флоре ханкайских слоев наряду с пыльцой семейства *Pinaceae* много пыльцы семейства *Taxodiaceae* и богаче видовой состав рода *Pinus*. Возраст ханкайской палинофлоры считается ранне-среднемиоценовым, но не исключается возможность ее отнесения к концу среднего миоцена [6].

Состав палинофлоры возвышенности Ямато (умеренная с небольшим участием теплолюбивых видов) позволяет предположить, что последняя формировалась, вероятнее всего, в раннем миоцене.

Насыщенность проб большим количеством безмешковой пыльцы хорошей сохранности свидетельствует о том, что ее источником служила растительность, произрастающая вблизи от места захоронения.

Петрографическое и микропалеонтологическое изучение отложений, вскрытых драгированием в юго-западной части подводной возвышенности Ямато, указывает на их автохтонный характер. Осадкообразование происходило в пресноводном озерном бассейне, расположенном на островной суше, в районе активной вулканической деятельности, в условиях умеренно влажного климата.

Наиболее вероятное время образования изученных отложений — ранний миоцен. Этот вывод обоснован анализом комплексов пресноводных диатомовых водорослей, пыльцы и спор.

Дополнительным указанием на образование пород в более древнее время, чем поздний миоцен [11], является присутствие в их составе пирокластического материала, имеющего сходство с вулканитами трахиандезитовой серии. Время ее формирования — олигоцен — ранний миоцен.

Подводная возвышенность Ямато в ранне-миоценовое время, вероятно, была островом, на котором существовали озера. Собственно морская история развития возвышенности началась, по-видимому, в среднем миоцене [4], после чего она опустилась не менее чем на 1500 м ниже уровня моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря.— М.: Наука, 1978.
2. Коновалов Ю. И., Грачева А. А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море).— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Куклина Т. А., Моисеева А. И. Сопоставление комплексов диатомовых водорослей Камчатки и юга Дальнего Востока с целью корреляции неогеновых континентальных отложений.— В кн.: Микрофито-фоссилии в нефтяной геологии. Л.: ВНИГРИ, 1980.
4. Леликов Е. П., Терехов Е. П. Щелочные вулканы дна Японского моря.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
5. Липкина М. И., Цой И. Б. Конкреции барита с подводной возвышенности Ямато в Японском море.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 4.
6. Мамонтова И. Б. Миоценовая флора ханкайских слоев Приморья (палеонтологические данные).— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
7. Моисеева А. И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края.— М.: Недра, 1971.
8. Рубина Н. В. Диатомовые водоросли континентальных третичных отложений Западной Сибири и их стратиграфическое значение.— Тр. Тюмен. индустр. ин-та, 1970, вып. 1.
9. Рубина Н. В. Методы дробного биостратиграфического расчленения и корреляции континентальных толщ на примере изучения диатомовых водорослей в некрасовской серии Западно-Сибирской низменности.— Тр. Тюмен. индустр. ин-та, 1973, вып. 17.
10. Съедин В. Т., Леликов Е. П. Базальтоиды центральной и юго-западной части Японского моря.— В кн.: Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
11. Burckle L. H., Akiba F. Implications of late Neogene freshwater sediment in the Sea of Japan.— *Geology*, 1978, N 6.
12. Ingle J., Karig D. E., White S. M. Introduction and explanatory notes.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31. Washington, 1975.
13. Koizumi I. The deep-sea sediments and the geological history of the Japan Sea.— *Kagaku*, 1977, v. 47, N 1.
14. Koizumi I. Neogene diatoms from the Sea of Japan.— *Marine Geology*, 1978, N 26.
15. Koizumi I. The geological history of the Sea of Japan based upon sediments and microfossils.— *Nipponkai*, 1979, N 10.
16. Lee Y. G. Neogene Diatoms of Pohang and Gampo areas, Kyongsangbuk — Do, Korea.— *Journ. Geol. Soc. Korea*, 1975, v. 11, N 2.
17. Lee Y. G. Fossil Diatoms in the upper of the Eoil Formation, Eoil area, Gyeongsangbuk — Do, Korea.— *Journ. Kor. Inst. Mining Geol.*, 1976, v. 9, N 2.
18. Rehakova Z. Changements qualitatifs des associations de Tchecoslavaquic.— VIII-e Congress INQUA, Paris, 1969.
19. Simonsen R. The Diatom system: Ideas on Phylogeny.— In: *Bacillaria Intern. Journ. for Diatom Research*. V. 2, 1979.
20. Tanai T. The Miocene Sakipenpetsu flora from Ashibetsu area, central Hokkaido, Japan.— *Mem. Nat. Sci.*, 1971, N 4.

УДК 553.46 : 551.26.037(571.6)

В. Н. Воеводин

ЗНАЧЕНИЕ ВУЛКАНОСТРУКТУР В РАЗМЕЩЕНИИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ВОСТОКЕ СССР

На примере притихоокеанских вулканических поясов и зон рассмотрены закономерности размещения позднеорогенного вулканогенно-плутогенного вольфрамового оруденения. Отмечена специфика вольфрамового оруденения, которое не распространяется в эффузивы, а локализуется в привулканических зонах, в основании вулканических зон, а также в интрузив-

ных и субвулканических телах. Определена рудоконтролирующая роль в различной степени эродированных вулканотектонических структур. При выяснении геолого-структурных факторов локализации рудных полей, узлов, районов учтена ранговость и иерархическая соподчиненность кольцевых и линейных вулканотектонических структур.

В последние годы в связи с интенсивным изучением вулканических поясов и зон значительно возрос интерес к оруденению, ассоциирующемуся с вулканоплутоническими комплексами. Вольфрамовое оруденение помимо относительно хорошо изученных плутогенных месторождений, закономерности локализации которых в достаточной степени отражены в литературе, представлено и вулканогенно-плутогенными рудными объектами. На Востоке СССР, где интенсивно развиты притихоокеанские вулканические пояса, линейные и ареальные вулканические зоны, широко распространено близповерхностное и гипабиссальное вольфрамовое оруденение. Оно отличается большим разнообразием формационных и минеральных типов, хотя преобладающим является оруденение молибден-вольфрамовой и вольфрам-полиметаллической формаций. Степень изученности его невелика, и возникает необходимость выяснения закономерностей локализации вольфрамового оруденения, ассоциирующего с вулканоплутоническими комплексами. Такое оруденение в своей геолого-структурной позиции обнаруживает ряд общих черт с оруденением олова, золота и других металлов. Однако оно имеет и специфичные, присущие только ему особенности, чем и предопределена необходимость самостоятельного рассмотрения геолого-структурных факторов локализации вольфрамового оруденения.

Вначале выясним, правомерен ли термин «вулканогенное оруденение» для вольфрамовой минерализации, ассоциирующей с вулканоплутоническими комплексами? Вулканогенные месторождения, по В. Н. Котляру [8], подразделяются на три основные группы: 1 — наземные и приповерхностные, связанные преимущест-

венно с вулканическими комплексами (в частности, с экструзиями); 2 — близповерхностные субвулканические; 3 — глубинно-вулканические, связанные преимущественно со сложными вулканоплутоническими комплексами. Г. А. Тананаева и И. Н. Томсон [17] к вулканическому (оловянному) оруденению относят объекты, ассоциирующие только с субвулканическими интрузиями и эффузивами. Довольно правильное определение В. Н. Котляра для вулканогенного оруденения является собирательным, т. е. к вулканогенному оруденению относятся все рудные объекты, связанные со становлением вулканоплутонических комплексов. Однако в повседневной практике понятие «вулканогенное оруденение» закрепилось за вулканическими и субвулканическими рудными образованиями. В связи с этим все большее распространение получило понятие «вулканогенно-плутогенное оруденение» [6, 13].

Собственно вулканическое вольфрамовое оруденение в позднеорогенных вулканоплутонических комплексах Востока СССР достоверно нигде не установлено. Более того, вольфрамовое оруденение в отличие от рудных образований олова, золота, молибдена и др. практически никогда не распространяется в эффузивные породы, локализуясь по периферии вулканических зон в их основании, а также встречаясь в эрозийных окнах или тектонически приподнятых блоках. Даже оруденение, имеющее ярко выраженные черты приповерхностных условий формирования (Скалистое на Чукотке), локализуется в терригенных толщах среди полей развития даек кислого и среднего состава. Внутри вулканических зон вольфрамовое оруденение, обнаруживая тесную пространственную связь с субвулканическими или гипабиссальными гра-

нитными телами вулканоплутонических комплексов, локализуется только в их пределах, не распространяясь в эффузивы (Баджальская, Селитканская вулканические зоны в Среднем Приамурье).

Собственно вулканическое вольфрамовое оруденение можно предполагать в ассоциации со спилит-диабазовым инициальным вулканизмом геосинклиального этапа. Однако это оруденение рассеянное, не дает промышленных концентраций. На основании признаков близповерхностного формирования в качестве вулканических предполагаются некоторые объекты ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации [4, 13], образование которых происходило в посторогенный этап при широком проявлении базальтоидного магматизма. Однако однозначных свидетельств вулканического происхождения этих месторождений нет.

Следовательно, для вольфрамового оруденения, ассоциирующего с позднеорогенными вулканоплутоническими комплексами, наиболее правильным является определение «вулканогенно-плутоногенное оруденение».

Размещение субвулканических и интрузивных гипабиссальных тел, сопровождающихся вольфрамовым оруденением, контролируется вулканотектоническими структурами, поэтому рассмотрим строение и соподчиненность вулканотектонических структур.

Единая номенклатура и классификация вулканотектонических структур отсутствует, так же как и четкие признаки их выделения. Вулканоструктуры систематизируются по эволюции во времени, стадийности развития, строению, составу магматизма и т. д. [41]. Хорошо разработаны классификации вулканоструктур в областях современного вулканизма, однако они мало применимы к районам, где вулканические постройки в различной степени уничтожены эрозией.

Вулканотектонические структуры палеовулканических областей привлекают внимание многих исследователей. Изучению вулканоструктур юга Дальнего Востока посвящен ряд работ [4, 7, 12, 16, 18, 19], в которых вулканоструктуры подразделены на вулканотектонические депрессии, кальдеры проседания, вулканокупольные структуры и вулканические горсты. Вулканотектонические депрессии представляются структурами, возникшими в результате погружения блоков складчатого фундамента, сопровождавшегося мощными излияниями и эксплозиями первичной, а затем дифференцированной магмы. В пределах вулканотектонических депрессий выделяются более мелкие вулканические структуры, к которым относятся палеовулканы, кальдеры и др. Образование кальдер связывается с оседанием кровли близповерхностных магматических очагов. Вулка-

нические и вулканотектонические структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса описаны в работах [2, 3, 5, 9, 10, 14, 15]. По представлениям авторов этих работ, выделяются вулканотектонические структуры различного порядка (прогибы, кальдеры, депрессии и вулканокупольные поднятия). В основу положены признаки, распознающиеся на крупно- и среднемасштабных геологических картах, аэрофотоснимках и картах аномалий геофизических полей.

Учитывая поставленную задачу выяснения пространственного размещения вулканогенно-плутоногенного вольфрамового оруденения, рассмотрим морфологию вулканотектонических структур без учета их генетических особенностей. Это значительно сократит номенклатуру вулканотектонических структур и позволит провести анализ распространения вольфрамового оруденения в вулканических поясах и зонах на данной стадии изученности вулканоструктур Дальнего Востока. Для выяснения условий локализации рудных полей, узлов и районов необходимо выяснение соподчиненности вулканоструктур и их иерархической ранговости. Выделенные для прогнозных целей типы разноранговых вулканоструктур и их рудоконтролирующая роль для вольфрамового оруденения отражены в таблице.

В локализации рудных полей и месторождений ведущая роль принадлежит локальным купольным поднятиям. В ядрах таких структур расположены небольшие субвулканические близповерхностные и гипабиссальные интрузивные тела. Месторождения расположены непосредственно в интрузивных телах и их экзоконтактных зонах среди осадочных образований (Ольгинское, Осеннее в Верхнем Приамурье, Богочукан в Нижнем Приамурье, Судулонэ на Северном Сихотэ-Алине, Тынгыльчан в Верхнем Приколывье), а также среди ореолов кристобалитового ороговикования над нескрытыми интрузиями (Эльвиной). В последнем случае оруденение часто далеко распространяется за пределы роговиков; в терригенных осадочных породах среди дайковых полей (Скалистое на Чукотском полуострове, Акур-Гумамза на Северном Сихотэ-Алине); непосредственно в субвулканических телах (Ольгинское на Чукотском полуострове, Ночное, Туманное на Северном Сихотэ-Алине). Среди вулканических полей оруденение локализуется в субвулканических и интрузивных телах (Сюигачан, Олгон, Вольфрамитовый, Высокий — Баджальская вулканическая зона), и только как минералогическая примесь в рудных объектах других металлов (золота, олова и др.) вольфрам может отмечаться непосредственно в эффузивах. Структуры рудных полей довольно часто контролируются радиальными и концен-

Уровень организации вулканоструктур	Характер вулканоструктур	Отрицательные вулканоструктуры	Наиболее обычные параметры	Рудоконтролирующая роль для вольфрамового оруденения
I	Кольцевые	Кальдеры, мульды	От долей километров до первых километров в диаметре	Инертна
		Вулканотектонические депрессии с обрамлением из гипабиссальных интрузивов Вулканотектонические депрессии с обрамлением из субвулканических тел	От 20—30 до 50—60 км в диаметре	Весьма существенна. По параметрам соответствует рудным узлам. Оруденение по периферии депрессий приурочено к локальным купольным поднятиям с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями в ядре. В случае наличия карбонатсодержащих пород основания возможны скарны
II	Кольцевые	Вулканотектонические депрессии без интрузивов	20—30 км в диаметре	Вольфрамовое оруденение отсутствует при наличии минерализации ртути, сурьмы, золота, серебра, деревянистого олова
	Линейные	Вулканограбены	Ширина 15—20, 25—30 км, длина 50—100 км	Мало значительна, вольфрамовая минерализация встречается только в глубоко эродированных участках
III	Кольцевые	Вулканотектонические прогибы, осложненные вулканограбенами и вулканотектоническими депрессиями без интрузивов	150—170 км в диаметре	Рудные объекты не характерны, встречаются незначительные шлиховые ореолы преимущественно шеселита
	Линейные	Автономные вулканограбены в перивулканических областях, осложненные вулканотектоническими депрессиями	Ширина 30—50 км, длина до 200—300 км	Избирательна. Оруденение тяготеет к значительно эродированным вулканотектоническим депрессиям и купольным поднятиям

трическими разрывами, в связи с чем имеют овальную конфигурацию. В гипабиссальных месторождениях намечается концентрическая зональность с размещением более поздних минеральных ассоциаций по периферии рудного поля (Эльвинойское, Тынгыльчанское месторождения). В близповерхностных месторождениях отчетливо выраженная зональность отсутствует, рудные тела представлены небольшим однообразным набором минеральных ассоциаций. Купольные структуры обычно хорошо выражаются в рельефе положительными формами, подчеркиваются радиальными и кольцевыми дайками, разрывными нарушениями, мелкой трещиноватостью. Для таких месторождений часто характерна штокверковая морфология. Роль купольных структур в локализации вулканогенно-плутоногенного оруденения в достаточной степени освещена в литературе и сомнений не вызывает, поэтому нет необходимости на ней останавливаться подробнее. Роль кальдер и мульд считается инертной.

Следующий ранг вулканотектонических структур — вулканотектонические депрессии и вулканокупольные поднятия, а также линейные вулканогорсты и горст-плутонические зо-

ны. Именно в этих сооружениях наиболее отчетливо устанавливается структурный контроль вулканогенно-плутоногенного оруденения, и эти структуры являются наиболее важными для выяснения закономерностей локализации и прогнозирования вулканогенно-плутоногенного вольфрамового оруденения.

Вулканотектонические депрессии подразделяются на структуры: 1 — с обрамлением из гипабиссальных интрузивов и блоков пород фундамента вулканической зоны, 2 — с обрамлением из субвулканических интрузивов, 3 — с центральным и эксцентрическим расположением интрузивов, 4 — без интрузивов.

В общем случае вулканотектонические депрессии состоят из округлых или вытянутых вулканических мульд и системы интрузивно-иэкструзивно-вулканических куполов и отдельных эруптивных тел, окружающих мульду. Наиболее обычные размеры их от 20—30 до 50—60 км в диаметре. Различные типы депрессий выделяются по соотношению различных вулканических и интрузивных пород. Депрессии с обрамлением из гипабиссальных и субвулканических интрузивов различаются между собой глубиной эрозионного среза. В соответ-

Положительные вулканоструктуры	Наиболее обычные параметры	Рудоконтролирующая роль для вольфрамового оруденения
<p>Локальные купольные поднятия с гипабиссальными интрузивами и субвулканическими интрузивами в ядре</p>	<p>От долей километров до первых километров в диаметре</p>	<p>Важная, контролируют рудные поля и месторождения</p>
<p>Вулканокупольные поднятия с гипабиссальными интрузивами и блоками пород основания в ядре</p>	<p>От 20—30 до 50—60 км в диаметре</p>	<p>Существенна, но менее значительная, чем вулканотектонических депрессий. Оруденение тяготеет к центральному частям и выходам интрузивов</p>
<p>Вулканокупольные поднятия с субвулканическими интрузивами в ядре</p>		
<p>Вулканокупольные поднятия без интрузивов и с блоками пород основания в ядре</p>	<p>20—40 км в диаметре</p>	<p>Вольфрамовая минерализация редка</p>
<p>Вулканогорсты и горст-плутонические зоны, осложненные купольными поднятиями и изредка вулканотектоническими депрессиями</p>	<p>Ширина 15—20, 25—30 км, длина 50—100 км</p>	<p>Столь же существенна, как и вулканотектонических депрессий с обрамлением из интрузивов. Контролируют размещение рудных узлов</p>
<p>Вулканотектонические поднятия, обрамляющие по периферии вулканотектоническое поднятие и заключенный в центральной части вулканотектонический прогиб, 200—250 км</p>	<p>Ширина 20—40 км. Общий диаметр структуры, включающей вулканотектоническое поднятие и заключенный в центральной части вулканотектонический прогиб, 200—250 км</p>	<p>Весьма существенна. Большинство вольфрамовых рудных объектов и шлиховых ореолов сосредоточено в вулканотектонических поднятиях. Контролируют размещение рудных районов</p>
<p>Автономные вулканогорсты и горст-плутонические зоны в перивулканических областях, осложненные вулканокупольными поднятиями и вулканотектоническими депрессиями</p>	<p>Ширина 20—50 км, длина до 200—300 км</p>	<p>Сопоставима с автономными вулканогорстами в перивулканических областях</p>

ствии с этим в их краевых частях обнажаются интрузивные породы различных фаций глубинности. По этой же причине в депрессиях с обрамлением из гипабиссальных интрузивов редко сохраняются вулканические жерловины и экструзивные купола. В зависимости от величины эрозионного среза между этими двумя типами вулканотектонических депрессий встречаются промежуточные разновидности. Вулканотектонические депрессии без интрузивов являются наименее эродированными. Такие депрессии обычно не выражены в гравиметрических и магнитных полях, что дает основание говорить об отсутствии крупных интрузивных масс. Наличие же вулканических жерловин указывает на их структурное соответствие палеовулканам. В пределах таких вулканоструктур известны рудопроявления ртути, сурьмы и золота близповерхностного типа, шлиховые ореолы деревянистого олова. Вольфрамовые проявления в таких вулканоструктурах не установлены. Основной интерес для поисков вольфрамового оруденения представляют, таким образом, вулканотектонические депрессии с обрамлением из гипабиссальных интрузивов и субвулканических тел.

Центральные опущенные части вулканотектонических депрессий в зависимости от вещественного профиля и условий формирования вулканических зон выполнены игнимбритами и туфами липаритов, липаритодацитов, реже — дацит-андезитами и андезитобазальтами. Здесь же картируются вулканические жерловины или субвулканические штокообразные тела преимущественно кислого состава. Они, по-видимому, являются магмоподводящими каналами палеовулканов. Гидрографический рисунок в пределах депрессий часто отчетливо подчеркивает системы кольцевых и радиальных разрывов. Вулканотектонические депрессии обычно хорошо выражены на картах гравиметрического и магнитного полей. Отрицательные гравиметрические аномалии известны в пределах многих депрессий. Они, видимо, фиксируют магматические очаги под депрессиями. Такие гравиметрические аномалии сопровождаются плавными повышениями значений магнитных полей, обусловленных зонами роговиков вокруг залегающих на глубине гранитных плутонов. Нередко магнитные аномалии осложнены знакопеременными пиками, связанными с обнажающимися на поверхности эффузивами или субвулканиче-

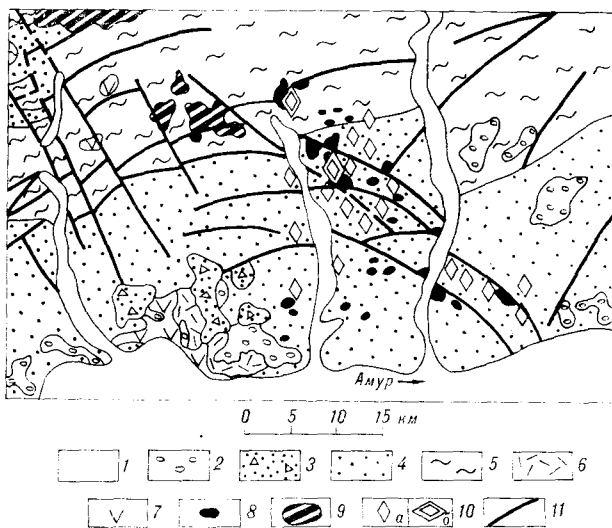


Рис. 1. Игнашинская вулканотектоническая депрессия (по В. Н. Восводину, Н. Г. Житкову, ДВИМС).

1 — четвертичные, 2 — неоген-четвертичные галечниково-песчано-глинистые, 3 — меловые песчано-конгломератовые (континентальные молассовые), 4 — юрские терригенные (морские молассовые), 5 — палеозойские терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения; 6 — верхнемеловые трахилипариты; 7 — нижнемеловые андезиты; 8 — меловые лейкократовые граниты; 9 — палеозойские диориты и гранодиориты; 10 — вольфрамовые рудопроявления (а) и месторождения Ольгинское и Осеннее (б); 11 — разрывные нарушения.

скими телами среднего и основного состава.

Так как вольфрамовое оруденение тяготеет к интрузивным и субвулканическим телам или их кровле в купольных структурах, то ясно, что контролирующая роль для вольфрамового оруденения принадлежит периферическим частям вулканотектонических депрессий.

Наиболее эродированной вулканотектонической депрессией представляется Игнашинская вулкано-структура в Верхнем Приамурье (рис. 1). На левобережье Амура расположена только северная ее половина. Здесь в центральной части сохранился лишь экструзивный неэквифлюидальный липаритов, а по периферии, в 25 км от него, обнажаются разрозненные интрузивные тела гранит-порфиров, к которым приурочены вольфрамовые проявления — Ольгинское и Осеннее. Эрозионный срез в восточной части депрессии значительно больше, чем в Западной. В восточной части обнажаются ряд мелких тел гранит-порфиров, многочисленные дайки кислого и среднего состава, отчетливо дешифрируются серии кольцевых разрывов. Помимо названных вольфрамовых рудопроявлений здесь широко развиты близповерхностные проявления и шлиховые ореолы шешлита, золота, касситерита. В то же время в западной части интрузивные тела отсутствуют, дайки единичны, проявлений рудной минерализации нет.

Интенсивно эродированной является и Кейнгувеевская вулканотектоническая структура на Западной Чукотке (рис. 2). Все проявления вольфрамовой минерализации тяготеют к гра-

нитным массивам по ее периферии. По сохранившимся периферическим подводящим каналам (дайки, штоки) и разрозненным реликтам эффузивных покровов глубоко эродированная структура намечается также в междуречье Раучуа — Коневаам. К ней приурочено Эльвипейское вольфрамовое месторождение и ряд мелких рудопроявлений, связанных с Наглойненским интрузивом.

Значительно менее эродированной представляется Илirianская вулканотектоническая депрессия на Западной Чукотке (рис. 3). Ее центральные части выполнены нижнемеловыми андезитами, андезитобазальтами и их туфами, а также липаритами. Все известные проявления вольфрамовой минерализации тяготеют к периферической части структуры, где обнажаются раннемеловые гранитоиды и верхнетриасовые терригенные отложения основания вулканической зоны.

В вулканотектонических депрессиях, где значительно эродированы краевые части и обнажаются гипабиссальные интрузивы и блоки пород основания, при наличии карбонатсодержащих пород развиваются скарны, что исключено для малоэродированных вулканотектонических депрессий с обрамлением из субвулканических тел. Примером может служить уже

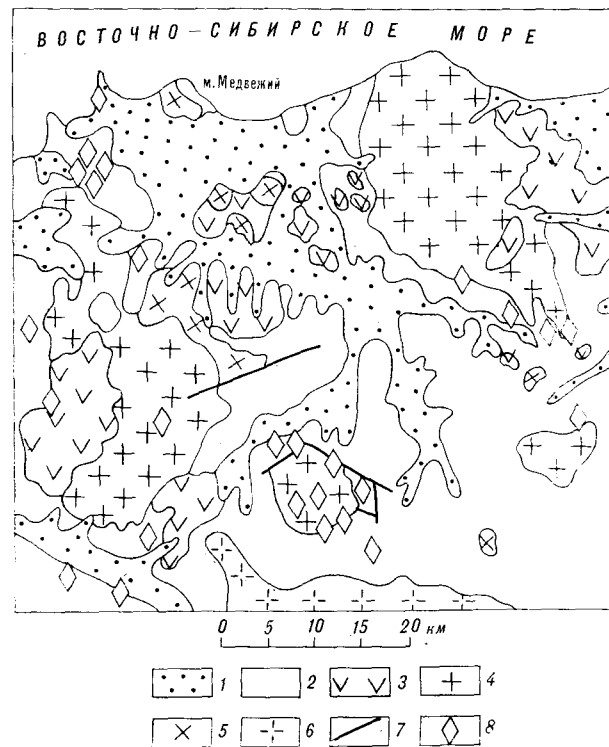
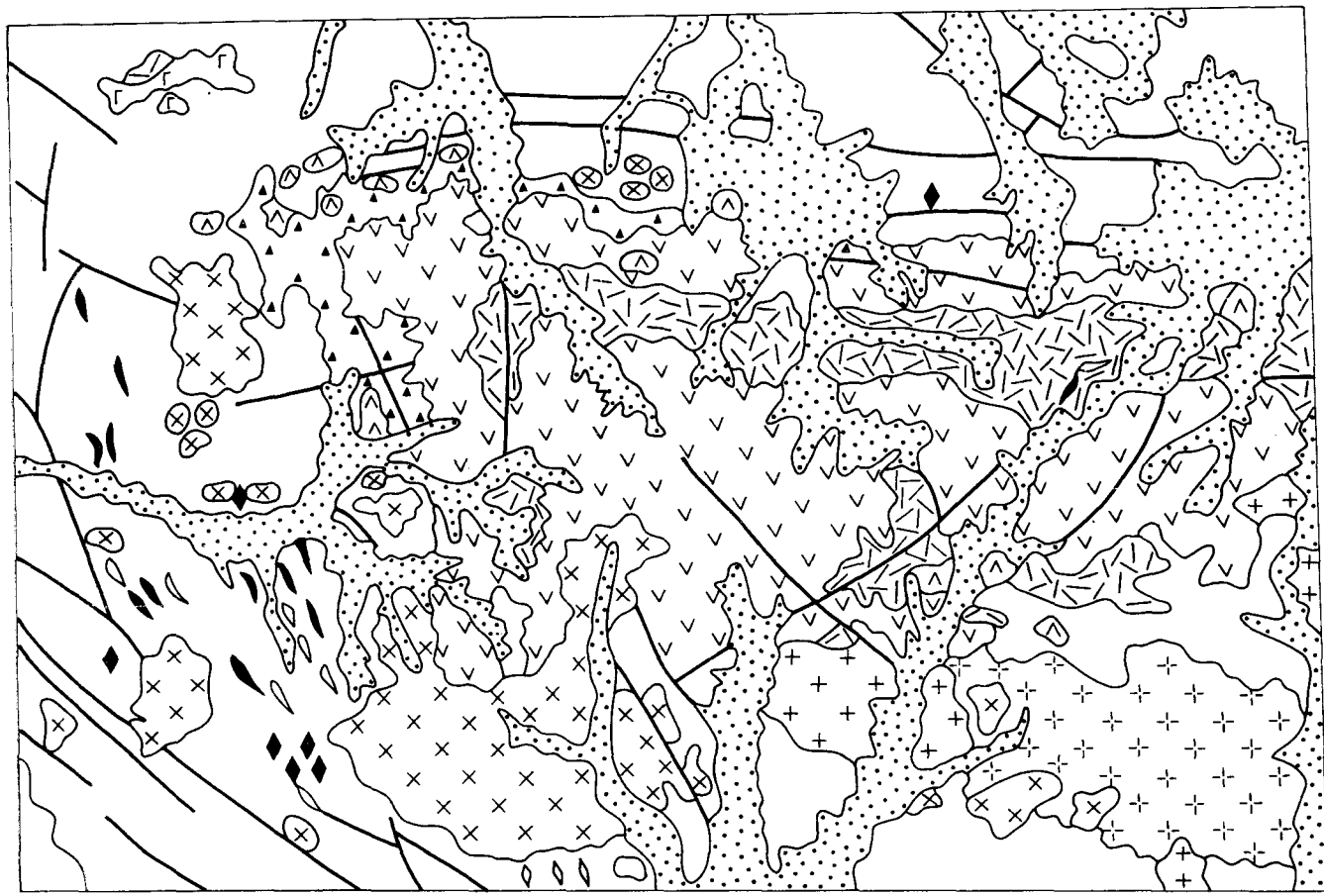


Рис. 2. Кейнгувеевская вулканотектоническая депрессия (по Н. П. Макееву).

1 — четвертичные отложения; 2 — триасовые терригенные породы; 3 — нижнемеловые андезиты; 4 — меловые интрузии лейкократовых гранитов; 5 — меловые интрузии габро-диорит-гранодиоритов; 6 — раннемеловые батолитоидные гранодиориты; 7 — разрывные нарушения; 8 — вольфрамовые рудопроявления.



0 2 4 6 км

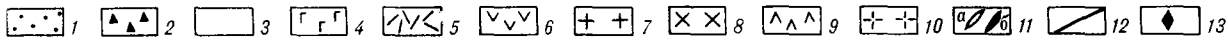


Рис. 3. Илирейская вулканотектоническая депрессия (по Н. П. Макееву).

1 — четвертичные отложения; 2 — валажинские песчаники и глинистые сланцы; 3 — верхнетриасовые песчаники, алевролиты, сланцы; 4 — палеогеновые базальты; 5 — нижнемеловые илгнмбриды, липариты, их туфы; 6 — нижнемеловые андезиты, андезитобазальты и их туфы; 7 — поздне-меловые

лейкокраповые граниты и гранит-порфиры; 8 — раннемеловые габбро-диориты, гранодиориты; 9 — раннемеловые субвулканические андезиты, диоритовые порфиры, гранодиориты и гранит-порфиры; 10 — позднюрские — раннемеловые гранодиориты; 11 — дайки кислого (а) и среднего (б) состава; 12 — разрывные нарушения; 13 — вольфрамовые рудопроявления.

упоминавшаяся Игнашинская вулканоструктура, где по известнякам на Ольгинском рудопроявлении развиваются скарны. Однако наиболее ярким примером этого положения является Курупкинская вулканотектоническая депрессия — по периферии ее на контакте с гипабиссальными гранитоидными массивами палеозойские терригенно-карбонатные комплексы Провиденского блока Чукотского срединного массива интенсивно скарнированы (рис. 4).

Вулканотектонические депрессии для которых предполагаются единые магматические очаги, а соответственно и рудные узлы, довольно часто не имеют единой металлогенической специализации. Так, на Чукотском полуострове по периферии Теплой вулканотектонической депрессии расположены оловянные проявления — Теплое, Каровое и вольфрамовое Оль-

гинское; по периферии Экугской депрессии — оловянное Экугское и вольфрамовое Скалистое месторождения (рис. 5). На Северном Сихотэ-Алине аналогичная картина наблюдается в Хуту-Акурской вулканотектонической депрессии диаметром около 50 км. По периферии депрессии, тяготея к ее ограничениям, а также крайним локальным вулканоинтрузивным куполам, развиты рудопроявления молибден-вольфрамовой формации (Судулюнэ, Луха, Акур-Гумамза, Туманный) и проявления оловянной минерализации (Болойко, Товса, Малышок, Южный и др.).

Высказанные положения о рудоконтролирующей роли вулканотектонических депрессий могут быть использованы в геолого-поисковой практике. Для примера остановимся на Теплой, Гитленкуемской и Лынкынейской депрессиях,

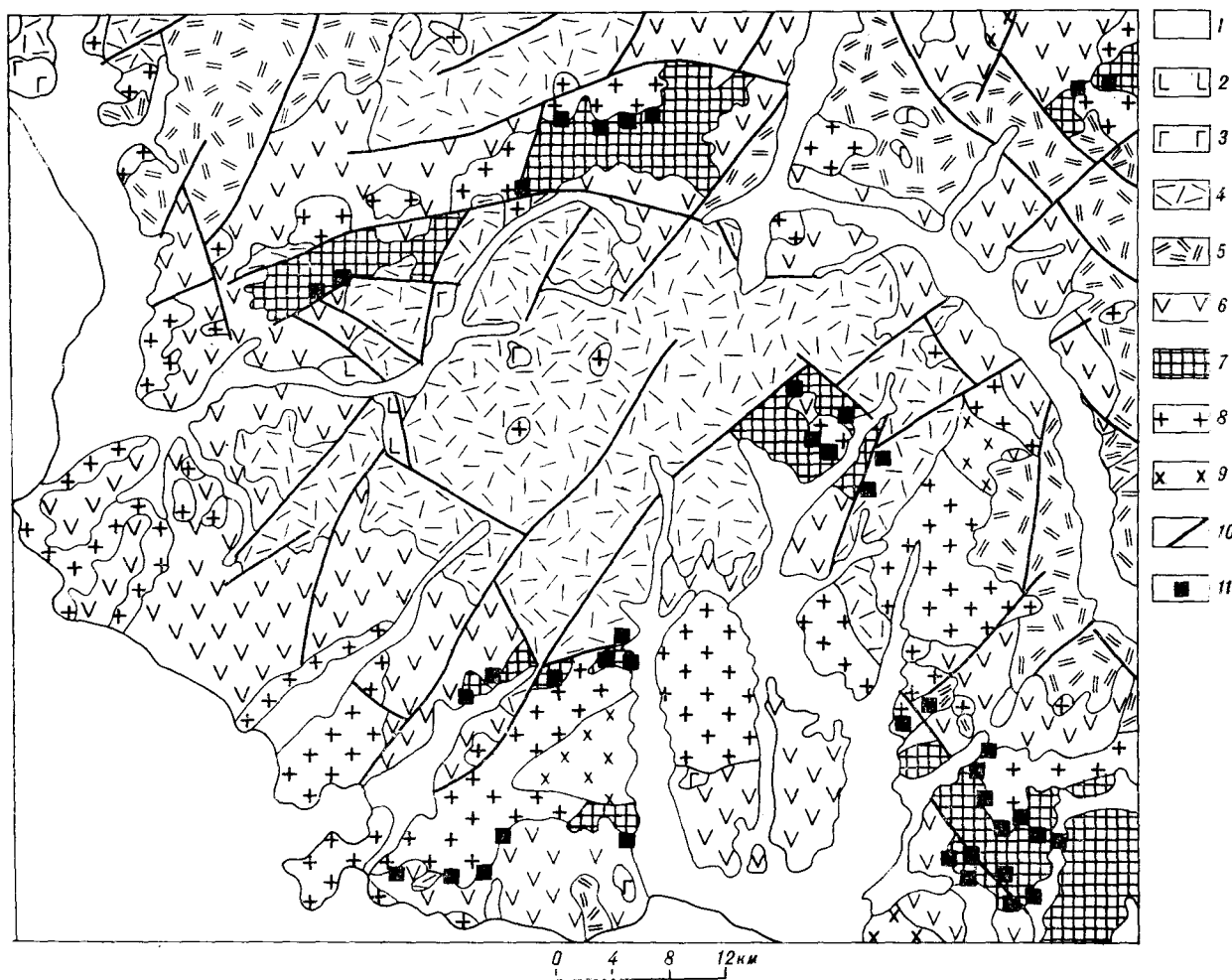


Рис. 4. Курупкинская вулканотектоническая депрессия (по В. К. Садакову).

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые щелочные базальтоиды; 3 — верхнемеловые андезиты, андезитобазальты; 4 — верхнемеловые игнимбриты и туфы линаритового состава; 5 — нижнемеловые игнимбриты и туфы дацитового состава; 6 — нижнемеловые андезиты, их лавобрекчии и туфы среднего состава; 7 — девонские известняки, глинистые сланцы, алевролиты; 8 — позднемеловые аляскитовые граниты; 9 — позднемеловые диориты, гранодиориты; 10 — разрывные нарушения; 11 — скарны и скарнированные породы.

расположенных в западной части Восточно-Чукотской вулканической зоны и имеющих сходное строение. При исследовании окрестностей Телекайского рудного узла по ограничению Теплой депрессии Е. Г. Бордюговым были обнаружены Ольгинское вольфрамовое и Теплое оловянное месторождения. Поисковыми предпосылками являлись широкие знаковые шлиховые ореолы вольфрамита и касситерита. Аналогичные широкие знаковые шлиховые ореолы характерны и для Лынкынейской депрессии. В то же время значительно более перспективной представляется Гитленкуюмская депрессия, где установлены локальные шлиховые ореолы вольфрамита и шеелита с весовыми значениями без сопутствующей минерализации.

Вулканогенно-плутоногенное оруденение довольно часто развивается на сочленении различных вулканотектонических депрессий. Так,

в Хасынской вулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на сочленении Янской и Сейманской вулканотектонических депрессий развиты купольные поднятия, контролирующие развитие скарновых, кварцево-хлоритовых и кварцево-сульфидных вольфрам-полиметаллических проявлений, а также скарновых полиметаллических и кварц-турмалиновых оловорудных объектов с примесью вольфрама. Восточнее, на сочленении Арманской и Ольской депрессий, локализуются кварцево-сульфидные вольфрам-полиметаллические проявления. В пределах Канско-Нявленской вулканической зоны в междуречье Купка — Тактояма реконструируются две глубоко эродированные кольцевые вулканоструктуры, в пределах которых развиты знаковые шлиховые ореолы вольфрамита, шеелита и касситерита. А на сочленении этих структур устанавливается два

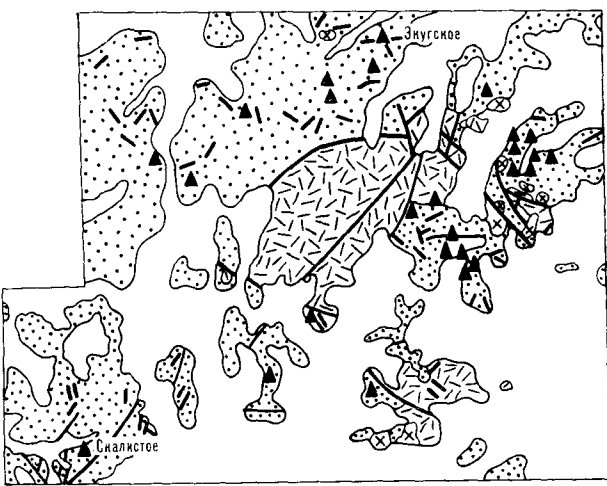


Рис. 5. Эжугская вулканотектоническая депрессия.

1 — четвертичные отложения; 2 — триасовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — верхнемеловые игнимбиты, липариты и их туфы; 4 — позднемиоценовые гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 5 — дайки гранит-порфира и кварцевых порфира; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудопроявления и месторождения олова и вольфрама.

ореола рассеяния вольфрамита с содержанием последнего до 50 г/м^3 .

В Восточно-Сихотэ-Алинском (Прибрежном) вулканическом поясе на сочленении Хуту-Акурской вулканотектонической депрессии с аналогичной, но менее эродированной Аджелами-Бутинской депрессией развит ряд локальных вулканокупольных поднятий, к которым тяготеют молибден-вольфрамовые рудопроявления Усть-Бутинского рудного узла (Судулюнэ, Сисинку), касситерит-силикатное проявление Муни и многочисленные шлиховые ореолы рассеяния касситерита, шеелита и вольфрамита, нередко содержащие полезные компоненты в значительных количествах.

Вулканокупольные поднятия в плане имеют параметры, сопоставимые с вулканотектоническими депрессиями. В зависимости от уровня эрозионного среза в их ядрах обнажаются гипабиссальные интрузивы или субвулканические тела. Вулканы в пределах поднятий имеют периклинальное падение под углом $10-20^\circ$. Наиболее древние породы, включая и породы основания вулканической зоны, обнажаются в ядрах куполов, где они контактно метаморфизованы гранитоидными интрузиями. В вулканокупольных поднятиях среди интрузивов также встречается вольфрамовое оруденение. Однако металлогеническое значение вулканокупольных поднятий для вольфрама менее существенно, чем вулканотектонических депрессий.

Вулканогорсты и горст-плутонические зоны имеют линейную конфигурацию, часто с четки-

ми ограничениями. Такие структуры, как правило, характеризуются высокогорным рельефом и прямоугольным рисунком гидросети, что обусловлено развитием водотоков по тектоническим разрывам. Вулканогорсты и горст-плутонические зоны распространены наиболее широко в окраинных частях вулканических зон, имея часто поперечную к их вытянутости ориентировку (Ирвинейская, Кылькаквитская горст-плутонические зоны в Восточно-Чукотской вулканической зоне; Омал-Усолгинская в Эвурско-Ульбанской зоне; Буту-Анюйский вулканогорст в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе). Встречаются такие структуры и внутри вулканических зон. Параметры вулканогорстов и горст-плутонических зон различны, однако наиболее типичной является ширина $15-20$ и $25-30$ км при протяженности $50-100$ км. В вулканогорстах обнажены нижние горизонты вулканитов небольшой мощности, осложненные субвулканическими и интрузивными телами. В горст-плутонических зонах реликты вулканитов полностью уничтожены эрозией, и среди пород основания вулканических зон обнажены многочисленные разновозрастные гипабиссальные интрузивные и субвулканические тела различного состава, а также дайковые пояса и поля. Вулканогорсты и горст-плутонические зоны осложнены локальными купольными поднятиями, а при значительных размерах этих структур в их пределах отмечаются и вулканотектонические депрессии. Учитывая обусловленность вольфрамового оруденения гипабиссальным и субвулканическим гранитоидным магматизмом, а также тяготение оруденения к основанию вулканических зон и интрузивным телам, ясно, что металлогеническое значение вулканогорстов и горст-плутонических зон для вольфрама весьма существенно. Многие месторождения и рудопроявления расположены в их пределах: Богочукан и Омальское в Омал-Усолгинской, Ночное и Надежда в Буту-Анюйской структурах. Почти во всех этих структурах широко развиты шлиховые ореолы шеелита и вольфрамита.

Роль линейных вулканогорбов инертна. В их пределах отсутствуют рудопроявления и редки знаковые шлиховые ореолы шеелита. Однако этот вывод, справедливый для локальных вулканогорбов в пределах вулканических зон, нельзя распространять на все линейные отрицательные вулканоструктуры. На крупные автономные вулканотектонические грабены в перивулканических областях, относящиеся к более высокому иерархическому уровню вулканоструктур, следовательно обладающие и более сложным геологическим строением, это положение не распространяется. Так, в пределах Омсукчанской поперечной вулканотектонической структуры, представляющей собой гра-

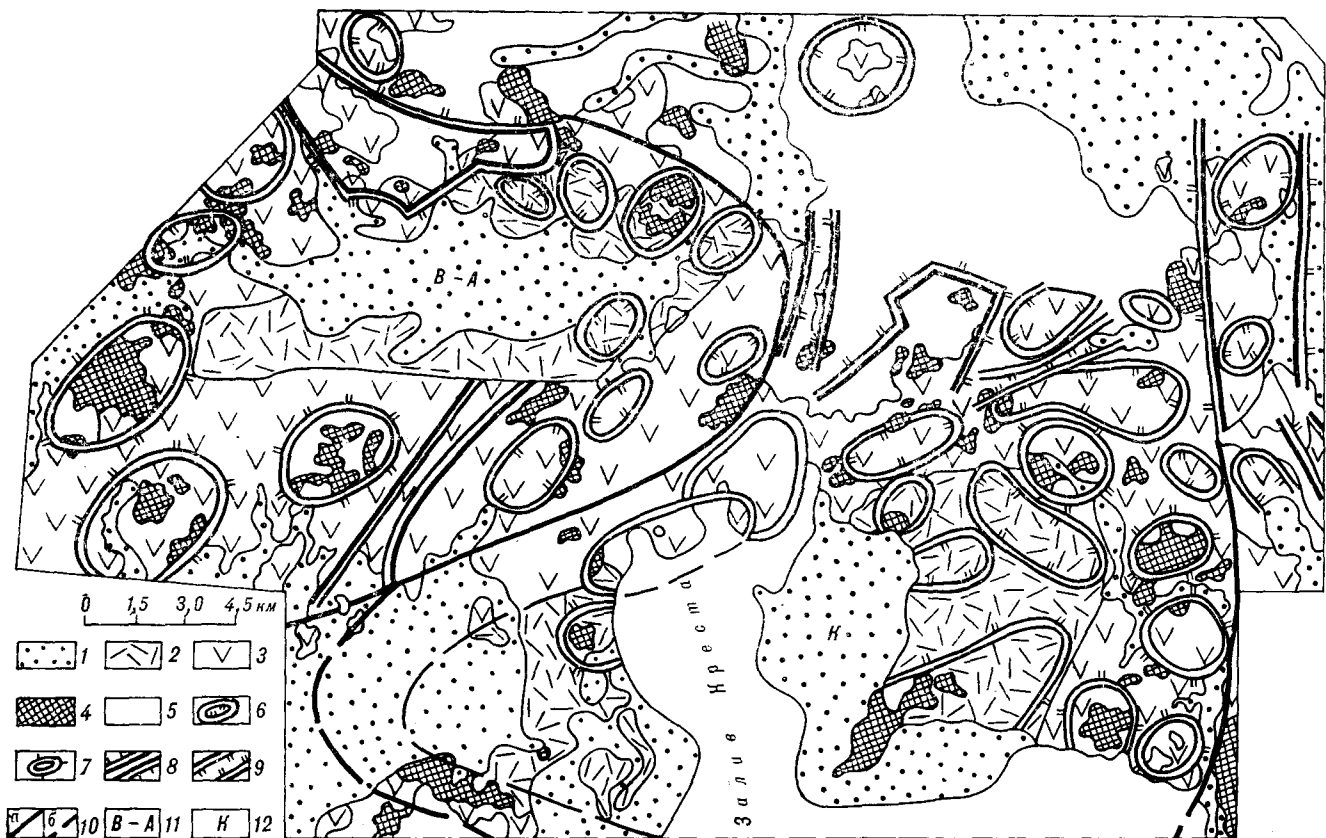


Рис. 6. Схема строения Верхнеамгузской и Крестовской вулканотектонических систем на Чукотском полуострове (по В. Н. Воеводину, В. К. Садакову).

1 — неотектонические впадины; 2 — вулканотектонические прогибы; 3 — вулканотектонические поднятия; 4 — интрузивные гипабиссальные и субвулканические образования; 5 —

основание вулканической зоны (триасовые терригенные образования); 6 — вулканотектонические депрессии; 7 — вулканокупольные поднятия; 8 — вулканогорсты и горст-плутонические зоны; 9 — вулканогрabenы, 10 — границы: а — вулканотектонических систем, б — вулканотектонических прогибов и поднятий (штрихом — предполагаемые); 11 — Верхнеамгузская вулканотектоническая система; 12 — Крестовская система.

бен, вулканогенно-плутоногенное вольфрамовое оруденение преимущественно вольфрам-полиметаллической формации пространственно совмещено с эродированными экструживно- и интрузивно-вулканическими куполами (рудоявление правобережья р. Кырчан) и дизъюнктивными границами грабена (система шлиховых ореолов шеелита и вольфрамита). То же самое можно сказать и о Сергачинском вулканотектоническом грабене в Верхнем Приамурье, где в наиболее приподнятых участках среди пород основания известны мелкие вольфрамовые проявления и шлиховые ореолы.

Следующий ранг кольцевых вулканотектонических структур — вулканотектонические прогибы и поднятия.

Вулканотектонические прогибы имеют в плане вытянутую, реже овальную конфигурацию. Размеры их достигают 150—170 км в поперечнике. Вулканотектонические прогибы соответствуют блокам земной коры, испытавшим опускание в ходе становления вулканических зон. Выполнены они мощными толщами вулкано-

генных пород поздних этапов вулканической деятельности. Преобладают мелко- и тонкообломочные туфы, не типичные для околожерловых фаций. Для прогибов характерна слабая насыщенность интрузивными образованиями, которые чаще всего представлены субвулканическими фациями. К центральным частям некоторых прогибов (Верхнеамгузский и Крестовский на Чукотском полуострове) приурочены неотектонические впадины, заполненные эоценовыми лигнитосными отложениями (рис. 6). Границы между вулканотектоническими прогибами и поднятиями подчеркиваются сериями крупных разрывных нарушений, амплитуды перемещений по которым часто превышают 1 км. Прогибы осложнены слабоэродированными вулканотектоническими депрессиями с обрамлением из субвулканических интрузивов и депрессиями, лишенными интрузивов. Вулканокупольные поднятия встречаются редко и отмечены не во всех вулканотектонических прогибах. В пределах прогибов установлены ртутные, полиметаллические

рудопоявления и проявления деревянистого олова. Вольфрамовая рудная минерализация в таких структурах отсутствует, шлиховые ореолы с незначительными содержаниями шеелита редки.

Вулканотектонические поднятия расположены по периферии вулканотектонических прогибов и в закономерном сочетании с ними образуют кольцевые системы вулканотектонических структур. Такие системы структур имеют в плане вид эллипсов, длинные оси которых достигают 270 км, короткие — 150 км. Цепочки этих кольцевых систем образуют линейные вулканические зоны. Однако при значительной эродированности вулканических зон, когда лишь в прогибах сохраняются реликты вулканических покровов, реконструкция вулканотектонических поднятий в значительной степени затруднена и не всегда возможна.

Вулканотектонические поднятия по своим геологическим и геоморфологическим особенностям резко отличаются от прогибов. Поднятия занимают наиболее высокие участки рельефа и часто являются водоразделами. Возвышающиеся вокруг прогибов горные цепи образуют кольцевые формы, достигающие 200—250 км в поперечнике. Поднятия сложены породами ранних этапов вулканической деятельности, к ним приурочена большая часть интрузивных тел вулканоплутонических комплексов. Вулканотектонические поднятия обычно осложнены различными вулканотектоническими структурами более низкого ранга — вулканокупольными поднятиями и всеми типами вулканотектонических депрессий. В пределах поднятий широко распространены и горст-плутонические зоны. Интрузивные породы обнажаются в ядрах вулканокупольных поднятий или в обрамлении вулканотектонических депрессий. Приуроченность интрузивных пород к вулканоструктурам свидетельствует о том, что они являются магматическими очагами палеовулканов, уничтоженных в настоящее время эрозией. Продукты извержений последних накапливались также в вулканотектонических прогибах. Именно к вулканотектоническим поднятиям приурочено подавляющее большинство известных вольфрамовых проявлений; в этих структурах широко распространены шлиховые ореолы шеелита и вольфрамита, в том числе и с весовыми содержаниями. Это отчетливо видно из рис. 6, 7: основная масса вулканогенно-плутоногенных вольфрамовых проявлений и шлиховые ореолы шеелита и вольфрамита сосредоточены в вулканотектонических поднятиях, окружающих по периферии прогибы в Верхнеамгуэмской и Крестовской кольцевых вулканотектонических системах (Восточно-Чукотская вулканическая зона). Причем сгущения рудопоявлений и шлиховых ореолов тяготеют к

вулканотектоническим депрессиям и вулканокупольным поднятиям.

Единой металлогенической специализации вулканотектонических поднятий, как и вулканотектонических депрессий и вулканокупольных поднятий, не устанавливается. Так, в крайних частях Верхнеамгуэмской и Крестовской структур отмечается самая различная рудная минерализация (олово, золото, серебро, полиметаллы, вольфрам). Причем вольфрам больше тяготеет к северному ограничению, а олово и золото — к южному и восточному.

Таким образом, обобщая материалы по рудоконтролирующей роли вулканоструктур для вулканогенно-плутоногенного вольфрамового оруденения, отметим следующее.

1. В ассоциации с позднеорогенными вулканоплутоническими комплексами широко распространено вулканогенно-плутоногенное вольфрамовое оруденение. Собственно вулканогенное вольфрамовое оруденение на Востоке СССР не известно. Рудная минерализация всегда тяготеет к гипабиссальным интрузивным и субвулканическим телам вулканоплутонических комплексов.

2. Вольфрамовое оруденение локализуется только в основании вулканических зон по их периферии или в тектонически приподнятых блоках и эрозионных окнах. Внутри вулканических зон оруденение встречается только в пределах интрузивных и субвулканических тел и не распространяется в эффузивы.

3. Рудные поля контролируются вулканокупольными поднятиями или их элементами. Групповое размещение рудных объектов и шлиховых ореолов тяготеет к периферии вулканотектонических депрессий с ограничением из гипабиссальных интрузивных и субвулканических тел. Эти структуры достигают в диаметре 20—60 км и по своему рангу соответствуют рудным узлам. Аналогичную рудоконтролирующую роль играют вулканогорсты и горст-плутонические зоны. Рудоносные вулканотектонические депрессии и горст-плутонические зоны располагаются преимущественно в пределах вулканотектонических поднятий. Вулканотектонические поднятия окружают по периферии вулканотектонические прогибы и в сочетании с ними достигают в диаметре 200—250 км. Они контролируют размещение рудной минерализации и шлиховые ореолы, которые не распространяются в пределы прогибов. Эти рудоносные площади по своим параметрам и геологической сущности соответствуют рудным районам.

4. Единая металлогеническая специализация разноранговых вулканотектонических структур отсутствует. Так, в пределах вулканотектонических депрессий и горст-плутонических зон встречаются рядом расположенные рудопояв-

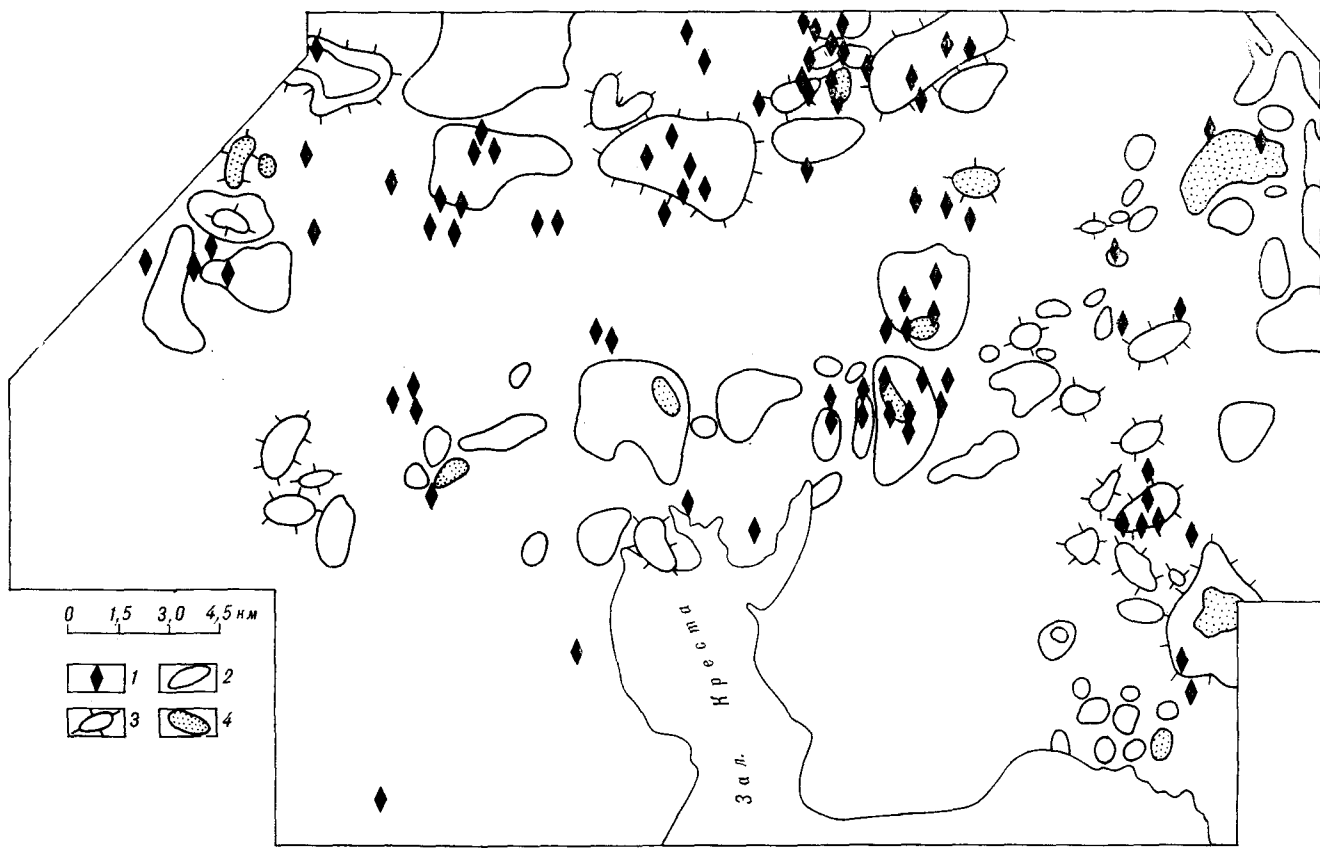


Рис. 7. Схема размещения рудопроявлений и шлиховых ореолов вольфрамита и шеелита в пределах Верхнеамгурской и Крестовской вулканотектонических систем.

1 — рудопроявления; 2 — шлиховые ореолы шеелита; 3 — шлиховые ореолы вольфрамита; 4 — шлиховые ореолы с весовыми значениями вольфрамовых минералов.

ления и месторождения различных металлов (олова, вольфрама и т. п.). Это же относится и к вулканотектоническим поднятиям, имею-

щим на Востоке СССР в основном золоторедкометалльный металлогенический профиль (олово, вольфрам, молибден, золото, серебро).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П. В., Ким Е. П., Розенблюм И. С. Условия локализации мышьяково-ртутного оруденения в Тамватнейском рудном узле.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 2.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
3. Белый В. Ф., Котляр И. Н., Павлов П. П. Схема классификации изометричных отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
4. Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б. О типах вулканотектонических структур в южной части Хинганско-Охотского вулканического пояса (Бурейнский массив).— В кн.: Палеовулканыты и вулканотектонические структуры. Вып. 4. Владивосток: ДВПИ, 1971.
5. Гельман М. Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3.
6. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама.— М.: Недра, 1978.
7. Игнатьев А. Б. Палеовулканические реконструкции вулканотектонических депрессий.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975.
8. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
9. Котляр И. Н. Вулканотектонические структуры и андезитовый вулканизм северной части Охотско-Чукотского пояса. Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1975.
10. Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б. Роль фундамента континентальных вулканогенных поясов в эволюции вулканотектонических структур.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
11. Кулиш Е. А., Игнатьев А. Б. и др. Металлогения вулканотектонических структур советской части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Металлогения Тихоокеанского рудного пояса и Тихого океана. Тез. докл. М., 1979.
12. Макаев Н. П. Кольцевые вулканоструктуры Северного Сихотэ-Алиня и локализация оловянно-вольфрамового оруденения.— В кн.: Вулканогенное ору-

денение на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

13. *Повилайтис М. М.* Опыт систематики вольфрамо-рудных месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
14. *Радзвилл В. Я.* Соподчиненный ряд тектономагматических структур Анюйско-Анадырского междуречья (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и особенности их строения.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
15. *Садаков В. К.* Вулканотектонические структуры Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.

*ДВИМС
Хабаровск*

16. *Сухов В. И.* К вопросу о классификации поздние и послеорогенных вулканоструктур.— В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск: ДВИМС, 1971.
17. *Тананаева Г. А., Томсон И. Н.* О выделении плутонического и вулканического типов оловянного оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
18. *Фремд Г. М.* Вулканотектонические структуры, вулканотектонические системы.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1974.
19. *Фремд Г. М., Рыбалко В. И.* Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. (Тр. лабор. палеовулканологии ДВПИ, вып. 6). Владивосток: ДВПИ, 1972.

*Поступила в редакцию
22 июля 1983 г.*

Г. М. Власов. Вряд ли можно категорически утверждать, как это делает В. Н. Воеводин, что вольфрамовое оруденение практически никогда не распространяется в вулканические породы. Известные стратиформные месторождения и проявления вольфрама еще

плохо изучены, и некоторые из них, по имеющимся материалам, размещаются в вулканических и вулканосадочных породах (Восточные Альпы, Западные Карпаты, Китай, Африка и др.).

Л. И. Брянский, Ю. Ф. Малышев

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ МЕТОДАМИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Повышение глубин опоясывания регионов в ближайшем будущем станет стратегией поисковых работ, в связи с чем возникает ряд методологических проблем использования методов геофизики. В статье рассматривается подход к глубинному прогнозированию, основанный на построении и анализе последователь-

ности типовых геофизических моделей рудных объектов, учитывающий возможность изучения их эволюции. Предлагается принять глубинную структуру рудных районов в качестве особой структурной категории — объекта крупномасштабного прогнозирования.

Под металлогеническим прогнозом понимается обоснованное предположение о виде полезного ископаемого, условиях его локализации, местоположении и масштабах оруденения. Различают следующие этапы прогнозирования: мелкомасштабное (рудных поясов, провинций, зон), средне-крупномасштабное (рудных районов, полей), детальное (месторождений, рудных тел) [15]. Первые два этапа относятся к региональному прогнозированию, третий — к локальному. Основная цель мелкомасштабного прогноза — определение типа рудной минерализации (формационный, генетический) и условий ее размещения (структурный, магматический и другие виды контроля), средне-крупномасштабного — разделение объектов на возможно промышленные и непромышленные, локального — выделение и оценка месторождений и рудных тел.

На всех этапах прогноза в итоге необходимо получение информации об объемных параметрах прогнозируемых объектов. При этом изучаются их связи с глубинным строением и составом земной коры и верхней мантии в значительной мере с помощью геофизических методов. Накопление такой глубинной информации, ее анализ и синтез могут послужить основой для прогноза полезных ископаемых и являются одной из актуальных задач современной геологии.

Привлечение информации о глубинном строении рудоносных и рудоперспективных площадей с относительно большей полнотой осуществляется при мелкомасштабном прогнозировании в сравнении с другими видами прогноза. Повидимому, это связано с лучшей теоретико-методологической основой регионального металлогенического анализа, более приближенного к задачам комплексного освоения проблемы.

Главная заслуга здесь принадлежит Ю. А. Билибину, сформулировавшему общий принцип металлогенического анализа — отнесение рудообразования к «одной из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры» [4, с. 13]. Металлогеническое учение Ю. А. Билибина развивается сейчас в двух направлениях: формационном и рудно-магматическом. Первое позволило объединить исследования металлогенистов, геологов-рудников, геохимиков, экспериментаторов-аналитиков и направить их на создание генетических моделей рудных формаций [16, 22]. Геофизические методы в этом направлении существенной роли пока не играют.

Рудно-магматическое направление широко использует данные геофизических наблюдений, в частности, при металлогенических построениях в Казахстане, Забайкалье, на Дальнем Востоке [6, 17—21]. Но и здесь методы геофизического моделирования (гравитационного, сейсмического, магнитного и т. д.) не получили распространения. Основное внимание уделялось корреляции размещения металлогенических объектов с поведением глубинных границ земной коры (Мохо, внутрикоровых), изменением мощности ее слоев: «гранитного», «базальтового», «диоритового» [6, 20], связи с гравитационными и магнитными аномалиями [2, 17, 18], многомерному статистическому анализу параметров слоев земной коры, геофизических, геологических и металлогенических характеристик рудных провинций, зон, блоков [7, 18].

Уровень внедрения методов геофизического моделирования при региональном глубинном прогнозировании рудных объектов определяется многими причинами, в том числе геолого-геофизической изученностью объектов, сте-

пению разработки прямых и обратных задач геофизики, технологичностью вычислительных комплексов. В настоящее время наиболее разработаны методы гравитационного и сейсмогравитационного моделирования, меньший опыт накоплен для других видов геофизического моделирования (магнитного, сейсмического, геотермического, электромагнитного и т. д.). Тем не менее имеется достаточное количество методик и расчетных программ [8, 23, 24, 26], которые могут быть использованы при моделировании.

Недостатком регионального глубинного прогнозирования по геофизическим данным является отсутствие эффективных методов ретроспективных построений. В качестве возможного варианта решения этой проблемы авторами предлагается методика изучения эволюции рудных объектов путем анализа их типовых моделей. Суть ее заключается в создании последовательности геофизических моделей для целого ряда однотипных структурных элементов земной коры (срединных массивов, щитов и т. д.), находящихся в разных геологических обстановках (разный возраст, структура, состав, геологическое окружение, уровень эрозионного среза, степень глубинной проработки и т. д.). Сопоставление моделей позволяет высказать предположение об эволюции временных изменений глубинной структуры этих тектонических элементов и связанных с ними металлогенических подразделений.

Авторы попытались провести такие исследования ряда срединных массивов Евразии, количественно ограниченного (10—15 массивов) состоянием их геолого-геофизической изученности. По геофизическим признакам, где в качестве ведущих были приняты гравиметрические, отражающие как структуру, так и вещественный состав блоков, выделено три группы массивов: относительно гомогенные, центрального типа и контрастно-блоковые. Массивы первой группы (Армориканский, Ханкайский, Восточно-Чукотский, Чешский) отнесены к редуцированным сиалическим блокам докембрия, второй (Центральный Французский, Кокчетавский, Омолонский) — к активизированным блокам [11], третьей (Бурейский, Родопский, Охотский) — к редуцированным и активизированным блокам докембрия. Выделенные группы массивов неоднородны по глубинному строению. Так, например, в первой группе наблюдается нарастание внутренней гетерогенности массивов от Армориканского к Чешскому, т. е. правильнее говорить о рядах массивов (глубинных структур), чем об однородных группах.

Воздействие окружающих фанерозойских геосинклиналино-складчатых систем на глубинную структуру срединных массивов оценивалось двумя признаками: степенью проявления

разновозрастной тектономагматической активизации на уровне эрозионного среза и характером (типом) глубинных структурных связей массива и складчатых систем. По первому признаку наблюдается увеличение интенсивности и масштабов главным образом проявлений магматизма от палеозоя до кайнозоя включительно, от массивов первой группы к массивам третьей. Из расположенных по этому признаку в ряд массивов выпадает Кокчетавский, степень активизации которого ниже сложности его глубинной структуры. Сложнее сделать оценку по второму признаку. Выделенные типы структурных связей массивов с геосинклиналями и предложенные модели этих связей (палеозоны Беньюфа, «дырчатые» — рифтогенные, вулканогенные и др. структуры, эволюционирующие гранитные купола [27], глубинные клинья) не распределяются закономерно по группам. Это может быть вызвано неполнотой изученности глубинной структуры массивов и их окружения, принадлежностью отдельных элементов связи общей модели или инвариантностью моделей.

Металлогеническая специализация рудных объектов и региональных рудно-магматических систем срединных массивов [28] тесно, хотя и неоднозначно, связана с приведенными типами глубинного строения срединных массивов. Установлено преимущественное нарастание проявлений эндогенной минерализации по мере увеличения степени охвата массивов разновозрастной активизацией. Наряду с конструктивным для рудоносности действием процессов тектономагматической активизации наблюдаются последствия деструктивного характера. В частности, в Чешском массиве, близком по геологическому строению к Кокчетавскому массиву, выпадает большая группа проявлений раннепалеозойской минерализации, распространенной в Кокчетавском массиве. В отличие от последнего Чешский массив был охвачен процессами мезозойско-кайнозойской активизации.

На рис. 1 приведены геолого-геофизические разрезы с проявлениями эндогенной минерализации Кокчетавского, Чешского и Родопского массивов, составленные по данным [3, 9, 10, 27, 29]. Глубинный разрез Кокчетавского массива (см. рис. 1, а) показывает, что халькофильная раннепалеозойская минерализация локализуется в останцах кровли фундамента. По разрезу можно полагать влияние на ее распределение более молодых глубинных процессов, по-видимому, ремобилизационного или деструктивного характера, в ином случае возраст минерализации должен быть более молодым. Сидерофильная раннепалеозойская и литофильная среднепалеозойская минерализации связаны соответственно с базитами и гранитами, интрузирующими породы докембрия. Сложный сей-

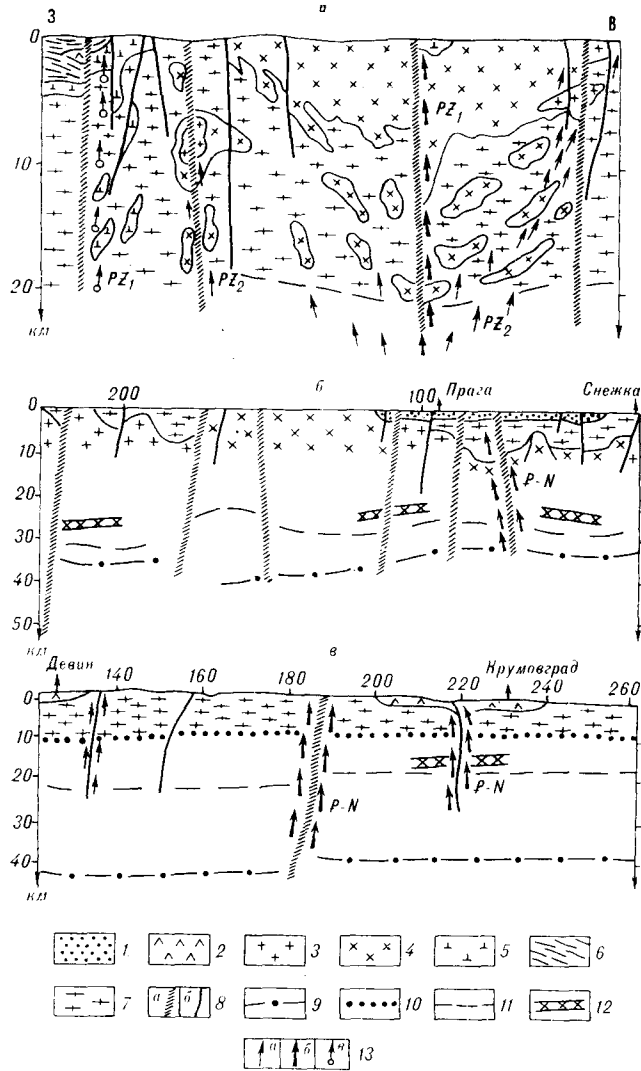


Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы срединных массивов с проявлениями эндогенной минерализации.

а — Кокчетавский массив (по данным М. Г. Харламова [27]); б — Чешский массив, по данным [3, 9, 28, 29]; в — Родопский массив, по данным [10, 28]; 1 — осадочные отложения мезозоя — палеозоя впадин, прогибов (рис. 6 — Полабской впадины; Мелового плато и Пражского прогиба); 2 — вулканиты мезозоя — кайнозоя смешанного состава; 3 — граниты среднего палеозоя; 4 — гранодиориты раннего и среднего палеозоя; 5 — гипербазиты и базиты раннего палеозоя; 6 — геосинклинально-складчатые отложения палеозоя; 7 — докембрийский фундамент; 8 — разломы свьозькоревые (а) и коровые (б); глубинные границы: 9 — Мохо; 10 — верхнекоревая; 11 — нижнекоревая (Конрада); 12 — сейсмические волноводы, зоны разуплотнения в коре; 13 — миграция рудных элементов: а — литофильных, б — халькофильных, в — сидерофильных; индексом показан возраст минерализации.

смогеологический разрез наблюдается в рудных районах Чешского массива по линии международного профиля VII. Несмотря на противоречивость сейсмических данных [3, 9, 29], можно констатировать, что для участков с халькофильной кайнозойской минерализацией Мелового плато (Полабской впадины) характерны сокращение мощности земной коры, развитие волноводов в коре, наличие реликтового слоя метаморфических пород фундамента под осадками, испытавшего интенсивную боковую

переработку варисскими гранитами и снизу глубинную геотермическую (высокий тепловой поток) и магматическую (интрузии щелочных базитов) в кайнозое (см. рис. 1, б). В Восточном блоке Родопского массива широко распространена кайнозойская полиметаллическая минерализация. Глубинный разрез этого блока (см. рис. 1, в) отличается от Западных Родоп сокращением мощности земной коры за счет редуцирования верхних ее слоев при сохранении мощности нижнего («базальтового») слоя, развитием кайнозойских магматических пород основного и кислого состава [10]. Месторождения полиметаллов локализуются как в вулканитах, так и в метаморфических породах докембрия. Общие особенности приведенных разрезов следующие: приуроченность минерализации к глубинным разломам, наличие толщ докембрия, вмещающих магматогенно-рудные системы, часто вместе с локальными приповерхностными структурами (впадинами, прогибами с осадками, вулканитами), признаки глубокой переработки коры.

Исследование глубинной структуры и эндогенной минерализации срединных массивов показало целесообразным подразделять минерализацию при глубинном прогнозировании на реликтовую (остаточную), ремобилизованную (преобразованную) и новообразованную (одно-возрастную последнему этапу формирования рудного объекта). Такая классификация минерализации при прогнозировании объемных параметров вероятных рудоскоплений, по-видимому, справедлива не только для срединных массивов, но и для других структурных элементов земной коры (щитов, геосинклинально-складчатых зон и т. д.).

В последние годы все большую актуальность приобретает проблема средне-крупномасштабного прогноза. Несмотря на некоторые успехи в этом направлении, в частности развитие работ по моделированию рудообразующих процессов, в целом средне-крупномасштабный прогноз базируется преимущественно на эмпирических закономерностях, а его практическая эффективность не достаточно высока [15]. Большое значение в улучшении последней, несомненно, имеет привлечение данных, основанных на изучении глубинного строения рудных районов геофизическими методами.

Значительный объем накопленной информации по глубинному строению рудных районов редко реализуется в виде моделей глубинного строения, а отдельные глубинные характеристики используются для установления статистических связей с особенностями распределения эндогенного оруденения. Такой статистический подход обладает существенным недостатком: пространство используемых, в том числе глубинных, признаков не является полноопре-

ленным даже в том случае, когда имеются эталонные объекты. Установить необходимое (тем более достаточное) количество признаков, по-видимому, не представляется возможным без данных о глубинной структуре рудных объектов.

Изучая глубинную структуру рудных объектов (ГСРО), авторы предполагают, что рудные объекты не просто отличаются по некоторым тектоническим особенностям от безрудной окружающей среды, а имеют достаточно хорошо оформленные глубинные корни [14], являющиеся как бы структурным пьедесталом рудных объектов, и ГСРО в таком случае может рассматриваться в качестве особой структурной категории. Разумно допустить существование связи между рангом рудных объектов и глубиной проникновения структурных корней.

Месторождение гидротермального генезиса, занимающее площадь в первые квадратные километры, по-видимому, имеет глубинную структуру, не выходящую за область структурных ловушек (первые километры верхней части разреза земной коры). Рудное поле, возможно, имеет глубину заложения структурных корней 10—20 км, захватывающую очаги формирования рудно-магматического вещества и пути его транспортировки в область разгрузки гидротермальных растворов. Если необходимо исследовать структуру рудных объектов на всю мощность земной коры и частично верхней мантии, то надо рассматривать объекты на уровне рудных районов. В этом случае можно получить представление о палеоструктурах возбуждения магматических очагов, очагах формирования рудного вещества, путях его транспортировки и структурных ловушках оруденения. Следовательно, при изучении рудных районов глубинными геофизическими методами, объектом исследования должна стать глубинная структура рудного района (ГСРР). На рис. 2 приведены результаты изучения глубинной структуры рудных районов Дальнего Востока.

Центрально-Алданский рудный район (см. рис. 1, а) расположен в области мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. Формирование оруденения связано с процессами мезозойской активизации. Рудный район представляет собой специфический блок земной коры, в пределах которого, по данным гравиметрии, выделяется сложно построенная очаговая структура, определяемая особенностями расслоенности земной коры.

Глубинная структура Малоботубинского рудного района (см. рис. 2, б), по данным ГСЗ [27], как в предыдущем случае, представляет собой ограниченный разломами на всю мощность земной коры тектонический блок,

резко отличающийся в разрезе земной коры как геометрией близгоризонтальных разделов земной коры, так и физическими свойствами (скоростью распределения упругих волн). Для рудного района характерны пониженные скорости в мантии и наличие локального понижения скорости (периферический очаг) на глубине около 35 км. Гравитационный минимум над рудным районом обусловлен разуплотнением и повышенной проницаемостью земной коры [12].

Синегорский рудный район (см. рис. 2, в) расположен в юго-восточной части Ханкайского массива в зоне перехода от древнего метаморфического фундамента к гранитизированному новообразованному в ходе тектономагматических активизаций [5]. Сейсмогравитационное моделирование с использованием данных МОВ, ОГТ позволило установить тенденцию уменьшения мощности пластины неизменных образований кристаллического фундамента в направлении с севера на юг и, наоборот, увеличение насыщенности верхней части разреза земной коры предполагаемыми интрузиями гранитоидов в этом направлении. ГСРР не имеет четких границ, не обнаружена глубинная палеоочаговая структура.

Хинганский оловоносный район (см. рис. 2, г) пространственно совпадает с Олонойской вулканической структурой. Однако расчеты показывают наличие под вулканоструктурой разуплотненного периферического очага. Интерпретация гравитационных данных дает оценку глубины заложения палеоочага — 10—11 км — при общем разуплотнении его образований на фоне вмещающих пород $0,17 \text{ г/см}^3$. Хинганский палеоочаг приурочен к мощной зоне широтного разлома, разграничивающей блоки Буреинского массива.

Комсомольский оловоносный район характеризуется наличием зоны разуплотнения на всю мощность земной коры, приуроченной к стыку двух тектонических блоков. По данным МОВЗ и гравиметрии, в верхней части этой зоны выделено лакколитоподобное тело гранитоидного состава, которое, вероятно, в значительной мере определило пространственную позицию рудного района.

Приведенные примеры подтверждают существование глубинных корней рудных районов, их глубокий уровень заложения и достаточную проявленность в физических полях. Видно, что из пяти рудных районов в четырех глубинная структура определяется наличием сложно построенных многоуровневых палеоочаговых структур. Совершенно отличается от остальных районов глубинное строение Синегорского района, что может быть связано с реликтовым типом минерализации либо со смещением очага в сторону от оруденения на поверхность.

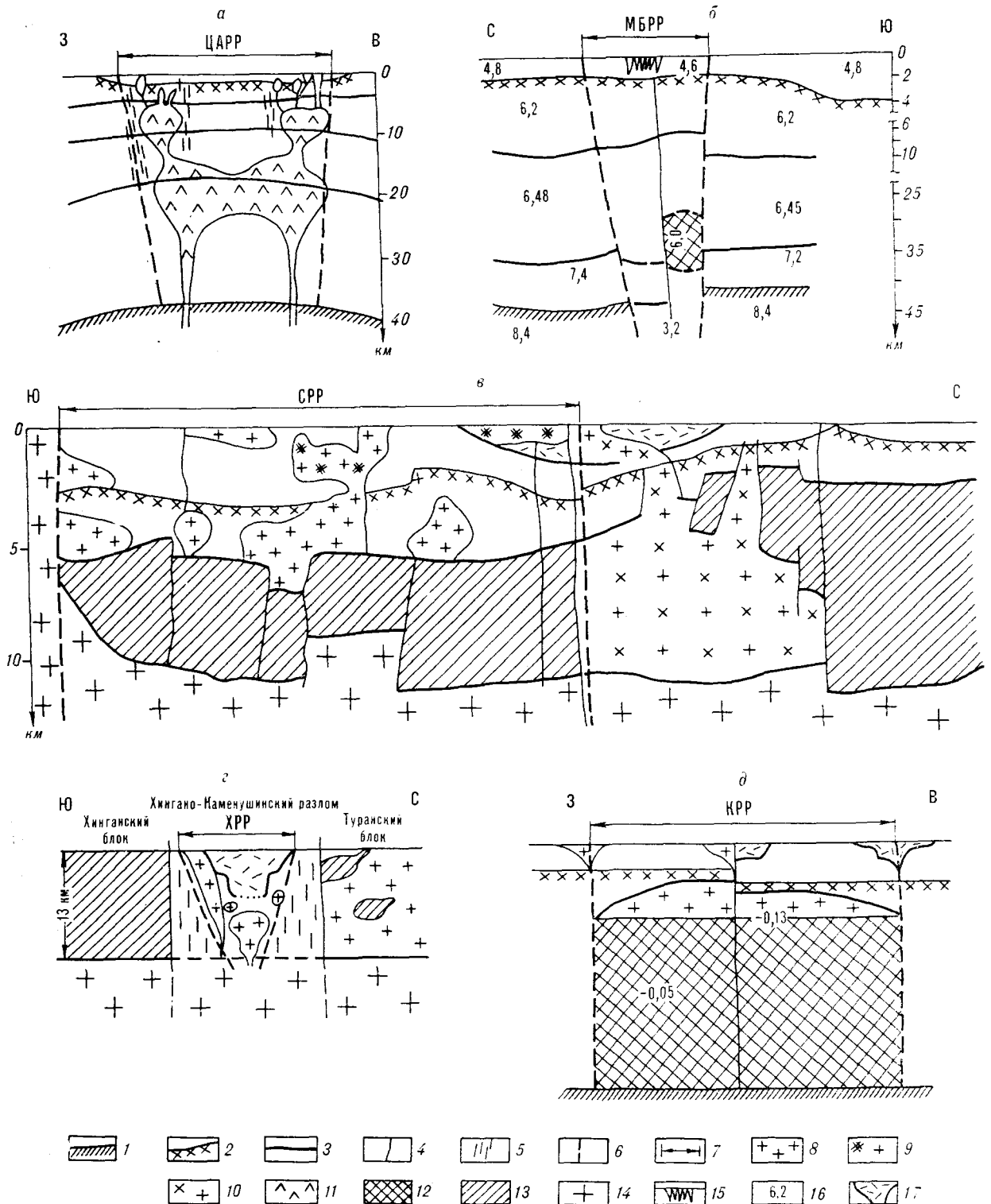


Рис. 2. Примеры глубинных структур некоторых рудных районов.

Рудные районы: а — Центрально-Алданский (ЦАРР), составил Абрамов В. А. [1]; б — Мало-Богучинский (МБРР), составил Суворов В. Д. с соавторами [25]; в — Синегорский (СРР), составили Брянский Л. И., Домбровский В. Г. Коковин А. П.; г — Хинганский (ХРР), составил Брянский Л. И.; д — Комсомольский (КРР), составили Брянский Л. И., Воротов В. А. Близгоризонтальные границы раздела земной коры: 1 — Мохо; 2 — консолидированной коры; 3 — другие; 4 — разломы; 5 — зоны повышенной триаксности; 6 — границы СРР; 7 — границы рудного района; 8 — граниты; 9 — граносениты; 10 — гранодиориты; 11 — палеочаг ЦАРР; 12 — зоны разуплотнения; 13 — блоки метаморфических пород докембрийского возраста СРР и ХРР; 14 — блоки гранитизированного кристаллического фундамента СРР и ХРР; 15 — кимберитовые трубы; 16 — пластовые скорости распространения продольных волн в км/с; 17 — вулканоструктуры.

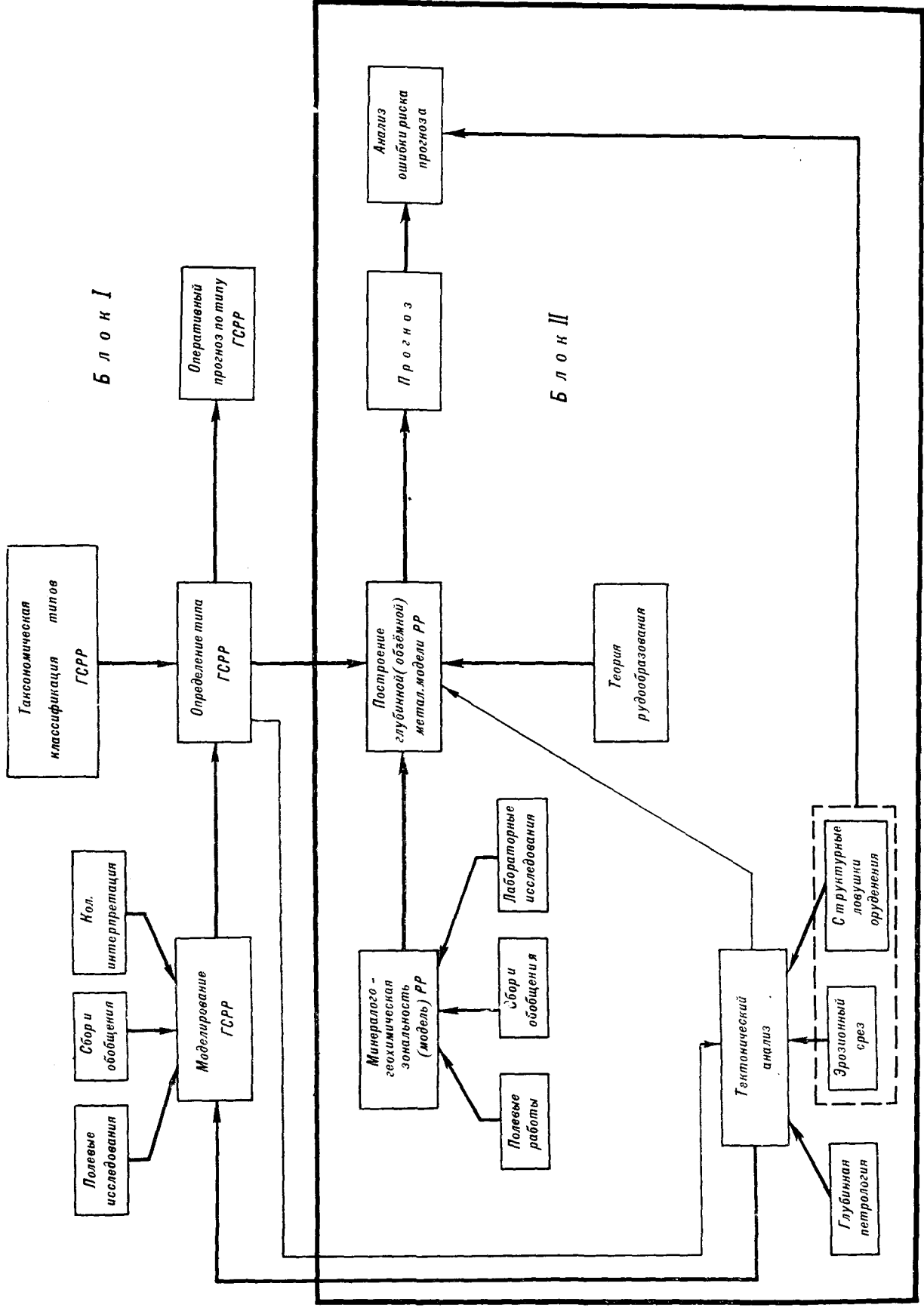


Рис. 3. Блок-схема средне-крупномасштабного прогноза по типу глубинных структур рудных районов.

Обобщение информации по статистически значимому числу рудных районов должно позволить решить кардинальную проблему: существуют ли типы ГСРР, последовательные ряды ГСРР, или же каждый рудный район — явление уникальное. Только после выяснения этого вопроса можно приступить к построению стратегии прогноза по ГСРР. В случае, если удастся выделить типы последних, по ним можно будет вести крупномасштабный прогноз. Оценка промышленной значимости по типам ГСРР станет главной задачей на этом этапе прогнозирования.

Необходимо дать ряд пояснений, чтобы не сложилось мнение об исключительности роли ГСРР для целей прогноза. Прежде всего, ГСРР — понятие вероятностное. Между ГСРР и рудным районом вряд ли может существовать взаимно однозначное соответствие хотя бы потому, что ГСРР — категория структурная, рудный район — геолого-экономическая. Наивно осуществлять прогноз только по типам глубинных структур без привлечения всей другой геологической информации.

Возможная схема крупномасштабного прогноза для конкретного рудного района показана на рис. 3. Она состоит из двух блоков: I — геофизического моделирования, II — геолого-минералогических построений. На выходе первого блока определяется тип ГСРР, который приводится в соответствии с типом минералогическо-геохимической модели рудного поля в блоке II, что служит основанием для построения глубинной металлогенической модели рудного района. По этой модели осуществляется прогноз. На рисунке показаны обратные связи отдельных элементов схемы, в частности использование

тектонической информации при геофизическом моделировании ГСРР.

Разработка металлогенического аспекта описываемой проблемы затрагивает коренные вопросы металлогенической науки и в данной работе не рассматривается. Актуальность таких исследований определяется прежде всего степенью решения геофизической части проблемы — выделения и классификации типов ГСРР, что само по себе представляет очень сложную и трудоемкую задачу. Необходимо перейти от картирования территории рудных районов к систематическому изучению их глубинной структуры широким комплексом геофизических методов.

Обоснованные предложения по локальному прогнозированию могут быть даны лишь при выяснении связей глубинной структуры рудных районов с характером распределения структурных ловушек оруденения на глубинах, доступных поисково-разведочному бурению. В общем случае необходимо меньше методов и геофизических моделей для построения комплексных моделей объектов локального прогноза, чем при прогнозировании рудных районов, а их связь с техническими средствами поиска и разведки должна быть очень тесной.

Успех и эффективность глубинного прогнозирования зависят не только от степени разработки методов прогнозирования различных этапов (мелкомасштабное, средне-крупномасштабное и локальное), но и от соблюдения последовательности поэтапного прогнозирования. Такая последовательность не всегда выдерживается. Обычно прогноз промышленной значимости рудных районов выполняется после проведения локального прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В. А.* Глубинное строение области мезозойской активизации Центрального Алдана и объемное моделирование ее структур (по геофизическим данным).— В кн.: Тектоника областей активизации Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1981.
2. *Андреев Б. А.* Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии.— ДАН СССР, 1958, т. 121, № 6.
3. *Беранек Б., Дудек А.* Строение земной коры Чешского массива.— В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наукова думка, 1930.
4. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— М.: Недра, 1955.
5. *Брянский Л. И.* Блоковая структура Ханкайского массива.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
6. *Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным.*— М.: Недра, 1969.
7. *Гольдшмидт В. И.* Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа.— М.: Недра, 1979.
8. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.*— Киев: Наукова думка, 1979.
9. *Загопек А., Беранек Б. и др.* Результаты глубинных исследований земной коры методами взрывной сейсмологии в ЧССР.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978.
10. *Посифов Д., Цветков А. и др.* Главные черты в строении на земная кора в Родонския масив.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 1980, № 12.
11. *Карсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф.* Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1981, т. 256, № 1.
12. *Клименко Н. Ф., Митюхин С. И.* Картирование рудоконтролирующих разрывных нарушений в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе комплексом геофизических методов.— В кн.: Глубинное строение Востока СССР и прилегающих акваторий по гравитационным и магнитным данным. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ, 1983.
13. *Клушин И. Г.* Концентрация эндогенной минерализации в литосферных блоках.— В кн.: Глубинное

- строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983.
14. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1983.
 15. *Котляр В. Н.* Металлогения и прогноз рудообразования.— М.: Недра, 1983.
 16. *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г. и др.* Геолого-генетические модели рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983.
 17. *Лишневский Э. Н.* Особенности размещения рудной минерализации в Забайкалье по геофизическим данным.— Сов. геол., 1972, № 6.
 18. *Лишневский Э. Н.* Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области по геолого-гравиметрическим данным.— Сов. геол., 1974, № 6.
 19. *Менакер Г. И.* Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 6.
 20. *Моисеев Ф. С.* Основы глубинной геологии.— Л.: Недра, 1981.
 21. *Романовский Н. П.* Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем.— В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
 22. *Рундквист Д. В.* Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций.—

- В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983.
23. *Старостенко В. И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наукова думка, 1978.
 24. *Страхов В. Н., Романюк Т. В.* Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии.— Физика Земли, 1984, № 6.
 25. *Суворов В. Д., Крейнин А. Б. и др.* Глубинные сейсмические исследования по профилю Олгуйдах — Мирный — Ленск.— Геол. и геофиз., 1983, № 9.
 26. *Цирюльский А. В., Никонова Ф. И., Федорова Н. В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.
 27. *Харламов М. Г.* Глубинное строение и металлогения Казахской складчатой области.— В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983.
 28. *Щеголов А. Д.* Металлогения срединных массивов.— Л.: Недра, 1974.
 29. *Beranek V., Zatopek A.* Earth's crust structure in Czechoslovakia and in central Europe by methods of explosion seismology.— In: Geophysical syntheses in Czechoslovakia. Bratislava: Veda, 1981.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
31 июля 1984 г.

УДК 551.243 : 550.312(571.6)

А. М. Алакшин, Л. П. Карсаков

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА

Зона Станового структурного шва характеризуется полосовой морфологией гравитационного поля, отражающего линейно ориентированное распространение гранулитового комплекса повышенного давления в верхней части земной коры. Полосовое развитие глубинных гранулитов, установленное геологическими методами, сохраняется на глубине и даже становится более четко выраженным. Блок этих пород, протягивающийся от района Удской губы Охотского моря до бассейна р. Калар и, по-видимому, далее на запад на расстояние более тысячи километров, выделяется в Каларо-Майский гранулитовый пояс. С гранулитами ассоциируют мелкие тела и массивы габброидов, габбро-апортозитов (за исключением Джугджурского и Сехтагского массивов).

Становой глубинный разлом является одним из крупнейших линейных разломов юго-востока Сибирской платформы, активизированной в мезозое. На огромном протяжении разлом разграничивает структурно-формационные области раннего докембрия, отличающиеся составом, строением и степенью мобильности земной коры.

Алданский мегаблок, расположенный к северу от разлома, сложен инфракрустальными образованиями алданского мегакомплекса, олекминским (батомгским) и субганским комплексами. Инфракрустальные образования на Алданском щите выделены недавно [23]. К ним отнесены метаморфические образования преимущественно гранитоидного состава — эндербитогнейсы, гранитогнейсы и плагитогнейсы, а также небольшие тела кристаллических сланцев основного состава. Инфракрустальные образования широко распространены в Алдано-Олекминском междуречье, включая Центрально-Алданскую и Олекминскую зоны Алданского щита. Для них характерно соответствие их состава магматическим породам трондjemитоналитовой серии.

В составе метаморфизованных супракрустальных образований Алданского мегаблока выделяются нижнеархейские пенгский и тимптоно-желтулинский, верхнеархейский олекминский (батомгский) и верхнеархейско-нижнепротеро-

Параллельно поясу глубинных гранулитов к северу и югу от него выявляются полосовые зоны концентрации гранитоидов, представляющие собой древние гранитоидные валы.

Приуроченность глубинных гранулитов Каларо-Майского пояса к границе крупнейших раннедокембрийских структур Алданского и Станового мегаблоков приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое способствовало их тектоническому внедрению в верхние этажи земной коры.

Сжатие на границе мегаблоков сопровождалось сдвиговыми дислокациями. Каларо-Майский пояс глубинных гранулитов обнаруживает общие черты строения с другими мобильными поясами раннего докембрия — Гренвилемским, Лимпопо, Беломорским, Льюисским и др.

зоный субганский структурно-вещественные комплексы (СВК).

Кварцитоидные толщи пенгского СВК распространены в центральной части мегаблока, где залегают на образованиях инфракрустального комплекса. Кварциты, биотит-гранатовые гнейсы, гранатовые гранулиты являются продуктом метаморфизма осадков, образовавшихся при глубокой дифференциации исходного материала [36]. Возраст пенгского комплекса древнее 3500 млн. лет [6].

Супракрустальные образования тимптоно-желтулинского комплекса представлены диопсидовыми, двуцирксеновыми, биотит-амфиболовыми, гиперстеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, кальцифирами, мраморами. Они распространены на востоке Алданского мегаблока.

Для пенгских и тимптоно-желтулинских образований характерна линейная складчатость субмеридионального простирания в сочетании с куполами и складчатыми овалами. Образования пенгского и тимптоно-желтулинского комплексов метаморфизованы преимущественно в условиях гранулитовой фации.

Крайние западная и восточная зоны Алданского мегаблока — Олекминская и Батомгская — сложены биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами олекминской и батомгской серий, метаморфизованными в амфиболитовой фации.

Субганский комплекс слагает серию линейных зон («трогов») в западной части Алданского мегаблока, реже в Батомгской зоне. Неравномерно метаморфизованные вулканогенные и осадочные толщи комплекса представляют собой аналоги зеленокаменных поясов докембрийских щитов. Возрастные датировки пород комплекса колеблются в пределах 1,9—3,1 млрд. лет [6].

Южнее Станового структурного шва выделяется Становой мегаблок, основу строения которого составляют раннедокембрийские образования в составе нижеархейского зверевско-чогарского, верхнеархейского станового, верхнеархейско-нижнепротерозойского гилуйского и нижнепротерозойского желтулакского структурно-вещественных комплексов [20, 21]. Кристаллические толщи зверевско-чогарского комплекса сложены сланцами основного состава, реже кальцифирами, кварцитами, высокоглиноземистыми породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Комплекс включает основные и ультраосновные породы, анортозиты, чарнокиты, эндербиты и граниты. Образование комплекса чаще всего значительно диафторированы, слагают достаточно крупные блоки основания Становой складчатой системы. Вещественный состав комплекса свидетельствует о значительной роли в разрезе продуктов основного вулканизма. Вопрос о соотношении пород фундамента Станового мегаблока с алданским мегакомплексом не получил однозначного решения. Все больше исследователей приходят к мнению, что образования зверевско-чогарского комплекса являются аналогами низов иенгурской серии. Есть основания считать курультинскую и зверевскую серии во всяком случае не моложе серий алданского архея [24, 25, 33].

Поздние архейды Станового блока сложены становым комплексом, представленным супракрустальными толщами биотит-роговообманковых, реже биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, амфиболитов и различными интрузивными и ультраметаморфическими породами. Породы станового комплекса метаморфизованы в амфиболитовой фации.

Зонально метаморфизованные толщи гилуйского и желтулакского комплексов распространены вдоль шовных зон дислокаций и сохранились фрагментарно.

Для Станового мегаблока характерна генеральная субширотная и северо-западная ориентировка складчатых структур, в целом подчиненная системе разломов Станового шва. В мезозое Становой мегаблок испытал тектономагматическую активизацию с образованием плутонического пояса гранитоидов.

Таким образом, уже в раннем архее обособляются две основные структуры: Алданский

мегаблок, в строении которого значительная роль принадлежит кислым породам гранитоидного состава и хорошо дифференцированным первично-осадочным породам с вулканитами кислого и реже основного состава, и Становой мегаблок, сложенный породами, образовавшимися в основном по базальтоидам толеитового типа, грауваккам, ассоциирующим с габброидами и ультраосновными породами. Указанные особенности позволяют рассматривать Алданский мегаблок, по крайней мере его центральную часть, в качестве структуры наиболее ранней консолидации — литоплинта (первичная континентальная кора?).

Граница между древнейшими структурами выражается тектонометаморфическим фронтом Станового разлома. Учитывая специфику стиля тектоники раннего архея, отсутствие полей горизонтальных напряжений, наложенный характер линейной складчатости Станового мегаблока, заложение разлома следует относить к послераднеархейскому времени.

Главные черты геологического строения региона находят четкое отражение в поле силы тяжести. Вместе с тем при анализе гравитационного поля устанавливаются определенные закономерности пространственного расположения раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов, которые не могут быть выявлены традиционными геологическими методами исследований с поверхности. Выявление таких закономерностей позволит на новой основе подойти к расшифровке сложного геологического строения региона. Особенности структуры верхней части земной коры, выявляемые геофизическими методами, необходимо учитывать в дальнейших тектонических построениях.

ОСОБЕННОСТИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА АНОМАЛИЙ

Гравитационное поле Алданского мегаблока характеризуется общим слабо пониженным фоном. Локальные аномалии имеют в основном субмеридиональное простирание, простую форму; протяженные зоны повышенных горизонтальных градиентов отсутствуют. Общий уровень и характер гравитационного поля свидетельствуют о сравнительно небольшой латеральной плотностной дифференциации верхней части земной коры. Это хорошо видно на карте плотности пород Алданского мегаблока [34]. Перечисленные признаки характеризуют Алданский мегаблок в качестве самостоятельного структурного элемента земной коры.

Область развития иенгурской серии (центральная часть мегаблока) и западная часть мегаблока, где на поверхность выходят толщи олекминской серии, по характеру поля не отли-

мали группированы в протяженную зону, названную авторами Алдано-Становой линейной аномальной зоной (рис. 1). Наличие в Становой области зоны субпараллельных, сопряженных гравитационных минимумов и максимумов замечено еще в работе [2]. Но геологическая природа этой зоны в указанной работе не рассматривалась.

Наиболее отчетливо в этой зоне фиксируется довольно интенсивная осевая положительная полосовая аномалия, с обеих сторон оконтуренная относительно узкими линейными минимумами. Аномальная триада протягивается на огромное расстояние (более тысячи километров) от бассейна р. Калар на западе до района Удской губы Охотского моря на востоке, испытывая резкие изгибы, но сохраняя в целом субширотное генеральное простирание. Границами аномалий являются протяженные зоны наиболее высоких в пределах рассматриваемого региона горизонтальных градиентов (до 5 мГл/км).

Анализ геолого-геофизических данных показывает, что гравитационные аномалии зоны Станового шва отражают пространственное распределение в верхней части земной коры различных метаморфических комплексов преимущественно раннего докембрия.

Осевой (Каларо-Майский) линейный максимум почти на всем протяжении соответствует выходам на поверхность слабо диафорированных пород гранулитовой фации, непосредственно прилегающих к Становому разлому с севера. Возможно, эти породы слагают горст-антиклинорную зону, ограниченную системой разломов Станового шва (см. работу [29]). Они представлены кристаллическими сланцами основного и ультраосновного состава (преимущественно гиперстен- и дупироксен-плагноклазовыми) с пачками высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации высоких и повышенных давлений и отвечают глубинным уровням сугамской ([27]; $P = 10$ кбар, $T = 850-900^\circ\text{C}$) и чогарской ([17, 19]; $P = 10-11$ кбар, $T = 1000-1100^\circ\text{C}$) субфаций. Блоки глубинных гранулитов Становой шовной зоны некоторые исследователи рассматривают в качестве катархейского меланократового фундамента, отвечающего древнейшим этапам развития земной коры [11].

На геологических картах вышеотмеченная полоса гранулитовых пород отнесена к разным сериям. На западе она включается в состав курультинской, зверевской серий, на центральном участке — гидатской, желтулинской серий, а на востоке — джанинской серии нижнего архея.

Породы глубинных субфаций отличаются более высокими значениями плотности от близких им по составу пород центральной части

Алданского щита [26]. Расчетная величина средней плотности (средневзвешенной) иманграканской и каруракской свит курультинской серии составляет 2,85—2,90 г/см³. Это наиболее высокие значения средней плотности стратифицированных толщ не только рассматриваемого региона, но и прилегающей части Байкальской складчатой области [7].

Таким образом, в целом природа Каларо-Майской зоны положительного аномального поля устанавливается вполне определенно. При анализе отдельных аномалий следует иметь в виду следующее. Для рассматриваемой горст-антиклинорной зоны, которую далее будем называть Каларо-Майским гранулитовым поясом, характерны своеобразные овальные синклинальные структуры (Верхнеалданская, Сугамская, Альванарская и другие, по [8]), вытянутые в соответствии с ее простиранием и пространственно совпадающие с локальными максимумами, выделяющимися на фоне общего повышенного уровня поля.

В пределах Каларо-Майского пояса расположены мелкие тела и крупные массивы анортозитов, габбро-анортозитов, метагабброидов и метажипербазитов. Большая часть анортозитовых массивов (за исключением Джегджурского и Сехтагского массивов) и даже мелкие тела тяготеют к центральным частям локальных максимумов. Однако сами анортозиты характеризуются невысокой плотностью и не могут создавать положительные аномалии на фоне плотной гранулитовой толщи, вследствие чего для объяснения наблюдаемого соответствия массивам анортозитов локальных максимумов необходимы дополнительные массы, которыми могут быть тела ультраосновных пород, подстилающие анортозиты. При этом массивы анортозитов должны характеризоваться пластичной и линзообразной формой и иметь незначительную мощность.

Пространственная ассоциация анортозитов с породами основного и ультраосновного состава отмечалась многими исследователями. В связи с этим их происхождение связывается либо с расщеплением первичного мантийного вещества [25], либо с фракционным плавлением базитов в зоне сжатия [9]. Остаточные компоненты (перидотиты в первом случае и эклогиты во втором) вполне могут рассматриваться как аномалеобразующие объекты. Несмотря на гипотетичность таких схем образования анортозитов, своеобразное выражение этих пород в гравитационном поле заставляет рассматривать их в генетической связи с глубинными гранулитами Каларо-Майского пояса. Добавим, что выявленная закономерность не укладывается в рамки представлений об образовании анортозитов из самостоятельной анортозитовой магмы, перемещенной от материнского очага. Вы-

падение из общей закономерности Джугджурского и Сехтагского массивов, возможно, обусловлено их последующим горизонтальным перемещением от места своего образования либо принадлежностью к другому формационному типу. Обращает внимание отсутствие в этих массивах метаморфизованных апортозитов в гранулитовой фации.

С севера и юга центральный максимум Алдано-Становой липейной аномальной зоны обрамлен соответственно Чарско-Тырганской и Галакано-Майской полосами. Рассмотрим вероятную природу указанных аномалий.

В целом Алдано-Становая аномальная зона тяготеет к осевой части обширного (1000 × 300 км) Станового сводового поднятия. Согласно теории изостазии, в области последнего можно предполагать увеличение мощности земной коры на 2—4 км по отношению к прилегающим участкам и соответственно понижение уровня поля. Поскольку на осевом участке зоны верхняя часть коры сложена плотными образованиями, утолщение последней должно быть еще большим.

Анализ современной структуры земной коры в значительной степени затруднен в связи со слабой изученностью региона сейсмическими методами. Сейсмический профиль, пересекающий Алдано-Становую зону [3], дает лишь общее представление о поведении поверхности М.

Определенный вклад в наблюдаемое гравитационное поле могут вносить и плотностные неоднородности мантии, связанные с ее повышенным разогревом и частичным плавлением в современных тектонически активных зонах. Предположение о существовании области аномальной мантии под Становым поднятием не противоречит имеющимся на сегодняшний день геофизическим материалам. Мощная линза аномальной мантии обнаружена, по сейсмическим данным, под Байкальской рифтовой зоной [30], примыкающей к рассматриваемому региону с юго-запада. Предположение о продолжении области аномальной мантии на восток в район Станового хребта не следует непосредственно из анализа гравиметрических материалов, но имеет определенное косвенное геологическое подтверждение. По результатам анализа космических снимков, геолого-геоморфологических и других данных на продолжении Байкальского рифта выделяется зона кайнозойской активизации, которая прослеживается на восток к истокам рек Зей, Май-Половинной до выхода к Удской губе Охотского моря [4].

Зона новейшей активизации приурочена к осевой части Станового сводового поднятия и выражается разрывами с образованием горстов, глыбовых поднятий, разделенных глубокими долинами-грабенами, в ряде случаев наложенными на мезозойские впадины (Чульманскую,

Токинскую). Она характеризуется повышенной сейсмичностью и неотектонической активностью, сопровождаемой базальтовым вулканизмом (Окопное поле в верховьях р. Зей).

Величина разуплотнения аномальной мантии (если принимать гипотезу частичного плавления), по-видимому, не превышает 0,04—0,05 г/см³ [30]. Линза аномальной мантии будет создавать обширные аномалии со сравнительно невысокими горизонтальными градиентами.

Аномалии Алдано-Становой зоны сохраняются и в изостатической редукции, процесс получения которой близок по смыслу к снятию «регионального» фона аномалий Буге [1]. Известно, что, основываясь на концепции изостатического равновесия, можно с хорошим приближением изучать рельеф поверхности М. Нет оснований считать, что изостазия района Станового хребта нарушена. В то же время установлена близость к состоянию изостатического равновесия земной коры Байкальской рифтовой зоны [30], показано, что изостатически компенсируются не только топографические массы, но и плотностные неоднородности коры [7, 32].

Все это дает основание воспользоваться изостатически скомпенсированной плотностной моделью земной коры (рис. 2). Модель основана на допущении, что изменения плотности земной коры происходят в основном в ее верхнем слое (мощность которого принята 15 км). Аномальные массы коры компенсируются изменениями последней. При этом в суммарной поправке на компенсацию учитывается компенсация как топографических масс, так и масс, связанных с латеральной плотностной неоднородностью верхней части земной коры.

Ограничения на распределение масс, принятые в модели, позволяют существенно уменьшить неоднозначность задачи разделения гравитационного поля и получить единственный для заданных параметров модели вариант распределения плотности. Отклонения реального распределения масс от модельного, обусловленные наличием плотностных неоднородностей в самой верхней части мантии, не изменят существенно значений расчетных плотностей и аномалий g_1 и g_2 (см. рис. 2).

Плотностная модель дает представление о распределении масс в земной коре и рельефе поверхности М в случае полного изостатического равновесия по принятой схеме. По аномалиям g_1 и g_2 можно судить о том, как разложится в этом случае гравитационное поле в редукции Буге на составляющие. Как видно из модели, региональная составляющая (g_2) аномалий Алдано-Становой зоны имеет вид минимума, который может отражать как увеличение мощности земной коры, так и наличие низкоплот-

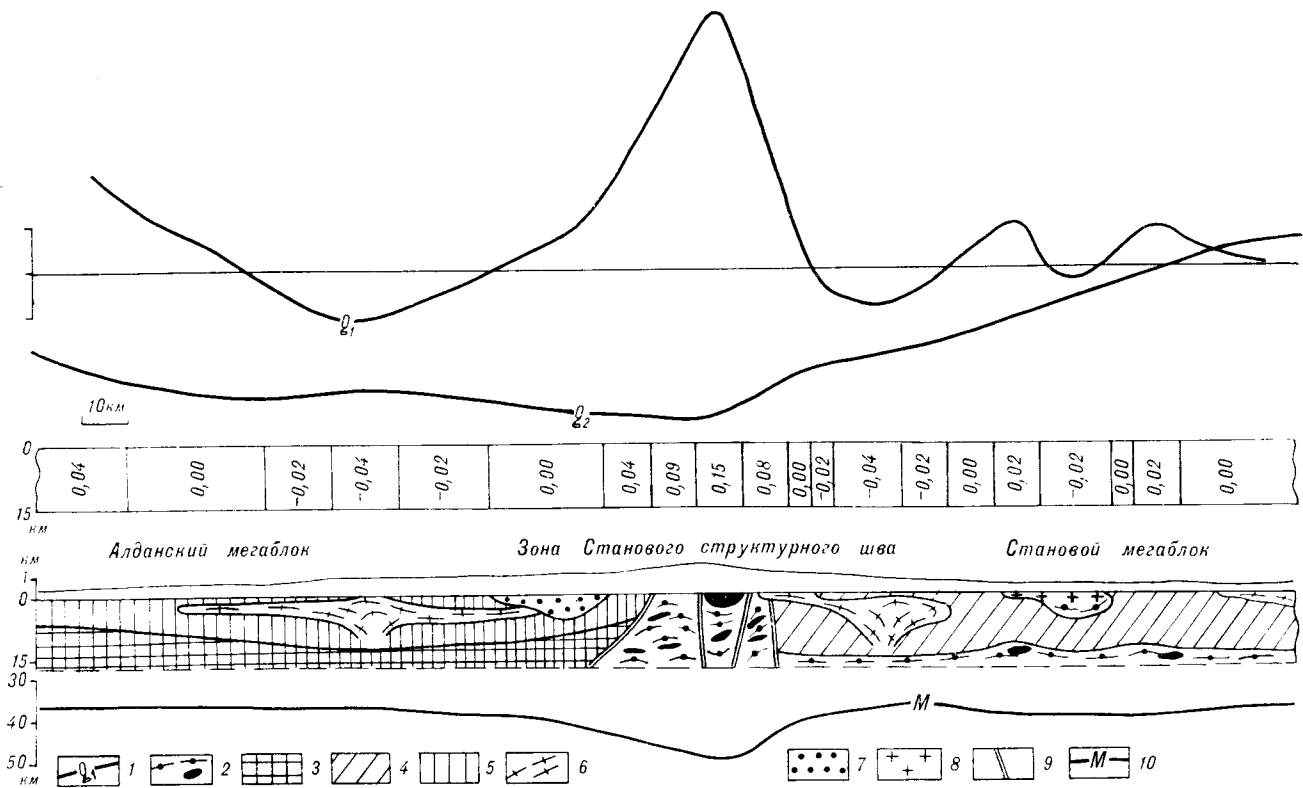


Рис. 2. Плотностная и геологическая модели земной коры.

1 — графики Δg : g_1 — аномалия от коровых масс (локальная составляющая), g_2 — суммарная поправка за компенсацию аномальных масс коры (региональная составляющая); 2 — глубинные гранулиты основного состава, анортозиты, гипербазиты; 3 — инфракрупальные образования и иенгская се-

рия (нижний архей); 4, 5 — верхний архей: 4 — становая, 5 — олекминская серии; 6 — позднеархейские и раннепротерозойские гранитоиды; 7 — осадочные отложения удоканской серии (нижний протерозой); 8 — мезозойские гранитоиды; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — граница Мохо (аппроксимация компенсирующих масс границей с $\Delta \delta = 0,35 \text{ г/см}^3$).

ностной неоднородности в верхней мантии (см. рис. 2).

Разница в значениях плотности пятнадцатикилометрового слоя Каларо-Майского гранулитового пояса и примыкающих блоков достигает $0,19 \text{ г/см}^3$. Это значение соответствует изменению плотности от $2,88$ (глубинные гранулиты, вмещающие тела гипербазитов) до $2,69 \text{ г/см}^3$ (толщи амфиболитовой фации, заключающие массивы гранитоидов). Таким образом, резкие субвертикальные контакты глубинных гранулитов с поздними археидами Становой складчатой области, а также с тоналитовыми породами инфракрупального комплекса прослеживаются на значительные глубины.

На рис. 2 представлен также схематический геологический разрез, приблизительно удовлетворяющий плотностной модели. На нем отражены самые общие черты строения земной коры зоны Станового шва, как они представляются авторам.

Сопоставление линейных минимумов с геологическими объектами показывает хорошее соответствие Калакано-Майского минимума выходам гранитоидов древнестанового и куандин-

ского комплексов (поздний архей и ранний протерозой) и телам мезозойских гранитоидов. Отдельные гранитные массивы, среди них такие крупные, как Чубачинский и др., выражаются четкими локальными аномалиями. В целом Калакано-Майская зона может рассматриваться как блок, в котором интенсивно проявлены процессы сиализации. Стратифицированные образования, участвующие в его строении, представлены процессами сиализации. Стратифицированные образования, участвующие в его строении, представлены толщами амфиболитовой фации метаморфизма станового комплекса. Основной этап гранитообразования приходится на позднеархейское и раннепротерозойское время. Более молодые гранитоиды данного блока возникли, по-видимому, при ремобилизации и переплавлении уже существовавших гранитоидных куполов. Таким образом, Калакано-Майскую зону минимума можно рассматривать как тацию выявленной латеральной зональности.

Менее ясна природа Чарско-Тырканского линейного минимума. Как уже отмечалось, на большем протяжении минимум пространственно сопряжен с Каларо-Майским линейным мак-

симумом. Западнее р. Олекмы минимум отвечается от названной аномалии и далее прослеживается автономно до оз. Читканда. Материалы мелкомасштабной съемки этого района не позволяют трассировать минимум далее. На отрезке от оз. Читканда до бассейна Олекмы минимум характеризуется незначительной шириной (25—70 км), что свидетельствует о расположении аномалеобразующих объектов в верхней части земной коры. Далее к востоку Чарско-Тырканская аномалия пространственно совпадает с наиболее погруженной частью Чульманской мезозойской впадины. По расчетам исследователей, изучавших впадину [28, 31], гравитационные минимумы не могут быть объяснены только за счет мезозойских отложений. Существенную их часть создают сиалические породы фундамента впадины. Глубина нижней грации аномальных тел оценивается не более чем в 10 км [31]. Далее к востоку от Чульманской впадины Чарско-Тырканский минимум совпадает с полосой мезозойских грабеков и Токинской впадины, а потом прослеживается вне связи с ними, на площади развития архейских пород Тырканского поднятия.

Предполагается, что Чарско-Тырканский линейный минимум обусловлен концентрацией гранитоидов в узкой полосе, примыкающей к Становому разлому. Гранитоиды лишь частично вскрыты эрозийным срезом, поэтому геологическая природа аномалии не устанавливается однозначно. На отрезке оз. Читканда — р. Олекма зона интенсивного гранитонасыщения разграничивает структуры нижнеархейского фундамента, отличающиеся составом и строением: интенсивно дислоцированные симатического типа толщи чарской серии Витимо-Олекминского блока (являющегося, по-видимому, фрагментом Станового мегаблока) и менее дислоцированные сиалического типа инфракрупные образования, слагающие основание Олекминской зоны Алданского мегаблока.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

По глубинности образования гранулиты отличаются по мощности от толщ, метаморфизованных в амфиболитовой фации, не менее чем на 15 км. Установление резких контактов между комплексами этих пород имеет принципиальное значение для понимания природы глубинных гранулитов.

Рассмотрим несколько вариантов интерпретации выявленной латеральной зональности.

1. Образования, слагающие верхнюю часть земной коры линейных зон Станового структурного шва, отличаются только степенью переработки первоначально однородного гранулитового субстрата процессами регрессивного метаморфизма и гранитизации. Это предполо-

жение не объясняет линейную зональность и резкие границы между блоками, которые прослеживаются на значительную глубину. Кроме того, известно, что породы основного и ультраосновного состава наиболее устойчивы к процессам гранитизации.

2. Обычно неоднородность метаморфизма раннедокембрийских толщ связывается с различной глубиной эрозийного среза, которая для областей глубинных гранулитов оценивается в 30 км. Действительно, эти породы приурочены к глубокоэродированным участкам земной коры [19, 20, 22]. Однако и в этом случае не находит удовлетворительного объяснения причина узкой локализации и резких контактов образований гранулитовой фации высоких давлений.

3. Приуроченность глубинных гранулитов Каларо-Майского пояса к границе крупнейших раннедокембрийских структур, выраженной Становой шовной зоной, приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое способствовало тектоническому внедрению гранулитов в верхние этажи земной коры.

Независимо от трактовки особенностей пространственного положения глубинных гранулитов остается не ясным вопрос о первичной природе этих образований. Многие исследователи рассматривают их в качестве древнейшего комплекса основания (первичная базитовая кора), слагающего фундамент всех нижнеархейских серий региона [11, 16]. Представляется вероятным и образование их в результате разделения первичной кварц-диоритовой (андезитовой) коры на гранитогнейсовый и гранулит-базитовый слои [13].

В том и в другом случае Каларо-Майский гранулитовый пояс можно рассматривать как выход «базальтового» (гранулит-базитового) слоя в современной структуре земной коры. Об этом свидетельствуют также типичные для «базальтового» геофизического слоя физические свойства (скорость сейсмических волн, плотность) пород сугамского уровня глубинности [5]. Учитывая различную степень «совершенства» раннеархейской коры Алданского и Станового мегаблоков, высокие первичные отношения изотопов стронция 87 и 86 в гранито-гнейсах (0,729) Алданского мегаблока [14], можно утверждать, что первичная архейская кора указанных структур отличалась значительной неоднородностью. В пределах Алданского мегаблока это существенно сиалическая (тропидемит-тоналитовая или андезитовая), а в пределах Станового — более основная симатическая (?) коры. Такая неоднородность может быть связана с различной водонасыщенностью начальной мантии в процессе корообразования [13]. С другой стороны, необходимо учиты-

вать разницу глубины эрозионного среза мегаблоков, длительную тектоническую мобильность Станового блока и в связи с этим возможность тектонических перемещений блоков глубинных горизонтов земной коры в верхние этажи.

Возникновение Каларо-Майского пояса глубинных гранулитов приурочено, вероятно, к позднеархейскому и раннепротерозойскому времени. Полосовой избирательный характер гравионасыщения может указывать на существование гранитогнейсовых куполов, объединенных в протяженные гранитогнейсовые валы, образование которых тесно связано с эволюцией термодинамического режима зоны Станового структурного шва.

Установленные закономерности пространственного положения структурно-вещественных комплексов раннего докембрия, по мнению авторов, указывают на преобразование верхней части земной коры в зоне сжатия. Процессы скучивания и коробления земной коры на границе двух мегаблоков привели к наращиванию ее мощности путем изостатически упругого прогибания границы М, компенсирующего воздымание рельефа дневной поверхности. Этот же механизм способствовал выведению на поверхность глубинных гранулитов Каларо-Майского пояса, формированию в его пределах линейных синформных структур, сложенных главным образом плотными основными кристаллическими сланцами. Обособление Витимо-Олекминского блока, являющегося, видимо, фрагментом Станового мегаблока, привело к некоторой разрядке напряжений на его границах, следствием чего является их менее контрастное проявление в перестройке земной коры и характере гравитационного поля.

Процессы сжатия продолжались в мезозое. Установлено надвигание архейских пород на мезозойские осадки Чульманской впадины; широкое распространение мезозойских надвигов предполагается по всей северной периферии сводового поднятия Станового хребта [12].

Эти процессы не закончились и в кайнозое. Об этом можно судить по расположению Алдано-Становой зоны в осевой части Станового хребта. Кроме того, известно, что региональное поле напряжений Байкальской рифтовой зоны характеризуется ортогональной простиранию новейших структур ориентировкой оси максимальных растяжений. В пределах Станового хребта (восточнее р. Калар) растягивающие напряжения этого направления сменяются напряжениями сжатия [15].

Сжатие на границе мегаблоков сопровождалось сдвиговыми дислокациями. На их существование указывают резкие сигмоидальные изгибы линейных аномалий и ограничивающих их полос высоких горизонтальных градиентов

гравитационного поля. Наиболее крупная «сигмоида» гравитационных аномалий наблюдается в районе устья р. Нюкжи (рис. 3). По линии северо-западного простирания одинаково смещаются гравитационный максимум и обрамляющие его минимумы. Величина смещения аномалий примерно соответствует расстоянию между Имангакитским и Арбагасским апортзитовыми массивами по линии выделяемого сдвига, названного Чара-Нюкжинским. По-видимому, эти массивы представляли некогда единое тело. Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигу достигает 25—30 км в районе устья р. Нюкжи уменьшаясь в северо-западном направлении. В районе пос. Чара сдвиг, по-видимому, полностью затухает.

Каларо-Майский пояс глубинных гранулитов обнаруживает общие черты строения с другими мобильными поясами раннего докембрия, такими как Гренвильский, Лимпопо, Беломорский, Льюисский, Дальсландский и др. Как показывают опубликованные материалы, некоторые гранулитовые пояса характеризуются сходным строением земной коры и проявлением в гравитационном поле.

В пределах мобильного пояса Лимпопо на юге Африки выделяется блок, сложенный породами гранулитовой фации метаморфизма, который проявляется интенсивным узким линейным максимумом поля силы тяжести. Вариант интерпретации этой аномалии [37] показывает, что плотные гранулиты прослеживаются на глубину 25—30 км, а в целом блок представляет собой аллохтон, надвинутый на прилегающий Родезийский кратон.

Хорошо выраженные гравитационные аномалии (центральный максимум амплитудой до 70—90 мГл и обрамляющие его минимумы) наблюдаются над швом Циркум-Сьюпириэр, разграничивающим раннедокембрийские тектонические провинции Канадского щита на протяжении 3,2 тыс. км [38]. В пределах Гренвильского гранулитового пояса, являющегося частью этой шовой зоны, сейсмическими данными установлено некоторое увеличение мощности земной коры по сравнению с прилегающим кратоном Сьюпириэр. Особенности гравитационного поля и распределения масс (гравитационный максимум и повышенная плотность верхней части земной коры) Гренвильского пояса укладываются в рамки изостатической модели [38] и сходны с таковыми Каларо-Майского пояса.

Сходные модели земной коры предлагаются для объяснения линейных гравитационных аномалий, наблюдаемых над границами крупных структур щита Западной и Центральной Австралии [39].

Основные результаты настоящей работы сводятся к следующему. Зона Станового структур-

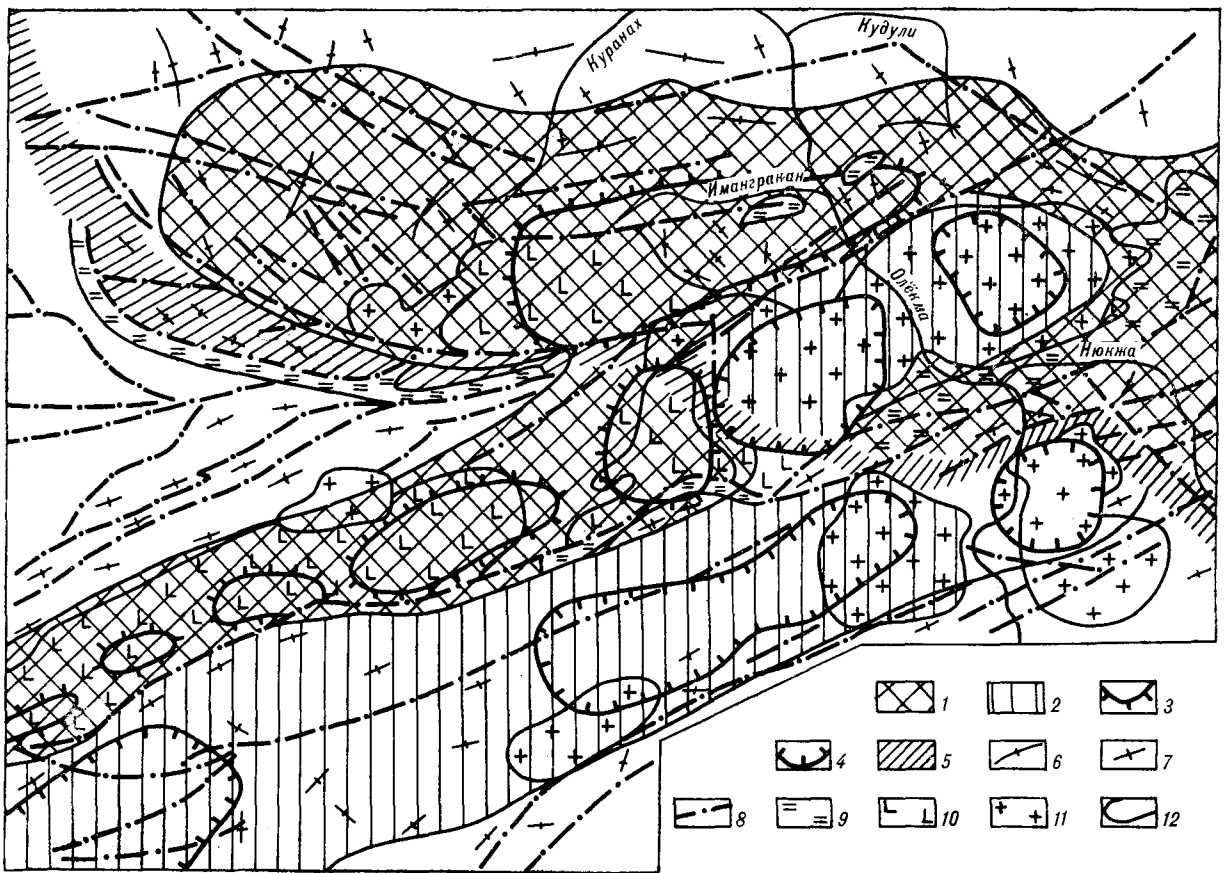


Рис. 3. Соотношение аномалий гравитационного поля с некоторыми элементами геологии района Чара-Нюкжинского сдвига.

1, 2 — линейные аномалии гравитационного поля: 1 — положительная, 2 — отрицательная; 3, 4 — локальные аномалии гравитационного поля: 3 — максимумы, 4 — минимумы; 5 —

полоса, по которой происходит смещение аномалий и геологических тел (Чара — Нюкжинский сдвиг); 6, 7 — преимущественное простирание: 6 — изоаномал, 7 — геологических структур; 8 — разрывные нарушения; 9 — зоны развития диафторитов; 10 — анортозиты; 11 — разновозрастные (преимущественно раннедокембрийские) гранитоиды; 12 — контуры геологических тел и аномалий гравитационного поля.

ного шва характеризуется полосовой морфологией гравитационного поля, отражающей линейно ориентированное распространение глубокометаморфизованного комплекса в верхней части земной коры. Полосовое развитие глубинных гранулитов, установленное геологическими методами, сохраняется на глубине и даже становится более четко выраженным. Блок этих пород, протягивающийся от района Удской губы Охотского моря до бассейна р. Калар и, по видимому, далее на запад на расстояние более тысячи километров, выделяется в Каларо-Майский гранулитовый пояс.

Параллельно поясу глубинных гранулитов к северу и югу от него выявляются полосовые зоны концентрации гранитоидов, возможно представляющие собой преимущественно древние гранитогнейсовые валы.

Каларо-Майский гранулитовый пояс приурочен к границе Алданского и Станового мегаблоков, которые отличались составом и строением земной коры уже в раннем докембрии. По своей структурной позиции и тектонической

природе глубинные гранулиты шовной зоны принципиально не отличаются от офиолитовых комплексов фанерозоя. Они могут рассматриваться как выходы блоков пород, слагающих гранулит-базитовый слой земной коры. Такой вывод сделал ранее один из авторов на основе изучения геологического положения блоков глубинных гранулитов во внутренних частях Станового мегаблока и других регионов [18, 19].

Результаты интерпретации гравитационных аномалий показывают, что плотные породы Каларо-Майского пояса прослеживаются на глубину 10—15 км. Суждения о строении более глубоких горизонтов земной коры могут носить только гипотетический характер, поскольку регион не изучен методом ГСЗ. Однако нет оснований предполагать наличие ниже более древних пород гранитного ряда, по неизвестным причинам не выведенных на уровень современного эрозионного среза. Только более молодые, чем породы Каларо-Майского пояса, гранитоиды (древнестановой, куандинский и др. комплексы) образуют сколько-нибудь значи-

тельные скопления, обнаруживаемые по гравитационным данным, которые могут являться показателем существования зрелой континентальной коры. Маловероятно, что глубинные гранулиты зоны Станового шва могли возникнуть в результате деструкций более древней спаллической коры.

Вполне определенное положение в структуре земной коры Каларо-Майского гранулитового пояса и сопряженных линейных зон интенсивной гранитизации позволяет рассматривать их в составе самостоятельной структурно-формационной зоны, возникшей в раннем докембрии и характеризующейся продолжительным временем развития. Основание отдельных частей этой зоны относится к различным мегаблокам. Так, Чарско-Тырканская полоса гранитонасыщения сформировалась в пределах Алданского мегаблока, Каларо-Майский пояс охватывает на западе и востоке фундамент Станового мегаблока, а на центральном участке — край Ал-

данского и производит впечатление наложенного пояса. Но в целом метаморфические комплексы Становой шовой зоны характеризуют не отдельные мегаблоки, а границу между крупными сегментами земной коры, и не свойственны внутренним частям Алданского мегаблока на уровне современного эрозионного среза, а в пределах Станового мегаблока встречаются в виде изолированных реликтовых блоков, сохранившихся от более поздней переработки.

Исследование структурно-вещественных комплексов зоны Станового разлома представляется важным с различных позиций, особенно с точки зрения познания специфических черт состава и строения континентальной земной коры на ранних этапах ее становления и развития. Каларо-Майский пояс глубинных гранулитов интересен как объект изучения глубоких горизонтов коры методами ГСЗ и сверхглубокого бурения для многих отраслей геологии и геофизики.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия.— В кн.: Гравитационная модель коры и мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979.
2. *Ахмадуллин В. А., Малышев Ю. Ф. и др.* Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
3. *Булин П. К., Афанасьева Н. А. и др.* Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— Сов. геол., 1972, № 10.
4. *Васюгина Л. Г., Кусков А. П.* Строение зоны байкальских рифтов по данным космодешифрирования.— Сов. геол., 1978, № 8.
5. *Воларович М. П., Лугц Б. Г. и др.* Скорости упругих волн, отношение V_p/V_s и плотность при высоких давлениях у метаморфических пород гранулитовой фации.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1977.
6. *Геология Якутской АССР.*— М.: Недра, 1981.
7. *Геология и сейсмичность зоны БАМ.* Глубинное строение.— Новосибирск: Наука, 1984.
8. *Глубинная тектоника древних платформ.*— М.: Наука, 1971.
9. *Глузовский М. З.* Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2.
10. *Глузовский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И.* Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
11. *Глузовский М. З., Ставцев А. Л.* Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973.
12. *Данкевич П. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970.
13. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука, 1980.
14. *Зайцев А. П., Кицул В. И.* Рубидий-стронциевый изотопный возраст гранитоидов южной серии Алданского щита.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980.
15. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. и др.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта.— ДАН СССР, 1978, т. 240, № 3.
16. *Карсаков Л. П.* Геология и петрология гранулитов восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
17. *Карсаков Л. П.* Особенности метаморфизма гранулитового комплекса Восточного Становика и вопросы глубинности гранулитовой фации.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
18. *Карсаков Л. П.* Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1980.
19. *Карсаков Л. П.* Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
20. *Карсаков Л. П.* Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы.— В кн.: Сопряженные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980.
21. *Карсаков Л. П.* Метаморфические комплексы Приамурья.— В кн.: Метаморфизм докембрия региона БАМ. Л.: Наука, 1983.
22. *Карсаков Л. П., Васькин А. Ф.* К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
23. *Кицул В. И., Богомолова Л. М. и др.* Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979.

24. *Кудрявцев В. А.* Тектоника нижнего докембрия западной части Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973.
25. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1.
26. *Мальшев Ю. Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита.— М.: Наука, 1977.
27. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород.— М.: Наука, 1965.
28. *Мастюлин Л. А.* Геологическое строение западной части Становой зоны по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968.
29. *Мошкин В. Н.* Тектоническая позиция аноксигеновой формации Сибирской платформы и ее место в истории становления земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1980.
30. *Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.*— Новосибирск: Наука, 1977.
31. *Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченной Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1973.
32. *Письменный Б. М., Алакшин А. М.* Строение земной коры Среднеивитимской горной страны.— Геол. и геофиз., 1982, № 7.
33. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1976.
34. *Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.*— М.: Наука, 1984.
35. *Тектоника Якутии.*— Новосибирск: Наука, 1975.
36. *Фрумкин И. М.* Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970.
37. *Coward M. P., Fairhead J. D.* Gravity and structural evidence for the deep structure of the Limpopo belt, Southern Africa.— Tectonophysics, 1980, v. 68.
38. *Gibb R. A., Thomas M. D. et al.* Gravity anomalies at structural province boundaries of the Canadian Shield: product of Proterozoic plate interaction.— Geoskriter, 1978, v. 10.
39. *Wellman P.* Gravity evidence for abrupt changes in mean crustal density at the junction of Australian crustal blocks.— Bur. Min. Resour. J. Aust. Geol. Geophys., 1978, v. 3.

ПГО Иркутскгеофизика
Иркутск
ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
22 ноября 1984 г.

УДК 551.24.031 : 551.263 : 553.641 (571.56)

*Г. Ю. Боярко, В. Н. Сучков***ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТА**

На основании результатов, полученных при разбуривании и детальной съемке рудного поля, и обобщения материалов многолетних разведочных работ изла-

гаются новые данные о складчатой структуре поля и зонально-метасоматической структуре Селигдарского месторождения, минеральном и химическом составе руд, об эволюции минералообразования.

На предыдущем этапе изучения апатит-карбонатных метасоматитов селигдарского типа установлено, что одним из главных контролирующих факторов является дизъюнктивный. Он определяет размещение как отдельных рудных жил и прожилков, так и месторождений и рудных полей. Несомненен контроль разрывами и мелкими разломами локализации жильных и штокверковых тел (с размерами от сантиметров до сотен метров). Менее очевидно и признается не всеми исследователями, что само Селигдарское месторождение находится в области пересечения двух глубинных диагональных долгоживущих разломов архейского заложения [25 и др.], имеющих ширину 20—30 км и протяженность свыше 200 км. Однако аналогичный фактор контроля наряду с литологическим проявляется и на магнезиально-скарновых флогопитовых и железорудных месторождениях Центрального Алдана, сходных с Селигдарским по некоторым минеральным парагенезисам.

Последнее обстоятельство способствовало появлению на раннем этапе разведки Селигдара гипотезы о приуроченности апатит-карбонатных руд к известково-гнейсовому (продуктивному) горизонту федоровской свиты, причем структура месторождения определялась как синклиналь сложной морфологии [11, 13 и др.]*. В дальнейшем выявились штокообразная форма главного рудного тела, его большая протяженность на глубину. По данным бурения, оруденение прослежено до глубины 1660 м без признаков выклинивания, а по результатам интерпретации гравимагнитных материалов допускается возможность его распространения до

глубины 3 км и более. Наблюдается увеличение коэффициента рудоносности вниз по вертикали, что не согласуется с представлением о его быстром выклинивании ниже уровня, вскрытого бурением. А главное — карбонатный субстрат руд, объем которого измеряется для Селигдара кубическими километрами, не мог сформироваться исключительно за счет кальцифиров и мраморов федоровской свиты, имеющих ограниченное распространение и относительно небольшие размеры. Карбонатные породы, по Р. Ф. Черкасову [24] и Л. М. Реутову [19], составляют менее 1% объема архейских пород региона. Апатит-карбонатные метасоматиты, таким образом, не укладываются в обычную гипотезу литологического контроля образований магнезиально-скарновой формации продуктивным горизонтом федоровской свиты.

На основании результатов, полученных при разбуривании и детальной съемке рудного поля*, и обобщения материалов многолетних разведочных работ ниже излагаются новые данные о складчатой структуре поля и зонально-метасоматической структуре основного месторождения, вещественном составе руд, эволюции минералообразования и предпринимается попытка преодолеть затруднения, характерные для упомянутой гипотезы. Основная информация приведена на схемах и в таблицах. В тексте даются лишь необходимые пояснения. Ряд аспектов строения и состава Селигдарского месторождения освещен в многочисленных публикациях [4, 5, 11, 13, 22, 25 и др.].

В районе Селигдарского месторождения архей представлен нимьнрской и федоровской свитами. К юго-западу от него закартирована верхнимынская подсвита, сложенная амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с ред-

* Синклиналь выделена впервые еще до открытия Селигдарского месторождения на карте Р. Ф. Черкасова и В. П. Антонова [24] (примечание редактора).

* Селигдарское рудное поле включает Селигдарское и Тигровое месторождения.

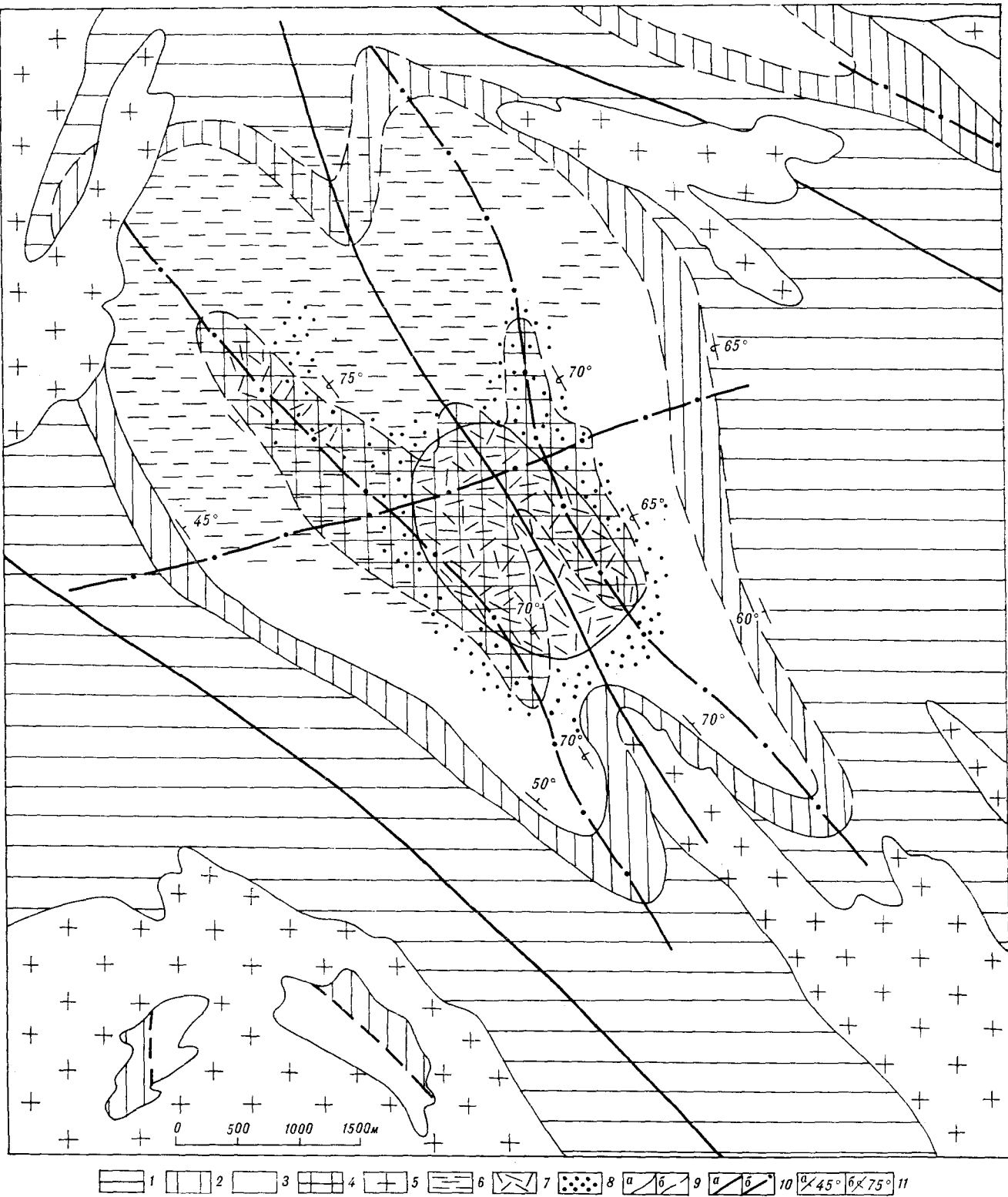


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента района Селигдарского (дизъюнктивы не показаны).

1—4 — нижний архей (1 — верхненимырская подсвита; федоровская свита; 2 — медведевский горизонт, 3 — любкакайский горизонт, 4 — предполагаемый выход леглиерского горизонта); 5 — поля гранитизации; 6 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях амфиболитовой фации; 7 — апатит-карбонатные метасоматиты; 8 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях зеленосланцевой фации; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — оси пликтивных структур: а — антиклиналей, б — синклиналей; 11 — залегание полосчатости гнейсов (а — нормальное, б — опрокинутое).

Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента района Селигдарского (дизъюнктивы не показаны).

1—4 — нижний архей (1 — верхненимырская подсвита; федоровская свита; 2 — медведевский горизонт, 3 — любкакайский горизонт, 4 — предполагаемый выход леглиерского горизонта); 5 — поля гранитизации; 6 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях амфиболитовой фации; 7 — апатит-карбонатные метасоматиты; 8 — гранулитовые породы, диафторированные в условиях зеленосланцевой фации; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — оси пликтивных структур: а — антиклиналей, б — синклиналей; 11 — залегание полосчатости гнейсов (а — нормальное, б — опрокинутое).

ними прослоями и линзами маркирующих графит и графитосодержащих гнейсов (рис. 1). Мощность подслиты более 400 м. Выше этой толщи в южной части Селигдарского рудного поля буровыми линиями IV и IX вскрыт маркирующий медведевский горизонт федоровской свиты, представленный диопсидовыми гнейсами с пропластками и линзами мраморов, кальцифиров и известковых скарпов. Мощность его варьирует от 100 до 150 м, по простиранию горизонт прослежен свыше 1,5 км. Горизонт погружается к северо-востоку и перегибается монотонной толщей переслаивающихся амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, условно отнесенных к любкакайскому горизонту. Мощность последнего более 400 м. Штокообразное тело Селигдарского месторождения залегает грубосогласно с отложениями федоровской свиты и находится на дневной поверхности в пределах предположительно леглиерского горизонта (см. рис. 1). Следует отметить, что в зонах глубинных разломов, в том числе на рудном поле, широко проявлен диафторез амфиболитовой фации (замещение темноцветных минералов гнейсов биотитом, наложенный железистый флогопит). Это привело к площадному нивелированию минерального состава пород и затруднило картирование. В частности, к северу от месторождения встречено немного реликтов диопсидовых, двуприсоединенных и роговообманковых гнейсов на фоне сплошной биотитизации, что затруднило расшифровку пликативной структуры на указанной части рудного поля.

Селигдарская синклираль является элементом юго-западного крыла Якокутского синклинория. Она осложнена поперечной складкой второго порядка и продольными складками третьего, четвертого порядка (см. рис. 1).

Для последних намечается опрокинутое залегание с изоклинальным падением крыльев на северо-восток, поперечная же складка имеет пологие крылья. Большая сжатость продольных складок является, вероятно, следствием интенсивных подвижек по Юхтинской зоне разломов, а слабая выраженность поперечной складки есть, видимо, результат второстепенной роли Томмотской зоны разломов на рассматриваемом участке.

Дизъюнктивная структура района Селигдарского месторождения сформировалась в несколько этапов [4 и др.]. В частности, в раннем архее одновременно со складчатостью образовалась довольно равномерная сетка разрывов с азимутами простираний 310—360 и 240—250°, по кинематике являющимися ложными сдвигами [7].

Селигдарское месторождение образовалось в позднем архее — раннем протерозое. Для объяснения его возникновения интересна гипотеза о внедрении интрузии центрального типа в

нежесткую среду, предложенная на основе анализа поля палеотектонических напряжений [4]. При этом допускается, что интрузивное тело имело диаметр 1—1,5 км, а его вершина находилась на таком же или меньшем расстоянии от современной дневной поверхности. Эта интрузия предположительно базит-гипербазитового состава [5, 6], возможно, сформировала сложную трехмерную сетку дизъюнктивных нарушений, ставшую дренажной системой для флюидов и образовавшую штокверковую структуру месторождения. Влияние поля палеонапряжений гипотетической интрузии фиксируется не далее 200 м от контактов главного рудного тела, т. е. за пределами месторождения имело место не образование новых нарушений в полужесткой среде, а локальное подновление имеющейся сети диагональных разрывов первого этапа. Кроме апогнейсовых и, возможно, апобазитовых метасоматитов, породами-выполнителями разрывов этого этапа являются кварц-плаггиоклаз-ортоклазовые метасоматиты.

В мезозое, как и на предыдущих этапах, но уже в жесткой среде, унаследовались ранние системы разрывов, которые испытывали омоложение (реже возникали новые дизъюнктивы). Поэтому мезозойские дайки сиенит-порфиров и щелочных трахитов нередко совмещаются с линейными телами докембрийских апатит-карбонатных пород, что наиболее проявлено на месторождении Тигровом.

Т а б л и ц а 1

Средний химический состав руд Селигдарского месторождения

Петрогенный окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	22,29	25,15	18,93	0,68	8,52	9,50
Al ₂ O ₃	2,80	4,71	0,27	0,22	1,29	0,16
Fe ₂ O ₃	5,81	5,33	1,23	2,45	4,07	2,20
FeO	1,34	2,14	0,75	0,16	0,86	0,14
MnO	0,15	0,17	0,10	0,20	0,18	0,15
MgO	16,14	11,90	14,53	18,31	13,94	0,99
CaO	23,07	21,54	26,21	30,31	29,55	46,66
SrO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11	0,02
Na ₂ O	0,24	0,27	0,07	0,03	0,31	0,09
K ₂ O	0,54	0,90	0,07	0,03	0,95	0,06
P ₂ O ₅	9,40	7,11	6,29	4,48	4,20	5,05
CO ₂	11,86	15,73	32,56	36,87	28,88	32,17
F	0,49	0,46	0,36	0,16	0,42	0,26
Количество проб в выборке	42	80	61	79	66	86
Распространенность по месторождению, %	5	20	50	16	6	

П р и м е ч а н и е. Руды: 1 — апатит-силикатные, 2 — апатит-силикат-карбонатные, 3 — апатит-силикат-доломитовые, 4 — апатит-доломитовые, 5 — сульфатсодержащие апатит-карбонатные, 6 — апатит-кальцитовые.

Парагенетическая схема минералообразования Селигдарского месторождения

Этап метасоматоза	Стадия метасоматоза	Минеральный парагенезис	Псевдоморфное замещение	Температура образования, °С	
Полднеархейский — раннепротерозойский	Кварц-плагноклаз-ортоклазовая	$Q + Pl + Ort \pm Di \pm Fl \pm Amf$		600—400	
	Апатит-карбонатная зона метасоматической колонии	Архейские гнейсы	$Q + Pl + Bi + Amf \pm Di + Ap \pm Mgt$		620—570
		Флогопитовая оторочка	$Fl + Act + Ta \pm Ap \pm Mgt \pm Cal$		
			$Cal + Fl + Par + Sc \pm Ap \pm Mgt$	Bi → Fl	
			$Cal + Fl + Sc + Di \pm Ap \pm Mgt$	Amf → Act	
	Зоны метасоматической колонии	Апатит-силикат-карбонатная	$Cal + Fl + Sp + Di \pm Ap \pm Mgt$		
		Апатит-доломитовая	$Cal + Ap + For + Mgt + Fl \pm Sp \pm Di \pm Act \pm Ta$	For → Dol	
Ангидритовая	$Dol + Ap + Fl + Q + Mgt \pm Cal \pm Act$				
Выполнения брекчий	$Dol + Ap + Q \pm Fl \pm Mgt \pm Cal$				
Среднепротерозойский	Кварц-альбит-микроклиновая	$Ang + Dol + Hem \pm Cal \pm Ap \pm Q$	Mgt → Hem	590—570	
	Зеленосланцевого диафтореза	$Hem + Q + Ap \pm Dol \pm Cal$			
Мезозойский	Кварц-альбит-микроклиновая	$Q + Al + Mc \pm Srp \pm Ch \pm Ser$		540—400	
	Зеленосланцевого диафтореза	$Ch + Hem + Srp + Ep + Ser \pm Ta \pm Q \pm Pyr \pm Gp$	For → Srp Pl → Ser Fl → Ch Ang → Gp	350—270	
Мезозойский	Апатит-кальцитовая	$Cal + Ap \pm Dol \pm Q$	Dol → Cal	600—550	
	Процилитовая	$Ch + Hem + Ep + Ser \pm Ta \pm Gp \pm Pyr \pm Srp \pm Q$	Pl → Ser Fl → Ch	250—150	

Примечание. Стрелками указана смена парагенезисов, участвующих в метасоматической зональности апатит-карбонатной стадии, от периферии к центру месторождения и направление псевдоморфных замещений. Символы минералов: Al — альбит, Act — актинолит (тремолит), Amf — роговая обманка, Ap — апатит, Bi — биотит, Cal — кальцит, Ch — хлорит,

Di — диопсид, Dol — доломит, Ep — эпидот, Fl — флогопит, For — форстерит, Gp — гипс, Hem — гематит, Mc — микроклин, Mgt — магнетит, Mr — мартит, Ort — ортоклаз, Par — паргасит, Pl — плагноклаз, Pyr — пирит, Q — кварц, Sc — скаполит, Ser — серицит, Sp — шпинель, Srp — серпентин, Ta — тальк.

При характеристике апатит-карбонатных образований Селигдара нельзя не отметить специфичность их химического и минералогического состава, необычность сингенеза и залегания в структуре месторождения. Нестандартность этих образований явилась основной предпосылкой появления множества генетических гипотез: осадочно-метаморфической [11, 13 и др.], осадочной [9 и др.], гидротермально-метасоматической [12, 25 и др.], карбонатной [22 и др.], базитовой [6 и др.], космической [16]. Руды подразделяются на апатит-гематит (мартит)-доломитовые, апатит-доломитовые, апатит-кварц-доломитовые, апатит-силикат-карбонатные, апатит-кальцитовые. Химизм их отражен в табл. 1. Главными минералами

руд являются (в порядке убывания содержания): доломит, апатит, кварц, гематит, мартит, кальцит. Присутствуют также флогопит, хлорит, серпентин, эпидот, форстерит (замещен серпентином), тальк, ангидрит, гипс, пирит; акцессории: сфен, шпинель, паргасит, диопсид, скаполит, монацит, рутил, топаз и др. На основе анализа отношений минералов и их ассоциаций выявлена общая схема минералообразования (табл. 2). Выделено три этапа метасоматоза, состоящих из восьми стадий и связанных с эпохами региональных тектономагматических активизаций. В образованиях апатит-карбонатной стадии обнаружена нечетко выраженная метасоматическая зональность, что позволило выявить в первом приближении зонально-метасо-

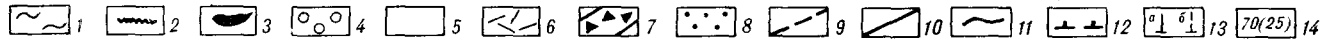
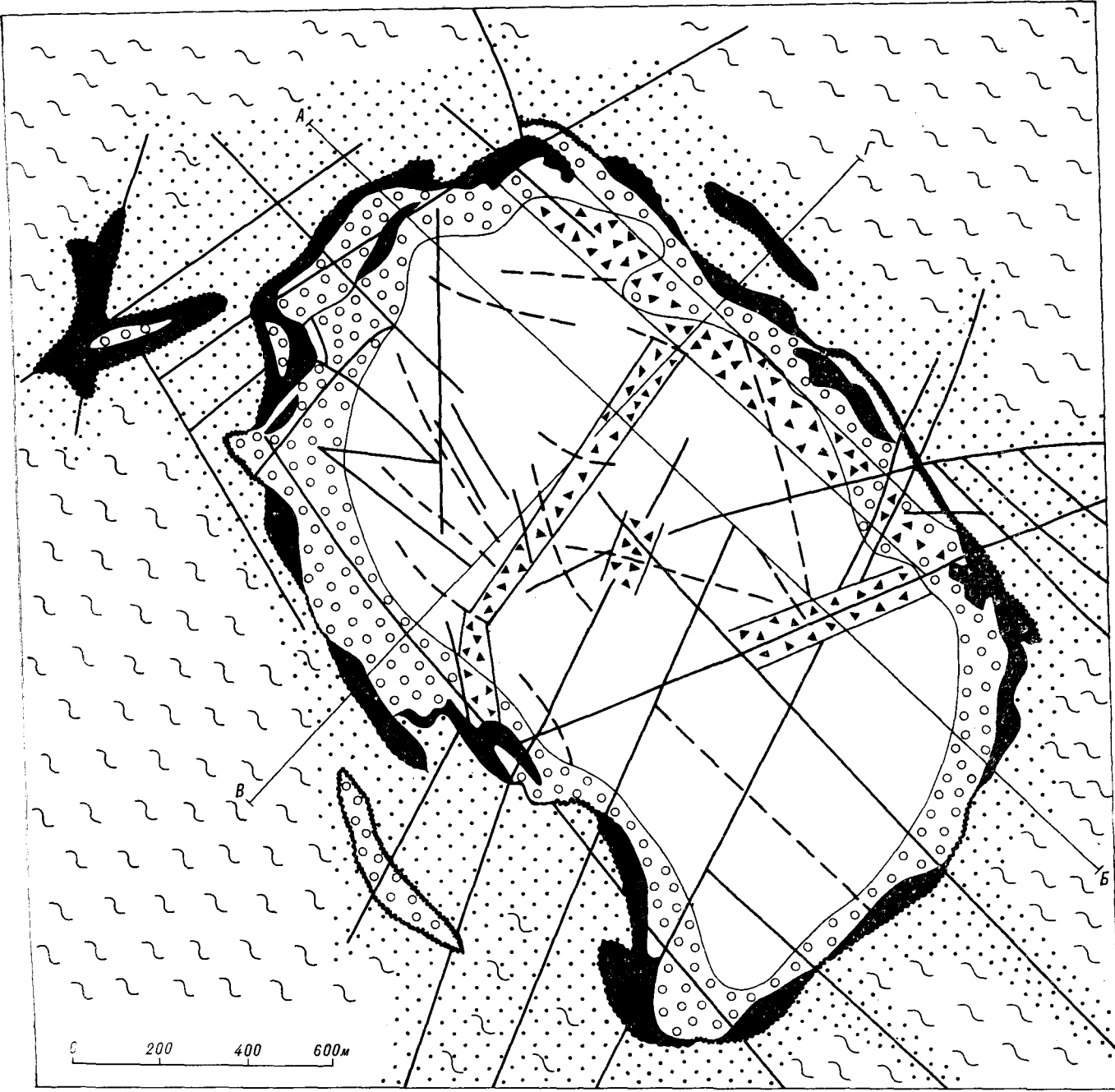


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Селигдарского месторождения (платформенный чехол снят).

1 — нижнеархейские метаморфические породы; 2 — флогопитовая оторочка апатит-карбонатных руд по контактам с силикатными породами нижнего архея; 3 — апатит-силикатные руды; 4 — апатит-силикат-карбонатные руды; 5 — апатит-силикат-доломитовые руды; 6 — апатит-доломитовые руды;

7 — рудная серпентин-хлоритовая брекчия; 8 — образования стадии зеленосланцевого диафтореза по силикатным породам нижнего архея; 9 — жильные тела апатит-кальцитовых руд; 10 — разрывные нарушения; 11 — геологические границы; 12 — верхняя граница распространения сульфатсодержащих апатит-карбонатных руд; 13 — скважины: а — находящиеся на линии разреза, б — спроецированные на разрез; 14 — номер скважины (в скобках указан номер скважины, спроецированной на разрез).

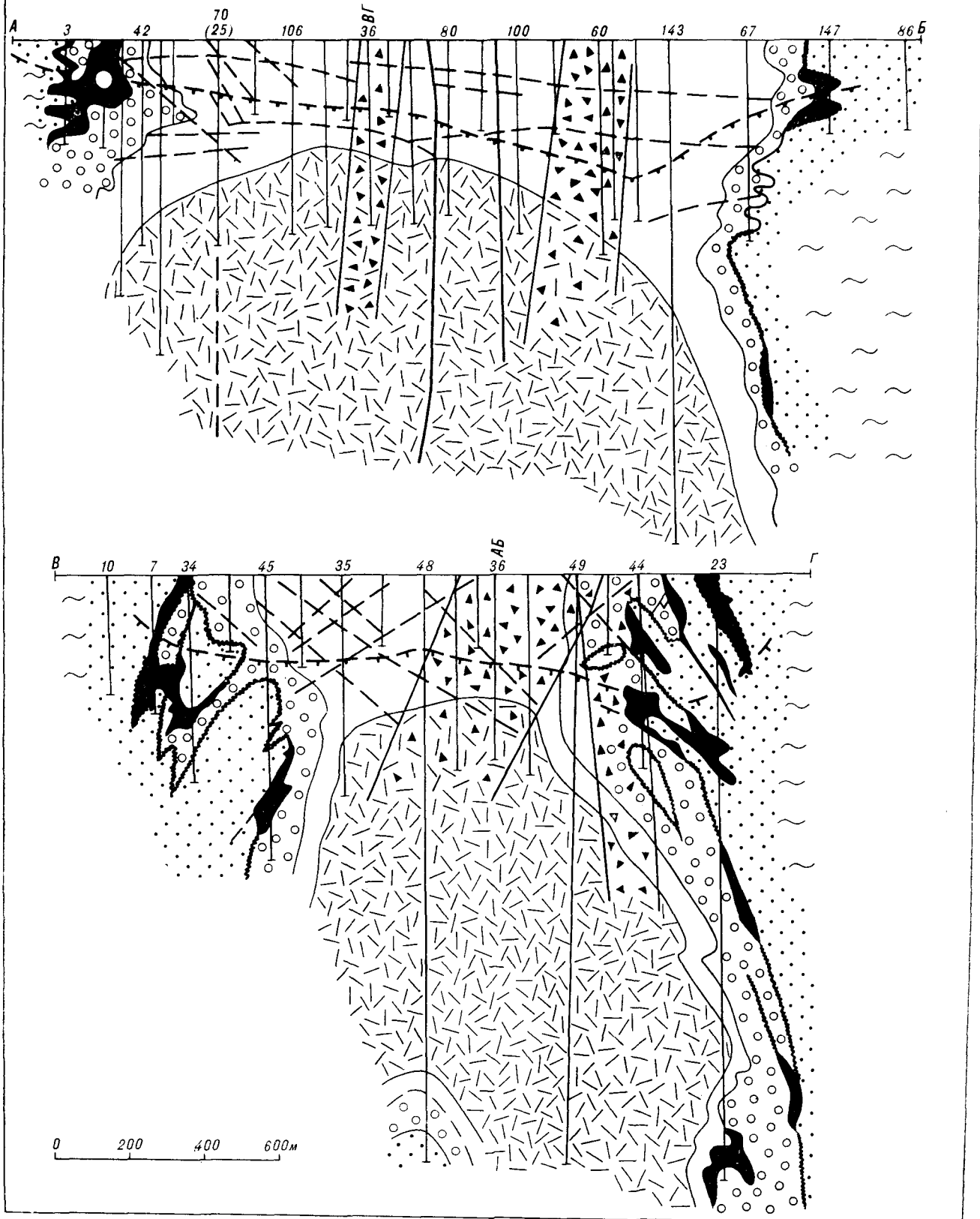


Рис. 3. Схематические геологические разрезы Селигдарского месторождения (по линиям AB и BG). Усл. обозн. см. на рис. 2.

матическую структуру Селигдарского месторождения. Пространственное распределение метасоматитов большинства стадий показано на рис. 2, 3, из которых следует:

1. Кварц-плагиоклаз-ортоклазовая стадия соответствует одноименной формации метасоматитов, развивающихся по архейским соскладчатым гранитам. Флюиды этой стадии вызывают образование вторичного биотита в метаморфитах (диафторез амфиболитовой фации), магнезиальных скарнов с флогопитовой и железорудной минерализацией [2] и с небольшим апатитовым оруденением. Кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты слагают два поля к северу и юго-востоку от Селигдарского месторождения в пределах антиклиналей.

2. Апатит-карбонатная стадия является главной для Селигдара. В спектр ее образований входят все имеющиеся геологические (а также геолого-технологические) разновидности руд, за исключением апатит-кальцитовой. Флогопитовая зона метасоматической колонки представляет собой почти мономинеральную оторочку вдоль контактов апатит-карбонатных руд с силикатными породами архея. Ее мощность — от сантиметров до первых метров. Кроме этого, во вмещающих породах имеется вкрапленность флогопита, актинолита, реже талька и паргасита в виде ореола (вокруг рудного тела) мощностью до 100—150 м с постепенным снижением интенсивности при удалении от контакта.

Апатит-силикат-карбонатная зона слагает периферическую часть месторождения и окаймляет блоки останцев вмещающих пород в рудной массе. Здесь имеется два парагенезиса минералов — апатит-силикат-доломитовый (95% объема зоны) и апатит-силикатный. Последний представлен ассоциацией, типичной для флогопитовых и железорудных месторождений формации магнезиальных скарнов [15]. По своему положению апатит-силикатные руды отвечают реакционной оторочке между доломитовым субстратом руд и силикатной основой архейских метаморфитов, т. е. результату обычного процесса биметасоматоза.

Апатит-доломитовая зона слагает центральную часть месторождения. Выделенные в ее пределах силикат-доломитовая и доломитовая минералогические фации образуют соответственно промежуточную и глубинную части рудного тела (см. рис. 3).

Зональность рудных образований можно рассматривать как следствие углекислого метасоматоза — выноса из центральных частей к периферии и во вмещающие породы ряда компонентов и накопления CO_2 и CaO . Наиболее отчетливо это отражается в концентрационной зависимости компонентов от CO_2 , где SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , FeO , Na_2O являются децентрализуемыми, а CaO и частично P_2O_5 концентри-

рующимися компонентами (рис. 4). Зависимость P_2O_5 от CO_2 имеет отчетливый максимум в области 10—20% CO_2 , что соответствует самой богатой апатит-силикат-карбонатной разновидности руд. При увеличении содержания CO_2 свыше 20% (область апатит-доломитовых руд) P_2O_5 становится децентрализуемым компонентом. Обращают на себя внимание постоянство и независимость концентрации MgO и Fe_2O_3 от содержания CO_2 . Подобный эффект объясняется инертным их поведением при углекислом метасоматозе. Он имеет место и при $\text{Ca} - \text{Mg}$ -метасоматозе, где в условиях субмагнезиального субстрата магний становится инертным по сравнению с более подвижным кальцием ввиду своего высокого потенциала [14 и др.].

При рассмотрении концентрационной зависимости ряда петрогенных элементов от CaO , MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 выявилось отсутствие прямо-

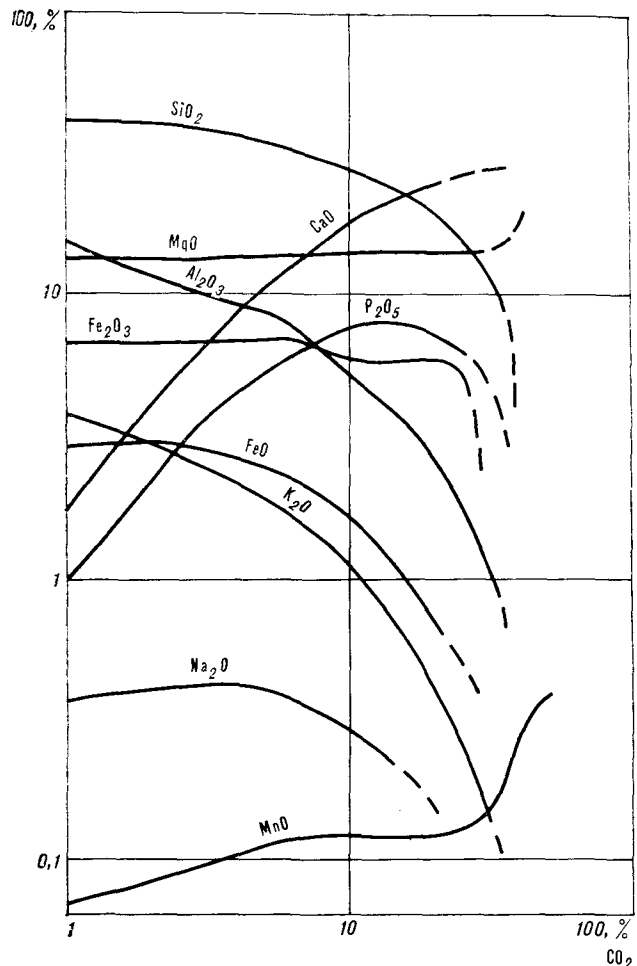


Рис. 4. Графики нелинейной концентрационной зависимости петрогенных окислов от CO_2 как функции вида $Y = A_0 + A_1X + A_2X^2 + A_3X^3$ (получены при аппроксимации двумерных выборок по методу наименьших квадратов; расчеты выполнены на ЭВМ «Минск-32» и МИР-1). Масштаб логарифмический.

линейности, наличие множества критических точек (минимумов, максимумов, точек перегиба), что является следствием общей зависимости аргумента и функции от третьей величины, в данном случае от CO_2 . В соответствии с химической зональностью при увеличении роли CO_2 наблюдается обеднение руд силикатами и отчасти апатитом при повышении доли доломита от периферии к центру месторождения вплоть до образования субдоломитовой разности в его глубинной части.

Как уже упоминалось, парагенезис апатит-силикатных руд Селигдара отвечает обычным минеральным ассоциациям магнезиальных скарнов, образующимся при $600\text{--}450^\circ\text{C}$. Это подтверждается для Селигдара термодинамическими расчетами [3] — температура свыше 410°C — и гомогенизацией газовой-жидких включений минералов данной стадии при $620\text{--}550^\circ\text{C}$. Анализ отходящих газов в этом интервале температур при гомогенизации и последующей декрипитации газовой-жидких включений показал, что они нацело состоят из углекислоты. Последнее подтверждает доминирующую роль углекислоты в процессе метасоматоза.

3. Образование ангидритовой стадии представлены густой сетью мелких прожилков и гнезд карбонат-ангидритового состава, наложенных на руды и вмещающие породы. Распространены они в нижней части месторождения на глубинах свыше $300\text{--}350$ м от дневной поверхности. В верхней части месторождения, в зоне аэрации подземных вод, сульфаты к настоящему времени выщелочены, в результате чего возникли пористые, кавернозные руды. Температура образования ангидрита, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, составляет $590\text{--}570^\circ\text{C}$, что является закономерным продолжением апатит-карбонатной стадии при снижении температуры и увеличении кислотности флюидов.

4. Стадия выполения брекчий выделяется на основании находок ангидритовых ассоциаций в обломках брекчий и наложения на брекчии более поздних вмещающих и гнезд серпентин-хлоритовых и кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Рудные брекчии приурочены к крупным разрывам, и сам факт их образования свидетельствует о снижении давления к заключительным стадиям позднеархейского — раннепротерозойского этапа (на ранних стадиях имеет место образование милоцитов и катаклазитов).

5, 6. Среднепротерозойский этап минералообразования представлен кварц-альбит-микроклиновой стадией и стадией зеленосланцевого диафтореза. На месторождении преобладают образования последней. Наложенный характер кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов,

замещающих нижнеархейские гнейсы, не вызывает сомнений, а развитие комплементарных им хлорит-серпентиновых метасоматитов по рудным брекчиям, не сопровождавшееся тектоническими подвижками, подтверждает выделенную стадийность. Проявлены они как в виде сплошных тел метасоматитов, так и в виде вкрапленности различной интенсивности. Хлоритовые и хлорит-серпентиновые метасоматиты нацело замещают внутрирудные блоки вмещающих архейских пород в главном рудном теле Селигдара, а также образуют вокруг месторождения ореол вкрапленной и прожилковой минерализации шириной $400\text{--}600$ м.

Образование кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации в интервале $540\text{--}400^\circ\text{C}$ при высокой активности калия и натрия [2]. По термометрии хлорита и эпидота стадии зеленосланцевого диафтореза интервал температур их образования составляет $350\text{--}270^\circ\text{C}$.

7. Мезозойский этап минералообразования выделен в связи с широким распространением в пределах месторождения уже упоминавшихся мезозойских даек. С постмагматическими процессами связывается околодайковый метасоматоз, а также автометасоматоз дайковых пород. Продукты апатит-кальцитовой стадии представлены одноименной ассоциацией минералов, слагающей систему жил штокверковолестничного типа мощностью $2\text{--}20$ м. Наблюдается их пространственная приуроченность к мезозойским дайкам. Не исключено, что образование апатит-кальцитовых руд происходило за счет дедоломитизации апатит-доломитовых разностей на контактах с этими дайками, исходя из чего апатит-кальцитовая стадия условно отнесена к мезозойскому этапу.

8. Выделение пропилитовой стадии обусловлено наличием пирит-эпидот-хлоритовых парагенезисов, развивающихся по дайкам и вблизи них. Следует отметить, что вне даек пропилиты практически нельзя отличить от минеральных ассоциаций стадии зеленосланцевого диафтореза.

Наиболее сложным является вопрос источника фосфора. Если принять во внимание упоминавшуюся гипотезу о нескрытой интрузии центрального типа, то в качестве основного поставщика последнего можно рассматривать первичноапатитоносные породы базит-гипербазитового комплекса, по-видимому замещенные апатит-карбонатными рудами. Аналогами такого комплекса могут быть близкие по объему к Селигдарскому месторождению интрузии Укдуска, Кабаханыр и Юс-Кюэль Чаро-Олекминской области, сложенные апатитоносными амфиболитизированными пироксенитами архейского возраста [23]. Избирательная карбонатизация базит-гипербазитовых разностей характерна

для данной магматической формации. Примером массива вторичных карбонатных пород, сходного по размерам с Селигдарским месторождением, являются апогипербазитовые анкерит-доломитовые листвениты площадью 2—3 км² на Западном Саяне [17 и др.]. Имеются они и на Алданском щите [10], преимущественно в области развития тимптонской серии архея на Тимптоно-Учурском водоразделе. Апатитоносность последних пока не изучена и заслуживает постановки специальных работ. В качестве же возможного аналога именно апатитовой специализации апобазитовых карбонатных образований можно привести апатит-карбонатные метасоматиты Маркопиджского месторождения апатита, образовавшегося по докембрийским гипербазитам под действием летучих дифференциатов девонской плагногранитной формации [1]. По химизму руды последнего близки к селигдарским рудам (табл. 3).

На основании сходства минеральных парагенезисов апатит-силикатной разновидности руд Селигдарского месторождения и магнезиально-скарповой формации флогопитовых и железорудных месторождений, а также соизмеримости термодинамических режимов их формирования апатит-карбонатные породы могут рассматриваться и как Са — Mg-метасоматиты.

Таблица 3

Средний химический состав апатитовых руд Селигдарского, Маркопиджского месторождений апатита и апатитоносных разновидностей карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации

Петрогенный окисел	1	2	3
SiO ₂	9,941	10,58	2,70
TiO ₂	0,103	0,70	0,14
Al ₂ O ₃	1,871	2,79	0,74
Fe ₂ O ₃	3,434	2,21	3,63
FeO	0,971	4,08	3,09
MnO	0,195	0,20	0,68
MgO	13,337	11,75	15,36
CaO	28,293	31,01	28,20
Na ₂ O	0,159	0,96	0,50
K ₂ O	0,294	0,24	0,22
P ₂ O ₅	6,701	5,74	5,07
CO ₂	26,598	29,65	36,24
F	0,427	0,21	0,16
S _{всл}	0,301	0,70	0,53
Количество проб в выборке	787—1752	13	5

Примечание. 1 — средний состав апатитовых руд Селигдарского месторождения апатита, рассчитанный по данным группового опробования керн скважин по сети 200×200 м в пределах подсчетных контуров при бортовом содержании 3% P₂O₅ (в расчете участвовало 787 анализов F, 1169 TiO₂, S_{всл}, 1185 MnO, Na₂O, K₂O, 1357 SiO₂, Al₂O₃, FeO, 1752 Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, CO₂); 2 — средний состав апатитовых руд Маркопиджского месторождения и других апатитопроявлений Северного Кавказа [1]; 3 — средний состав апатитоносных разновидностей карбонатитов доломитовой субфации хлорит-серицит-анкеритовой фации [20].

Возможность апатитовой специализации их показана Д. А. Михайловым [15]. Специфика апатит-карбонатных метасоматитов в том, что они являются продуктом Са — Mg- и CO₂-метасоматозов с ведущей ролью последнего. В результате интенсивного CO₂-метасоматоза по предполагаемым апатитоносным базит-гипербазитовым породам и был, по-видимому, сформирован доломитовый субстрат апатитовых руд. В верхней «надынтрузивной» части месторождения замещение подвергались, несомненно, и силикатные породы архея, что подтверждается локальной неоднородностью химического состава руд в этой части рудного тела по сравнению с глубиной и останцами архейских пород. В чистом виде Са — Mg-метасоматоз на Селигдарском месторождении проявился локально по периферии главного рудного тела при формировании типичных магнезиальных скарнов по породам апатит-силикат-карбонатной разности руд на контактах с вмещающими силикатными породами архея в условиях низкой активности CO₂.

В заключение заметим, что апатит-карбонатные породы Селигдара попадают в пределы излишне широкого (по распространению в литературе) понимания термина «карбонатит» как эндогенной карбонатной породы. Отдельные разновидности карбонатитов хлорит-анкерит-серицитовой фации весьма схожи по химическому составу с апатит-карбонатными рудами Селигдара (см. табл. 3). Однако карбонатитом признается «эндогенная пемсилкатная порода магматического характера, сложенная преимущественно карбонатными минералами...» [18], «...входящая в состав сложных интрузивных комплексов вместе с ультраосновными, ультраосновными — щелочными породами со специфичными признаками: ...набором аксессуарных минералов (цирохлор, гатчеттолит, дизаналит, редкоземельные карбонаты)... обогащением породообразующих минералов редкими землями, наличием зон экзоконтакта обогащенных... монтичеллитом, мелилитом, фенитизацией вмещающих пород» [8]. Отсутствие на Селигдаре явных признаков магматического образования его карбонатного субстрата и всех указанных характеристик, а также низкое содержание в апатит-карбонатных рудах Sr, Ba, Mn отвергают карбонатитообразование (по классической схеме) при возникновении месторождения. Ф. Л. Смирнов [22 и др.] доказывает палингенную природу фосфатно-карбонатного субстрата руд, предполагая их связь не с ультраосновными — щелочными породами, а с гранитоидами, и предлагает гипотезу мантийно-коровых карбонатитов. Однако в результате анализа состава карбонатитов различных регионов мира сделан вывод [21] о мантийном источнике протокарбонатитового вещества при незначительной роли

коровых карбонатов. Палингенез, видимо, имел место при преобразовании некоторых тел архейских кальцифиров, мраморов и т. п., учитываемая многообразие структурных форм их прояв-

ления (в том числе и дискордантных). Но образование таким путем фосфатоносных карбонатитов и Селигдарского месторождения маловероятно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Плошко В. В. и др. Апатитовые проявления Северного Кавказа.— М.: Наука, 1976.
2. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов.— Л.: Наука, 1978.
3. Богомолов М. А. Температурные условия образования селигдарских апатитов.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 5.
4. Боярко Г. Ю., Белоусов В. М. Особенности палеотектоники Селигдарского месторождения апатита.— Геол. и геофиз., 1982, № 1.
5. Василенко В. Б., Кузнецова Л. Г. и др. Апатитовые породы Селигдара.— Новосибирск: Наука, 1982.
6. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Минералого-петрохимические основы генетической гипотезы Селигдарского месторождения апатита.— В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983.
7. Гришкян Р. И. Структура и систематика раннепротерозойских разломов Центрального Алдана.— В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977.
8. Геологический словарь. Т. 1.— М.: Недра, 1978.
9. Герасимов Е. К., Гладков Н. А. и др. Перспективы расширения рудной базы Селигдарского апатитового месторождения.— Геол. и геофиз., 1979, № 11.
10. Дзевановский Ю. К. Нижнеархейские магматические и ультраметаморфогенные породы.— В кн.: Геология СССР. Т. 42. М.: Недра, 1972.
11. Егин В. И., Кичигин Л. Н., Крук Н. И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975.
12. Журавель Р. Ф., Гаврилов В. В. и др. К проблеме апатитоносности Сибири и Дальнего Востока.— Тр. СНИИГГиМС, 1974, вып. 197.
13. Кушнарев И. П., Черкасов А. Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения.— В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1979.
14. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
15. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия.— Л.: Наука, 1973.
16. Нечаева И. А. Признаки ударного метаморфизма на Селигдарском месторождении апатита.— ДАН СССР, 1979, т. 247, № 2.
17. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири.— М.: Наука, 1966.
18. Петрографический словарь.— М.: Недра, 1981.
19. Реутов Л. М. Докембрий Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1981.
20. Самойлов В. С. Карбонатиты (фашии и условия образования).— М.: Наука, 1977.
21. Самойлов В. С., Плюснин Г. С. Об источнике вещества редкоземельных карбонатитов.— Геохимия, 1982, № 9.
22. Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири.— М.: Наука, 1980.
23. Файзуллин Р. М., Брысаев С. Г. и др. Апатитоносные формации зоны БАМ и сопредельных районов.— Тр. ВСЕГЕИ, 1980, т. 307.
24. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
25. Эгин А. Р., Смирнов Ф. Л. и др. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита.— В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.21

Б. И. Васильев, Ю. Б. Евланов, В. П. Симащенко

К ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ МАГЕЛЛАНОВЫХ
ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

Приводятся новые данные о геологическом строении отдельных подводных возвышенностей Магеллановых гор, полученные при драгировании с борта НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1983 г. Установлено преимущественное развитие вулканических пород

В 1983 г. в северо-западной части Тихого океана производились экспедиционные исследования на НИС «Академик Александр Несмеянов», восточнее Марианского желоба, в полосе, приближенной к международному геотраверзу, ограниченному по широте $15^{\circ}39' - 17^{\circ}06'$ с. ш. Ранее здесь были пробурены скважины НИС «Гломар Челленджер».

Драгирование коренных пород выполнялось на южных и юго-западных отрогах подводного хребта Магеллановы горы на шести станциях в интервалах глубин от 1400 до 4800 м (рис. 1). Установлено, что подводные морфоструктуры сложены вулканогенными породами основного состава и слабоуплотненными осадочными от-

основного состава, принадлежащих к щелочно-базальтовой серии океанических островов и поднятий типа Хесса, Шатского, Маркус-Неккер. Вулканические процессы оказали существенное влияние на синхронное осадконакопление.

ложениями; на поверхности выположенных участков склонов обнаружены железомарганцевые конкреции.

Вулканические породы представлены базальтами, агломератовыми лавами, автобрекчиями и туфами основного состава. Пределы распространения обломков коренных вулканических пород 4300—1450 м.

Большинство обломков базальтов имеют размеры от 2 до 10 см в поперечнике и покрыты тонкими (1—2 мм) железомарганцевыми корками. Обнаружены плотные массивные породы и пористые базальты с размером пор от 0,1 до 5 мм. Это оливин-плаггиоклазовые породы с гнабиновой, гналопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы. В небольшом количестве присутствуют оливин-пироксен-плаггиоклазовые и пироксен-плаггиоклазовые базальты с интересеральной (участками толеитовой) структурой основной массы. Относительно редки гналобазальты.

Оливин-плаггиоклазовые базальты различаются количественными соотношениями вкрапленников плаггиоклаза (10—40%), оливина (2—5%) и вулканического стекла (20—70%). Плаггиоклаз (андезин-лабрадор) образует идиоморфные таблитчатые и лейстовидные кристаллы размером 0,05—0,2, иногда до 1,5 мм. Некоторые зерна плаггиоклаза имеют ясно выраженное зональное строение. В ядрах зерен может быть заключено вулканическое стекло (обр. Н-1/16). Оливин образует характерные кристаллы ромбовидных очертаний размером 0,1—0,2, иногда до 1,5 мм. Присутствует он как во вкрапленниках, так и в основной массе. В большинстве случаев оливин нацело замещен вторичными минералами: гидроокислами железа, чешуйчатыми отчетливо плеохроирующими кло-

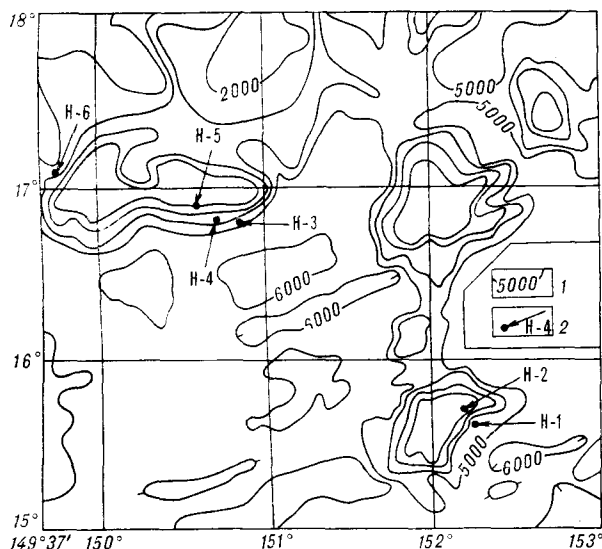


Рис. 1. Расположение станций драгирования в районе Магеллановых гор.

1 — изобаты в метрах; 2 — станция драгирования и ее номер.

Окисел, элемент	H-1	H-1/2	H-1/2 ^a	H-1/4	H-1/5	H-1/7	H-1/7 ^a	H-1/8	H-1/8 ^a	H-1/9	H-1/10
SiO ₂	48,24	48,55	46,66	48,32	48,35	49,27	43,90	49,95	49,16	46,79	44,63
TiO ₂	3,00	2,44	2,21	2,08	2,43	2,34	2,10	2,45	2,36	2,04	3,55
Al ₂ O ₃	17,28	15,60	13,73	15,94	16,80	16,04	14,30	15,69	15,28	16,41	16,46
Fe ₂ O ₃	9,56	5,17	1,12	9,88	7,05	3,75	6,78	3,19	3,88	10,41	3,07
FeO	2,35	4,98	8,06	0,42	2,83	5,96	4,16	5,93	5,17	2,43	6,09
MnO	0,17	0,10	0,41	0,07	0,10	0,11	0,32	0,08	0,08	0,08	0,24
MgO	1,11	6,67	7,78	3,40	4,55	4,75	7,74	5,63	5,90	3,73	6,36
CaO	5,61	6,49	4,31	3,32	6,00	6,83	3,63	7,35	5,93	5,66	4,28
Na ₂ O	3,48	3,32	2,79	3,18	3,49	3,49	2,73	3,31	2,84	2,80	2,94
K ₂ O	2,86	1,78	1,75	1,96	2,06	2,00	1,90	1,89	1,81	1,43	2,03
P ₂ O ₅	1,30	0,69	0,62	0,84	0,88	0,99	0,58	0,75	0,65	0,63	0,94
H ₂ O ⁻	0,90	0,97	3,65	2,57	1,07	1,39	3,90	0,49	2,36	3,02	1,97
H ₂ O ⁺	3,60	3,21	7,04	7,73	4,61	3,63	8,02	3,70	4,81	4,76	7,34
Σ	99,46	99,87	99,83	99,71	100,22	100,55	100,19	100,41	100,23	100,21	100,00
Ni	80	95	130	65	105	100	150	130	100	135	75
Co	32	25	36	18	28	40	79	32	23	35	42
Cr	63	250	190	125	270	300	210	330	240	400	300
V	122	148	80	48	140	100	78	138	87	66	115
Cu	83	55	62	51	60	66	81	50	43	83	41
Pb	45	13	8	9	9	33	25	15	18	17	8
Zn	75	70	48	40	80	65	50	91	50	17	91
Sn	4	3	3	2	2	3	3	3	3	48	3
Mo	4	2,3	1,3	1,0	2	2,7	3	3	2,4	1	2,4
B	63	24	33	50	32	27	30	21	21	62	47

Примечание. Образцы H-1/2^a, H-1/7^a, H-1/8^a, 1-H/21^a — основная масса агломератовых туфов базальтов; H-2 — оливин-пироксеновый базальт; H-2/1 — пироксен-плаггиоклазовый базальт, остальные — оливин-плаггиоклазовые базальты. Химические анализы выполнены в лаборатории региональной

геологии ДВГИ ДВНЦ АН СССР силикатным методом, аналитик Т. Г. Ватутина, спектральные количественные анализы — в лаборатории спектроскопических методов исследования ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитик Т. В. Сверкунова.

рит-гидрослюдистыми минералами, боулинги-том. В других образцах наряду с оливином присутствуют мелкие единичные зерна титанавгита, различимые по характерной структуре песочных часов.

Основная масса оливин-плаггиоклазовых базальтов состоит из бурого и темного непросвечивающего стекла, по которому широко развиты вторичные минералы. В отдельных случаях процессы вторичного изменения стекла заключаются лишь в интенсивном развитии паллагонита (обр. H-1/8). Чаще стекло замещено гидроокислами железа, высокомагнезиальным смектитом и минералами хлорит-гидрослюдистого состава. В стекле наблюдаются многочисленные пустоты размером 0,2—0,5 мм, выполненные радиально-лучистыми и фестончатыми хлорит-гидрослюдистыми минералами, реже глауконитом (?) и кальцитом. По трещинам иногда развиты цеолиты.

Среди базальтов со ст. H-2 встречаются, по-видимому, гавайиты порфировой структуры, содержащие вкрапленники оливина и моноклинного пироксена. Пироксен (титан-авгит) образует идиоморфные кристаллы размером 0,5—1 мм и практически не подвержен вторич-

ным изменениям. Основная масса состоит из микролитов плаггиоклаза, рудной (магнетитовой) пыли, некоторое количество которой заключено в кристаллах пироксена и плаггиоклаза, и небольшого (не более 30%) количества вулканического стекла. Структура основной массы интерсерральная.

Пироксен-плаггиоклазовые базальты (обр. H-2/1) состоят из лейстовидных кристаллов плаггиоклаза (60—65%), таблитчатых кристаллов моноклинного пироксена (до 2%), рудной пыли (магнетита), небольшого (до 30%) количества вулканического стекла. Стекловатый базис и заключенные в нем минералы пронизаны игольчатыми скелетными кристаллами титаномагнетита.

Агломератовые лавы и туфы базальтов слагают нижние части разреза центральных и южных отрогов Магеллановых гор (глубины 4200—4000, 3160 м). В драге со ст. H-1 преобладают глыбы (размеры от 10—15 до 30—45 см) и щебень агломератовых лав и лавобрекчий основного состава темно-серого, зеленовато-серого и красновато-серого при выветривании цвета, плотные. Обломки пород с поверхности покрыты тонкой железомарганцевой коркой. Об-

Базальтоидов Магеллановых гор

Н-1/12	Н-1/14	Н-1/20	Н-1/21	Н-1/21 ^a	Н-1 ^b	Н-2	Н-2/1	Н-2/2	Н-4	Н-4/1	Н-4/2	Н-4/7
46,80	47,64	48,88	48,54	46,19	48,09	45,37	49,49	44,61	48,00	47,23	47,53	42,63
2,60	2,75	1,70	1,90	1,64	2,76	2,24	2,69	2,43	2,30	2,75	2,24	2,09
17,80	15,16	14,03	14,89	12,74	14,68	16,05	16,73	19,08	15,81	16,49	15,06	11,73
7,84	2,86	0,48	1,82	2,06	1,94	9,27	3,41	9,28	5,30	7,30	5,89	5,59
2,38	7,13	8,47	7,37	6,81	8,44	2,05	4,87	1,26	1,98	0,86	5,19	3,92
0,53	0,25	0,15	0,14	0,10	0,13	0,09	0,04	0,24	0,18	0,50	0,58	0,13
3,13	5,50	8,99	6,89	8,88	5,49	2,68	2,82	2,85	6,49	5,13	5,85	5,30
5,75	8,26	7,21	9,27	6,49	6,63	8,89	8,08	5,53	6,59	5,73	9,27	9,50
3,25	3,21	2,49	2,62	2,67	3,02	3,86	3,13	3,05	3,82	3,95	2,65	2,38
1,95	2,21	1,35	1,21	1,57	2,20	2,32	2,17	2,01	1,31	1,64	0,95	1,57
0,94	0,74	0,42	0,43	0,42	1,07	1,94	1,77	1,31	0,09	0,00	0,68	0,44
1,90	0,79	0,75	1,00	2,89	0,99	1,12	1,44	1,95	1,86	2,39	1,36	3,78
5,00	3,99	4,24	3,56	7,56	4,01	3,56	2,76	5,97	6,48	5,60	3,05	6,59
99,87	100,49	99,61	99,59	100,02	99,45	99,44	99,39	99,57	99,94	99,57	100,30	99,73
140	140	250	280	150	140	130	83	130	80	150	130	45
138	50	38	45	36	28	15	18	60	30	91	79	16
300	300	450	530	270	160	350	210	400	350	450	150	63
178	155	178	220	83	126	200	150	150	160	140	138	69
89	78	50	83	47	66	94	67	57	130	130	100	30
37	23	8	250	25	20	19	22	48	12	40	43	3
80	74	85	100	40	210	91	76	83	110	186	79	24
3	3	3	4	3	4	4	3	3	3	3	3	2
9	4	2,5	2,5	1	9	2,5	3	6	1,6	6	6	0,8
83	40	25	63	25	83	100	76	240	24	71	52	35

ломочная часть агломератов состоит из оплавленных или остроугольных кусков базальтоидов, достигающих 5—15 см в поперечнике.

При визуальном просмотре поднятых при драгировании вулканических пород основного состава устанавливается, что многочисленные обломки собственно базальтов образовались за счет дезинтеграции агломератовых лав и лавобрекчий при подводном выветривании. Агломераты состоят на 40—50% из обломков базальтов размером от 1—2 до 15 см в поперечнике и зеленовато-серой связующей массы. Обломки базальтов имеют округлую, полууголоватую, изометричную форму. По составу и структуре они полностью отвечают вышеописанным оливинпироксеновым базальтам. Цемент агломератов состоит из мелких (от 0,1—2 до 5 мм) обломков базальтов, вулканического стекла, кристаллов плагиоклаза, оливина, единичных зерен кварца (?) и, вероятно, пепловых частиц. Стекловатая составляющая цемента полностью замещена хлорит-гидрослюдистым агрегатом, а пепловый материал — карбонатными минералами. На воздухе связующая масса агломератов быстро разрушается.

Среди брекчиевидных базальтоидов, по-видимому, можно выделить *автобрекчии* (ст. Н-1), обломочная часть которых состоит из базальтов, близких по составу к связующей массе. Та-

кие породы возникают в результате раздробления застывшей части лавового потока и последующей цементации той же лавой образовавшихся обломков.

Туфы преимущественно основного (реже андезитового) состава обнаружены в единичных обломках. Они представлены или псаммитовыми литокристаллокластическими (станции Н-1, Н-2), или алевропелитовыми (ст. Н-2) разновидностями. На ст. Н-5 обнаружены туфы с признаками слабой фосфатизации.

Содержание главных петрогенных компонентов в вулканических породах Магеллановых гор охарактеризовано полными химическими анализами, а микроэлементов — количественным спектральным. Результаты анализов приведены в таблице.

Среднее содержание кремнекислоты в породах колеблется от 43 до 50%, а суммы щелочей при повышенной роли калия — от 3,6 до 6,3%, что характерно для полевошпатовых базальтоидов повышенной щелочности (трахибазальтов, гавайитов, тефритов, муджиеритов) океанических островов. Кроме того, породы содержат повышение концентрации окиси титана (от 1,7 до 3%) и пятиокси фосфора (0,4—1,3%). По величине отношения Na_2O/K_2O (от 1,2 до 2,8) все они относятся к калинатровой серии, а по величине коэффициента глиноземистости ($Al' =$

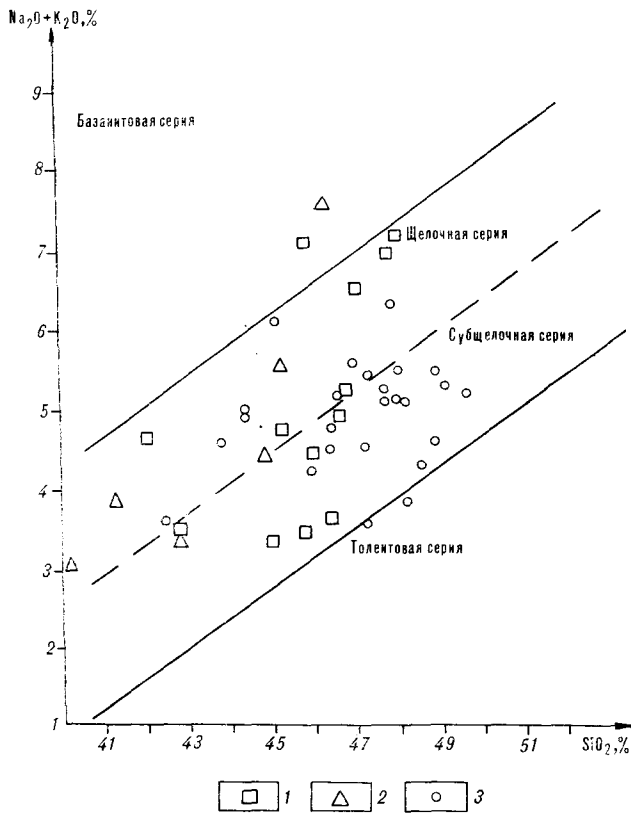


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для вулканических пород Магеллановых гор.

1 — субщелочные базальты поднятий Шатского и Хесса [4]; 2 — щелочные базальты поднятий Маркус-Неккер [3]; 3 — базальты Магеллановых гор.

$= \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$), которая прямо коррелируется с лейкократовостью пород, подразделяются на два ряда: умеренно-глиноземистые ($\text{Al}' = 0,79 - 1,00$) и высокоглиноземистые ($\text{Al}' > 1$), появление которых связано с увеличением количества и основности плагиоклаза.

Высокая щелочность пород наглядно иллюстрируется диаграммой $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 2). Подавляющее большинство базальтов Магеллановых гор на диаграмме располагается в полях субщелочной и щелочной серий, и только некоторые из них (образцы Н-1/21 — ксенолит базальта из агломератовых туфов и Н-4/2) располагаются в граничной области субщелочной и толетовой серий.

На диаграмме $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ (рис. 3) часть анализов располагается в поле щелочных серий вблизи средних составов гавайитов и мужжнеритов. Другая часть базальтов по содержанию фосфора близка среднему типу щелочных базальтов Гавайев, но отличается пониженным содержанием титана и располагается между полями щелочных и толетовых базальтов. Следует отметить, что значительная измененность большинства образцов вторичными процессами, высокое содержание в них H_2O не влияют на

первичную обогащенность пород фосфором. Например, в образцах Н-4 и Н-4/1 (см. таблицу) при содержании H_2O 7—8% отмечаются минимальные содержания P_2O_5 . Обогащение базальтов Магеллановых гор фосфором сопровождается увеличением концентрации в них калия.

Данные по распределению микроэлементов в породах показывают, что по содержанию элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) они занимают промежуточное положение между средними типами толетов и щелочных оливиновых базальтов океанических островов, приведенных в работе Б. Г. Лутца [2]. Для них характерны

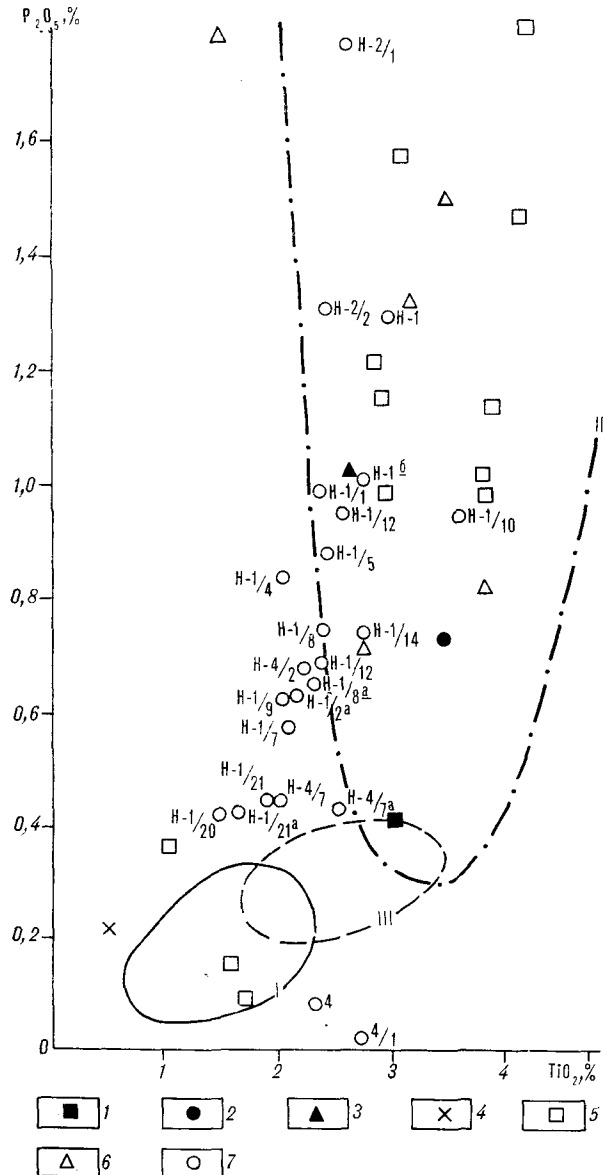


Рис. 3. Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ для вулканических пород Магеллановых гор.

Линиями ограничены поля составов базальтов: I — толетовых, II — щелочных, III — промежуточного типа. 1—4 — средние составы базальтов гавайской щелочной серии: 1 — щелочные базальты, 2 — гавайиты, 3 — мужжнериты, 4 — трахиты [5]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

близкое щелочным оливиновым базальтам содержание кобальта, повышенные содержания никеля и хрома и пониженное — ванадия. Базальты характеризуются высокими концентрациями халькофильных элементов. В некоторых образцах (ст. Н-1) спектральным количественным анализом обнаружены высокие содержания серебра (от 0,1 до 2,2 г/т), что во много раз выше, чем в среднем типе базальта (0,1 г/т), по А. П. Виноградову [1]. Концентрации бора в изученных базальтах составляют в среднем 55 г/т (от 21 до 240 г/т), что в десятки раз выше кларка для основных пород. Высокие концентрации бора и халькофильных элементов, присутствие в составе магматических пород Магеллановых гор большого объема эксплозивных фаций, широкое развитие вторичных минералов группы хлорита и цеолитов свидетельствуют о высокой насыщенности исходных магм летучими компонентами.

Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют о принадлежности магматических пород Магеллановых гор щелочно-базальтовой серии океанических островов. Они сопоставимы с щелочно-базальтовыми сериями Гавайских островов, по данным Г. Макдональда и Т. Катсура [5], а также поднятий Хесса, Шатского и Маркус-Неккер, по Г. Б. Руднику с соавторами [3, 4]. Принадлежность пород к щелочно-базальтовой серии подтверждается распределением в них элементов группы железа. Высокие содержания бора и халькофильных элементов в базальтах свидетельствуют об обогащении магмы летучими компонентами, что отличает их от щелочных базальтоидов Гавайского типа.

Наряду с вулканогенными породами на всех станциях драгирования подводных возвышенностей Магеллановых гор подняты вулканогенно-осадочные и осадочные породы, представленные туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками (станции Н-1, Н-4), алевропелитами и пелитами (станции Н-1, Н-2, Н-3, Н-6).

Туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники обнаружены в единичных обломках. Это мелко- и среднезернистые слабоуплотненные породы, состоящие из изометричных зерен ожелезненного вулканического стекла основного состава, реже — округлых зерен и обломков кристаллов плагиоклазов, а также рудного минерала и кремнистой породы.

Слабоуплотненные пелиты и алевропелиты в большом количестве в виде плиток подняты на ст. Н-3. На станциях Н-3 и Н-6 в пелитах Г. В. Поповой обнаружено присутствие фосфатов.

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) подняты с подводных склонов возвышенностей Магеллановых гор на станциях Н-2, Н-3, Н-5 и Н-6. Они, по-видимому, распространены на выположенных участках совместно с четвертичными илами в интервалах глубин от 1400 до 4300 м. Количество ЖМК в драгах варьирует от первых десятков экземпляров (станции Н-2, Н-3) до 3—5 кг на драгу (станции Н-5, Н-6). Причем на станциях Н-5 и Н-6 обломков других пород не обнаружено.

Конкреции имеют шарообразную или слегка уплощенную форму, преобладающий размер от 3 до 5—6 см в поперечнике. Поверхность ЖМК гладкая или колломорфного строения. В ядрах конкреционных образований содержатся неокатанные обломки (от 1—2 до 3 см) различных пород: микропористых базальтов, лавобрекчий со стекловатой основной массой, туфов со следами фосфатизации (ст. Н-5) и розовато-серых фосфатизированных пелитоморфных пород (ст. Н-6).

Неокатанные обломки пород в ядрах ЖМК свидетельствуют о наличии коренных источников сноса вблизи участков образования конкреций. Такая информация позволяет с определенной степенью достоверности судить о составе дочетвертичных образований на этих участках морского дна.

Вышеизложенные результаты морской экспедиции в общем согласуются с данным, полученным ранее отечественными и зарубежными исследователями по геологическому строению и вулканизму северо-западной части Тихого океана. Подтверждается генетическое родство вулканогенных образований Магеллановых гор с крупными поднятиями той же зоны, где формировались серии субщелочного и щелочного типов. Петрографические и петрохимические характеристики базальтоидов свидетельствуют о подводном (и частично островном) вулканизме на сравнительно небольших глубинах, проявившемся предположительно в неогене в районе Магеллановых гор. Вулканические процессы оказали существенное влияние на процесс синхронного осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Краткий справочник по геохимии.* — М.: Наука, 1977.
2. *Луц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
3. *Рудник Г. Б., Матвеевков В. В.* Особенности химизма и этапы развития пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан). — Океанология, 1978, вып. 3.
4. *Рудник Г. Б., Мелантолина Е. Н. и др.* Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Платского и Хесса (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11.
5. *Macdonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaii lavas. — J. Petrol., 1964, v. 5, N 1.

Р. Г. Кулинич, А. И. Обжиров

О СТРУКТУРЕ И СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ШЕЛЬФА СУНДА И КОТЛОВИНЫ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Приведены новые данные о структуре зоны сочленения шельфа Сунда с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря. Периферийный вал, обрамляющий шельфовые структуры с востока, является тектоно-магматическим швом, разделяющим относительно стабильную плиту Сунда и область активных дислокаций, сформировавших котловину Южно-Китайского моря. В зоне шва наблюдается современная вулканическая

деятельность, выявлены аномалии водорода, Метана и углекислого газа. Эти факторы позволяют делать вывод о современной активности Периферийного шва в связи с продолжающейся геологической эволюцией котловины Южно-Китайского моря. Предполагается, что указанная структура является фрагментом трансрегионального линеймента меридионального направления.

В 1981—1983 гг. Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР выполнял геолого-геофизические и гидрогеохимические работы в Южно-Китайском море. Район основных исследований располагался в юго-западной части этого бассейна, в зоне сочленения шельфа Сунда с глубоководной котловиной. На указанной площади были выполнены гравиметрические, магнитометрические работы, НСП, эхолотный промер, отбор проб донных осадков. С помощью гидрогеохимического опробования производилось определение содержания газов в осадках и водной толще. Работы носили полигонный характер.

Помимо этого в указанный период теми же геофизическими методами был отработан региональный профиль через всю акваторию Южно-Китайского моря (рис. 1). Профиль пересекает основные морфоструктуры этого бассейна и дает возможность оценить общую геологическую позицию района полигонных исследований. Положение профиля выбиралось с учетом имеющихся зарубежных геофизических данных [6, 8, 10] так, чтобы использовать их при интерпретации авторских наблюдений.

В основе модели земной коры региона (рис. 2) лежит интерпретация гравитационных аномалий [5]. Сейсмическая информация, попавшая в зону профиля, ограничивается данными восьми радиобуйковых станций, три из которых содержат сведения о поверхности М [10]. Эти данные использованы при построении глубинных плотностных границ. Верхняя часть разреза — осадочный слой — построена в основном по данным НСП. Исключение составляют участок профиля, примыкающий к Филиппинской котловине, и центральная часть котловины Южно-Китайского моря. На шельфе Сунда использована карта изопакит осадочного слоя [2].

Все крупные геоморфоструктуры, пересекаемые профилем, обладают четкими индивидуальными характеристиками глубинного строения.

Общей особенностью рассматриваемого района является отсутствие структур с нормальной континентальной корой. Это проявляется как в мощности коры, так и в соотношении «гранитного» и «базальтового» слоев.

Глубоководная котловина Южно-Китайского моря характеризуется океаническим типом коры, однако на разных участках ее строение неоднородно. Прежде всего наблюдается структурная асимметрия, которая распространяется практически на все слои коры. Так, с северо-востока на юго-запад увеличивается глубина морского дна, сокращается мощность осадочных отложений, испытывает интенсивный подъем кровля третьего слоя и поверхности М.

Причины указанной асимметрии, по всей вероятности, различны. Неравномерное распределение осадков на дне котловины создает неоди-

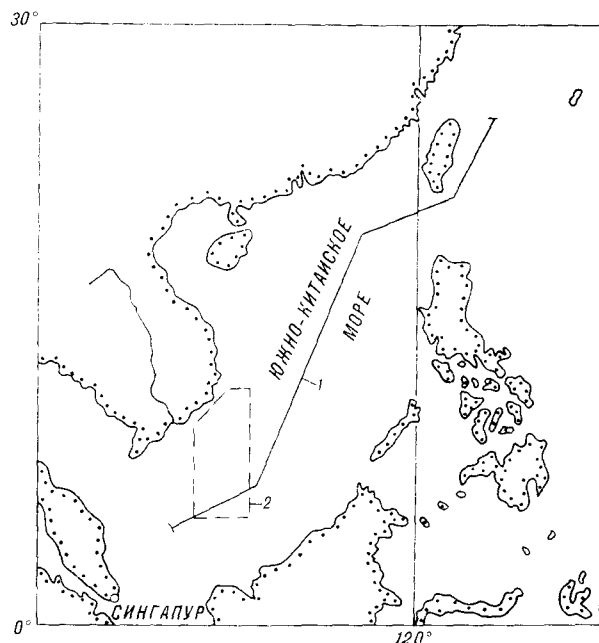


Рис. 1. Обзорная схема района исследований.
1 — региональный профиль (см. рис. 2); 2 — район площадных исследований (см. рис. 3).

наковую нагрузку на разных ее участках и приводит в действие механизм изостатической компенсации. Кроме того, асимметрию могли вызвать и активные тектономагматические процессы, локализовавшиеся в юго-западной оконечности котловины на позднейшем этапе ее эволюции, вплоть до настоящего времени (см. ниже). С этими процессами хотя бы частично можно связать локальный подъем третьего слоя на стыке котловины с подводной возвышенностью Наньша. Свидетельством в пользу такого предположения является некоторая неравновесность различных частей котловины. Об этом свидетельствуют аномалии в свободном воздухе и расчеты давления, выполненные для различных точек профиля. Аномалии в свободном воздухе невелики на северо-востоке котловины, где мощность осадков максимальна, что является фактором изостатической уравновешенности участка. В направлении на юго-запад уровень аномалий повышается, и в зоне сочленения котловины с подводной возвышенностью Наньша они достигают нескольких десятков миллигал. В соответствии с этим указанная зона характеризуется и некоторой перегрузкой масс, еще не скомпенсированных изостатическим выравниванием.

Разная мощность осадков в котловине может быть обусловлена не только различием тектонической активности ее отдельных участков, но и разными условиями их выноса и транспортировки с окружающей суши. На северо-востоке, в силу отсутствия крупных структурных барьеров, осадки, выносимые с территории континентального Китая, сформировав шельф и склон, транзитом выносятся в глубоководную часть моря, заполняя ее и образуя достаточно мощный осадочный чехол, который виден на разрезе. На юго-западе, где основным источником осадочных отложений является р. Меконг, между котловиной и устьем этой реки располагаются обширный шельф Сунда и область подводных возвышенностей Наньша («промежуточный» шельф, по [9]), в пределах которых длительное время существовали крупные структурные барьеры, стоящие на пути транспортировки осадков. К ним относятся так называемые валы Кон-Сон, Периферийный и Бунгуран (Натуна), сформировавшиеся, видимо, в мезозое и превратившиеся в погребенные структуры лишь в плиоцене [3]. Эти поднятия обособили такие крупные осадочные бассейны, как Саравак и Меконг, мощность отложений в которых составляет соответственно 8 и 6 км. Та часть континентальных выносов, которая преодолела шельф Сунда, оседала в локальных впадинах области Наньша, в результате чего незначительная часть терригенного материала достигала абиссального района моря. Эта область и сейчас выполняет аналогичную роль.

Глубинное строение области подводных возвышенностей Наньша обладает интересными особенностями. Занимая достаточно низкое гипсометрическое положение (в районе профиля в среднем около — 1500 м), эта область имеет субконтинентальное строение. Мощность коры здесь составляет в среднем 15 км. В основании выделяется достаточно мощный (до 7 км) «гранитный» слой с расчетной плотностью 2,75 г/см³. Мощность «базальтового» слоя не превышает 5 км. Полученные данные хорошо согласуются с представлением о том, что фундамент данной области состоит из фрагментарных остатков континентальной коры [9]. С этой позиции область Наньша рассматривается как раздробленная и опущенная окраина шельфа Сунда.

В верхней части коры указанной области развит вулканический комплекс. Наиболее активная вулканическая деятельность была приурочена к зоне сочленения с глубоководной котловиной, что является еще одним свидетельством разрывного, активного характера стыка этих структур и контрастности их тектонического режима. В группе вулканов рассматриваемого района обнаружена постройка с расчетной плотностью 2,45 г/см³, что дает основание предполагать кислый состав слагающих ее масс.

Строение земной коры шельфа Сунда приближается к континентальному, уступая последнему как по мощности (22—25 км), так и по соотношению «гранитного» и «базальтового» слоев. Первый из них имеет явно редуцированный характер, обладая мощностью не более 5—7 км. Известно, что стратиграфический диапазон складчато-метаморфического фундамента этой области простирается от докембрия до мела включительно [3]. При такой длительной истории развития указанное состояние коры может быть обусловлено только процессом деструкции, о чем свидетельствуют и некоторые другие факторы [9]. При дальнейшем развитии этого процесса плита Сунда может перейти в состояние нынешней подводной возвышенности Наньша.

Кровля фундамента шельфа Сунда весьма активна и образует систему складчато-блоковых поднятий и впадин. На разрезе нашли отражение известные структуры: в центре шельфа — вал Бунгуран (Натуна), в пределах его восточной окраины — вал Периферийный. Эти поднятия разделяют впадины: на западе — Таиландского залива, на востоке — Саравак.

Площадные, геофизические и гидрогеохимические работы, выполненные в зоне сочленения шельфа с глубоководной частью моря, позволили уточнить строение этой площади и, в частности, получить новые данные о структуре и природе Периферийного вала (рис. 3).

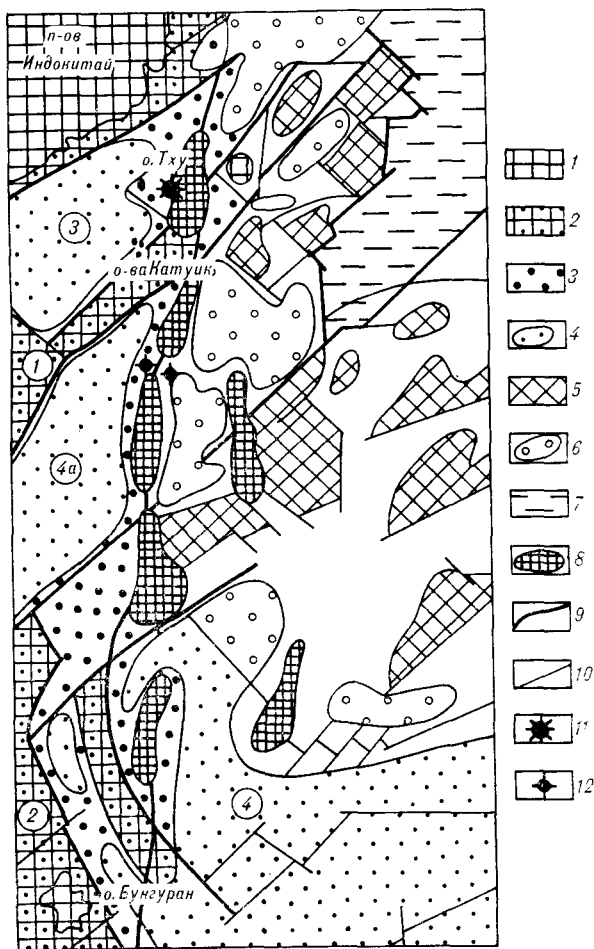


Рис. 3. Структурная схема зоны сочленения шельфа Сунда с котловиной Южно-Китайского моря.

1 — складчато-метаморфический комплекс континентального и островного обрамления; 2—4 — шельфовые структуры: 2 — выступы складчатого фундамента, 3 — осалочные бассейны, 4 — наиболее крупные впадины внутри бассейнов; 5—6 — структуры материкового подножия и «промежуточного шельфа»: 5 — выступы консолидированного основания (акустического фундамента), 6 — впадины; 7 — глубоководная котловина; 8 — массивы базитового состава в зоне Периферийного вала (шва), предполагаемые по гравитационным аномалиям; 9 — крупные разломы; 10 — прочие разломы; 11 — участки современной ареальной вулканической деятельности; 12 — местоположение газовых аномалий. Цифровые обозначения: 1 — вал Кон-Сон, 2 — вал Бунгуран, 3 — впадина Мейонг, 4 — впадина Саравак, 4а — впадина (рифт) Западная Натуна.

В соответствии с полученными данными рассматриваемая зона отличается значительной сложностью. На всей площади преобладает мозаика блоковых структур разных размеров и строения, в образовании которых решающую роль сыграли тектонические дислокации северо-восточного и северо-западного направлений. При этом общий структурный план рассматриваемой площади определяется разломами северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них объединяются в зону, связывающую воедино трогообразный клин юго-западной оконечности глубоководной котловины с так называемым рифтом Западная Натуна [9], который хотя и рассматривается как часть более обшир-

ной впадины Саравак, но имеет весьма индивидуальную структурные черты, подчиненные указанной тектонической зоне. Из приведенных данных логично предположение о том, что рифтогенез, обусловивший формирование котловины Южно-Китайского моря, в определенной степени распространился на плиту Сунда, не получив здесь, однако, существенного развития. Препятствием этому, по всей вероятности, послужил Периферийный вал, секущий все структуры рассматриваемого района в меридиональном направлении. По имеющимся представлениям [3, 11], последний является горст-антиклинальным сооружением, сложенным вулканами нижнего палеогена и мела, закончившим свое активное развитие в конце неогена.

Результаты исследований авторов позволяют по-новому рассмотреть вклад рассматриваемой структуры в развитие района. В гравитационном поле Периферийный вал образует линейную зону максимумов меридионального простирания, которая прослежена от юго-восточных берегов п-ова Индокитай до о. Бунгуран. Далее работы не проводились. На значительном протяжении ось аномальной зоны в общем совпадает с изобатой 200 м, что соответствует краю шельфа и переходу его в континентальный склон. По сейсмическим данным, вал представляет собой узкую зону подъема акустического фундамента, выходящего на отдельных участках на поверхность дна.

Имеются сведения, которые уточняют природу и генезис рассматриваемой структуры. В одной из экспедиций Института вулканологии ДВНЦ АН СССР [4] в пределах данной структуры были обнаружены проявления четвертичного и современного ареального вулканизма и подняты ультраосновные породы, видимо отторгнутые и вынесенные на поверхность во время извержения вулкана. Место отбора пород располагается в краевой части одного из гравитационных максимумов вала, восточнее о. Тху. Это позволяет связывать природу максимума с массивом базитовых магматитов, скрытых под осадочными отложениями. Возможно, и остальные идентичные аномалии Периферийного вала имеют аналогичное происхождение. В таком случае структура является магматогенной зоной глубинного заложения. Выше отмечалась существенная роль Периферийного вала в процессе переноса и аккумуляции терригенных осадков на шельфе и в глубоководной части моря. Этим не ограничивается его структурное значение. Как видно из рис. 2 и 3, Периферийный вал на всех уровнях коры является структурой пограничной. По разные от него стороны существенно меняются следующие геологические характеристики: глубинное строение коры, общий структурно-тектонический режим, морфометрия морского дна.

Приведенные данные позволяют характеризовать Периферийный вал как внешнее проявление глубинной тектономагматической структуры, выполняющей роль пограничного шва. С этой позиции его правильнее называть Периферийным швом.

Наличие в рассматриваемой зоне молодого и современного вулканизма свидетельствует о продолжающихся до сих пор глубинных процессах, связанных, видимо, с непрекратившейся эволюцией котловины Южно-Китайского моря.

Еще одним фактором, подтверждающим современную активность Периферийного шва, является обнаружение в результате работ авторов аномальных концентраций водорода, метана и углекислого газа, превышающих фоновые в 5—10 раз и приуроченных к осадкам и придонным горизонтам воды на одном из участков шва. Указанные аномалии были зафиксированы

в 1981 г. и подтверждены в 1983 г., что дает основание полагать, что на данном участке имеют место коровые эманации, мигрирующие к поверхности по системе разломов.

В заключение необходимо отметить, что Периферийный шов, по всей вероятности, является фрагментом протяженного трансструктурного линеамента субмеридионального простирания, который в различной геологической обстановке проявляется по-разному. В Южно-Китайском море помимо рассмотренной площади в его зоне располагаются о. Хайналь и п-ов Лэйчжоубаньдао, где имеет место современная сейсмическая активность. На юге линеament проходит по западной окраине о. Калимантан. Признаки его существования можно проследить далеко за пределами рассматриваемого региона [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Буш Г. А. Система трансконтинентальных линеamentов Евразии.— Геотектоника, 1983, № 3.
2. Величко М. Е. Дельтовые комплексы кайнозоя и особенности строения осадочной толщи Южно-Китайского моря.— Автореф. канд. дис.— М., 1980.
3. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
4. Горшков А. П. Исследование подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог».— Вулканология и сейсмология, 1981, № 6.
5. Кулинич Р. Г., Ваглин Б. П., Колпащикова Т. Н. Плотностная модель земной коры Южно-Китайского моря. Тез. докл. IV Всесоюзной конференции по проблеме «Мировой океан».— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
6. Ben-Avraham Z., of Sunda shelf.— v. 57.
7. Ben-Avraham Z. The evolution of marginal basins and adjacent shelves in east and southeast Asia.— Tectonophysics, 1978, v. 45.
8. Emery K. O., Ben-Avraham Z. Structure and stratigraphy of the China basin.— Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56.
9. Katili J. A. Geology of southeast Asia with particular reference to the south China sea.— Energy, 1981, v. 6, N 11.
10. Ludwig W. J., Kumar N., Houtz R. E. Profiler-sonobuoy measurements in the south China sea basin.— Geophysics, 1979, v. 84, N B7.
11. Parke M. L., Emery K. O. et al. Structural framework of continental margin in the south China sea.— Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1971, v. 55, N 5.

ГОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
27 февраля 1984 г.

УДК 551.248.2 : 551.4(—925.1)

Г. Ф. Уфимцев

ГЛАВНАЯ БАЗИСНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ВОСТОКА СССР

Главная базисная поверхность Востока СССР, построенная по тальвегам долин крупнейших рек, находится в сложных отношениях с глубинной структурой региона. Крупнейшая ее внутриконтинентальная аномалия отвечает области поднятия поверхности аномальной мантии. Положительные формы меньших раз-

меров отвечают участкам астенолитоподобных зон пород с дефицитом плотности в литосфере. Рельеф главной базисной поверхности обусловлен молодыми (верхнемезозойскими — кайнозойскими) тектоническими процессами.

Определение амплитуд неоген-четвертичных тектонических движений составляет традиционную задачу неотектонических исследований

в континентальных областях. Обычно допускается, что в рельефе изучаемой территории сохраняется доорогенная поверхность выравнива-

ния, по деформациям фрагментов которой и определяются амплитуды движений. Отсчет производится либо от современного уровня моря [11], либо от реконструированного положения его к началу неотектонического этапа [4, 7]. В обоих случаях, в какой бы терминологической системе ни излагались результаты, фактически речь идет о деформациях поверхностей выравнивания, поскольку не учитывается их исходное гипсометрическое положение.

Для выявления амплитуд неотектонических движений необходимо знание морфологии и гипсометрического положения доорогенного рельефа. Эта информация может быть получена различными путями, из которых геоморфологически более целесообразен анализ базисных поверхностей [10, 14, 17]. Правомерно предположить, что тальвеги долин стволых рек мало изменяют во времени гипсометрическое положение. Крупные реки способны быстро врезаться в условиях воздыманий и компенсировать осадками опускания земной поверхности. Если это допущение верно, то базисная поверхность, построенная по отметкам тальвегов крупных долин, дает информацию о возможном гипсометрическом положении доорогенного рельефа, а высоты остаточного рельефа (разницы между базисной и вершинной поверхностями [18]) позволяют судить об амплитудах вертикальных неотектонических движений.

Допущение об устойчивости во времени гипсометрических положений тальвегов долин крупных рек нуждается в проверке. Необходимо выяснить, в какой мере базисные поверхности дают информацию о прошлых состояниях рельефа и какие существуют парагенетические связи с молодыми тектоническими проявлениями. Такая оценка позволила бы осуществить определение амплитуд вертикальных неотектонических движений с более реалистических позиций. Она проведена автором путем построения карты главной базисной поверхности Востока СССР и сопоставления ее с геолого-геофизическими и геоморфологическими данными.

Схема главной базисной поверхности Востока СССР построена по высотным отметкам тальвегов долин рек, большинство которых показано на рисунке. На этом уровне наблюдений гипсометрическая гармония рельефа, выражающаяся в подобии базисной и вершинной поверхностей [20], проявляется в минимальной мере.

В структуре рельефа главной базисной поверхности основное значение имеют три компонента: плоские ступени, пологонаклонные поверхности и сводоподобные возвышенности (см. рисунок). Низкие плоские ступени располагаются в краевой части суши, на территории Западно-Сибирской равнины и в районе нижнего течения р. Лены. Высокие ступени свойственны Среднесибирскому плоскогорью и Колымскому нагорью. В южной части Сибирской платформы и в Верхнем Приамурье распространены пологонаклонные поверхности.

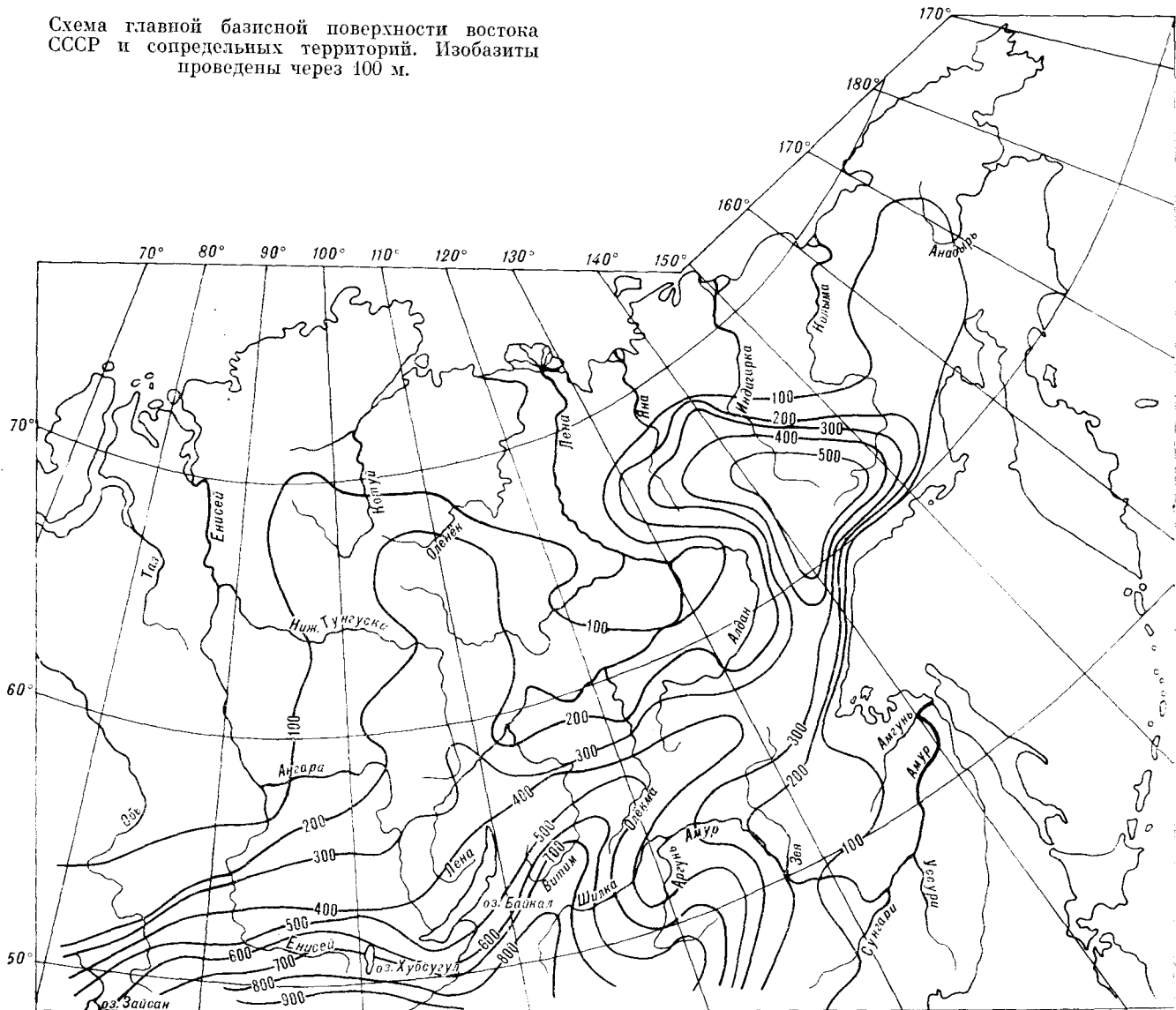
Горным областям Востока СССР свойственны увеличения высот главной базисной поверхности, образующие две сводообразные возвышенности. Одна из них располагается в центральной части Верхоянско-Колымской горной области, другая, более крупная по размерам и высоте, соответствует внутриматериковым Центрально-Азиатскому и Монголо-Сибирскому горным поясам. Она осложнена выступами, один из которых посредством седловины в районе хребтов Джугджугра и Станового соединяется с поднятием базисной поверхности в верховьях рек Колымы и Индигирки.

Возвышенности главной базисной поверхности часто ограничены градиентными зонами высотой до 500 м.

Рассмотрим отношение положительных аномалий главной базисной поверхности к элементам глубинной структуры региона. Крупная внутриматериковая возвышенность главной базисной поверхности приурочена к области подъема кровли астеносферного слоя и соответственно сокращения мощности литосферы [6, 19]. Большие высоты главной базисной поверхности в данном случае могут рассматриваться как одно из следствий общего изостатического воздымания области горообразования над крупным выступом астеносферного слоя, как это предполагается в геодинамических построениях [1]. Время формирования выступов астеносферы во внутриматериковых горных поясах в Азии, по-видимому, укладывается в рамки второй половины кайнозоя [5], поэтому логично предположить, что современное высотное положение главной базисной поверхности в Монгольско-Сибирском горном поясе есть функция молодых тектонических процессов, общего изостатического воздымания территории горного пояса над областью подъема аномально нагретого (и разуплотненного) вещества верхней мантии.

Выступы, осложняющие внутриматериковую возвышенность главной базисной поверхности, возможно, имеют иную глубинную природу. Этим районам свойственны региональные минимумы гравитационного поля, а в геологической структуре велика роль молодых гранитоидов и вулканических образований, слагающих зоны тектономагматической активизации. Геофизические данные [8, 12] свидетельствуют, что эти зоны являются поверхностным выражением астенолитоподобных зон разуплотнения, охватывающих не только земную кору, но и значительную часть литосферы. Судя по возрасту орогенных гранитоидов, эти зоны разуплотнения имеют юрский возраст на Хэнтай-Даур-

Схема главной базисной поверхности востока СССР и сопредельных территорий. Изобазиты проведены через 100 м.



ском нагорье и меловой в более восточных районах (Стаповой хребет, Сунтар-Хаята). Со времени своего формирования они испытывают устойчивые изостатические воздымания, связанные по отношению к эпохам орогенеза или денудационного выравнивания. Районы эти длительное время занимают возвышенное положение относительно окружающих территорий, и поэтому в их пределах располагается материковый водораздел (Хэнтей-Даурское нагорье, Стаповой хребет) либо другие крупные водоразделы и орографические узлы (Бол. Хинган).

Возвышенность главной базисной поверхности в районе верховьев Колымы и Индигирки имеет, видимо, ту же глубинную природу. Этому району свойствен глубокий региональный минимум гравитационного поля [8], а в геоло-

гической структуре существенна роль орогенных гранитоидов и вулканитов.

Изложенное позволяет считать, что возвышенности главной базисной поверхности на Востоке СССР являются прежде всего функцией изостатических воздыманий обширных территорий, имеющих двоякую природу. Внутриконтинентальная возвышенность возникла благодаря молодым воздыманиям над выступом астеносферы и должна рассматриваться как высоко поднятый цоколь области горообразования. Забайкальский и другие выступы этой возвышенности, а также возвышенность главной базисной поверхности в верховьях Колымы и Индигирки существуют благодаря длительным изостатическим воздыманиям над астенолитоподобными зонами разуплотнения литосферы.

Их современные гипсометрические положения обусловлены в равной мере процессами неоген-четвертичной тектонической активизации и более ранними медленными воздыманиями в эпоху так называемого тектонического покоя и выравнивания рельефа. Последнее указывает, что морфология главной базисной поверхности лишь отчасти несет информацию о характере и гипсометрическом положении рельефа перед неотектоническим этапом.

Важно другое обстоятельство. Вершинная поверхность («тектонический рельеф») несет информацию о совокупности тектонических процессов, определяющих строение рельефа земной поверхности. Главная базисная поверхность позволяет судить лишь о составляющей этих процессов, определяющей деформацией областей горообразования в целом или их крупных частях (неотектонических зон). Если построить базисные поверхности по рекам более низких порядков или меньшей протяженности, то получим информацию о менее масштабных молодых тектонических проявлениях либо об автономных перемещениях неоднородностей глубинной и геологической структур, таких, например, как Баргузинский гранитный «батолит». Таким образом, имеется возможность разложения спектра неотектонических процессов на его составляющие как в отношении масштабности явлений, так, отчасти, и в отношении их возрастных характеристик.

То же самое можно сказать при рассмотрении реконструкций амплитуд неотектонических движений. Остаточный рельеф несет информацию не об их амплитудах вообще, а о величинах деформаций, определяющих заложение и развитие неотектонических форм определенной размерности, что зависит от характера исходных материалов. Можно подбором исходных данных произвести разделение неотектонических процессов (движений, в частности) на отдельные, формирующие пояса горообразования, неотектонические зоны, простые формы или структурные поверхности. Вопрос о возрасте этих деформаций — особый и должен решаться посредством анализа коррелятных отложений.

Аномалии главной базисной поверхности Востока СССР отражают крупнейшие неоднородности глубинной структуры региона, поэтому необходимо изучить особенности расположения крупнейших неотектонических форм [16] по отношению к этим аномалиям.

Горным поясам Востока СССР и сопредельных территорий свойственны разные высоты главной базисной поверхности. Монгольско-Сибирский горный пояс характеризуется значительными высотами базисной поверхности, что является следствием сокращенной мощности литосферы за счет подъема разогретого и разуплотненного вещества астеносферы. Краин-

но-материковым горным поясам в целом характерны малые высоты главной базисной поверхности, а наблюдаемые ее возвышенности связаны с литосферными зонами разуплотнения, сформировавшимися до неоген-четвертичного времени. Восточное окончание Монгольско-Сибирского горного пояса хорошо выражено в морфологии базисной поверхности и приурочено к Олекмо-Амурской системе линеаментов северо-западного простирания [2], которая практически не пересекается ни одной крупной неотектонической формой. Ясное выражение Олекмо-Амурской системы линеаментов в морфологии главной базисной поверхности указывает на глубинную природу этой группировки неотектонических нарушений.

В центральных частях меньших по размерам выступов главной базисной поверхности располагаются большие сводовые поднятия (Хэнтей-Даурское, Сунтар-Хаята, Становое и др.), испытывающие переменную скорости длительные, обычно с позднего мезозоя, изостатические воздымания [15]. Более сложная ситуация наблюдается в районах градиентных зон главной базисной поверхности и их подножиях. В пределах зон располагаются неотектонические зоны, формирующиеся в условиях горизонтального сжатия: шовное Сетте-Дабанское глыбовое поднятие на правобережье Алдана, Селенга-Витимская (Забайкалье) и Черская зоны линейного коробления, представляющие сочетания изгибов и аркогенных взбросов и надвигов [16]. Аналогичные формы распространены в градиентной зоне главной базисной поверхности в Рудном и Горном Алтае, в Туве [3]. В зонах линейного коробления, расположенных в градиентных зонах главной базисной поверхности, сводовые поднятия хребтов расширяются за счет межгорных впадин, днища которых приподняты и выведены из сферы осадконакопления. Зоны линейного коробления, расположенные вне градиентных зон базисной поверхности, например Нижнеамурская [16], напротив, имеют низко расположенные днища впадин, а окружающие их поднятия не обнаруживают расширения во времени. Видимо, в районах градиентных зон главной базисной поверхности существуют благоприятные условия для субгоризонтального сжатия и скучивания литосферы, возможно обусловленные наличием рядом расположенных астенородных литосферных зон разуплотнения, играющих роль контрфорса. Но можно предположить, что вещество литосферы испытывает горизонтальные перемещения («растекание») на градиентных зонах, что обуславливает появление стресса. В пользу этого можно указать следующее.

Большинство неотектонических форм, развивающихся в условиях субгоризонтального растяжения, — рифтовые зоны или большие меж-

горные впадины — располагаются в подножиях градиентных зон главной базисной поверхности. Это Мома-Селенныхская рифтовая впадина, Прихотская зона впадин и глыбовых поднятий в районе г. Магадана [13], Удская и Верхнезейская впадины. Таким же образом расположена и большая часть Байкальской рифтовой области. Лишь ее юго-западный фланг (Тункинский район и Прихубсугуль) расположен в градиентной зоне главной базисной поверхности. Именно в этом районе рифтовой зоны, по сейсмологическим данным [9], появляется не свойственное ей горизонтальное сжатие. Эта аномалия в геодинамике юго-запад-

ного фланга рифтовой зоны, вероятно, и является следствием горизонтального перемещения литосферного вещества в районе градиентной зоны главной базисной поверхности.

Морфология главной базисной поверхности Востока СССР, таким образом, обусловлена сложной совокупностью тектонических процессов, она представляет сочетание разновозрастных элементов. Вряд ли главная базисная поверхность указывает на прошлое положение рельефа перед эпохой неоген-четвертичной активизации; ее морфология представляет результат длительно проявляющихся тектонических процессов, охватывающих крупные регионы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Г. В.* Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
2. *Гришкян Р. И., Парфенов Л. М., Уфимцев Г. Ф.* Космические изображения Байкальской рифтовой области и ее возможная кинематическая модель.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
3. *Девяткин Е. В.* Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая.— М.: Наука, 1965.
4. *Золотарев А. Г.* Опыт расчета суммарных амплитуд неотектонических движений в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геоморфология, 1979, № 2.
5. *Зорин Ю. А., Осокина С. В.* Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны.— Физика Земли, 1981, № 7.
6. *Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А.* Глубинная структура территории МНР.— Новосибирск: Наука, 1982.
7. *Леонтьев О. К.* О поправке на изменения уровня Мирового океана к расчетам амплитуд неотектонических движений земной поверхности.— Геоморфология, 1980, № 3.
8. *Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др.* Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
9. *Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981.
10. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.*— М.: Наука, 1974.
11. *Николаев Н. И., Наймарк А. А.* Новая карта неотектоники СССР.— Геоморфология, 1980, № 4.
12. *Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л.* Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5.
13. *Песков Е. Г., Мигович И. М.* Крайинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии.— Геол. и геофиз., 1980, № 2.
14. *Соболев С. С.* Глубина эрозии и эпейрогенические колебания территории УССР в течение четвертичного периода.— В кн.: Труды Советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Вып. 4. М.— Л.: ГОНТИ, 1939.
15. *Уфимцев Г. Ф.* Положение материкового водораздела во Внутренней и Восточной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 5.
16. *Уфимцев Г. Ф.* Новейшая тектоника материковой части Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.
17. *Уфимцев Г. Ф.* Принципы и содержание тектонического анализа рельефа (опыт составления карт новейшей тектоники дальневосточного региона).— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
18. *Философов В. П.* Краткое методическое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур.— Саратов: Саратовский ун-т, 1960.
19. *Чермак В.* Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР.— Физика Земли, 1982, № 1.
20. *Юг Дальнего Востока.*— М.: Наука, 1972.

РАСЧЕТ НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ

Рассматривается область в виде полупространства, заполненная вязкой несжимаемой ньютоновой жидкостью. Считается, что среда содержит аномально весомые тела, вызывающие отклонения поля напряжений от гидростатического. Одновременно эти же тела вызывают соответствующее поле силы тяжести, которое на поверхности полупространства считается известным.

Задачи механики Земли можно разбить на две группы. Первую (основную) составляют задачи эволюции Земли и ее оболочек. Ко второй относятся задачи состояния — определение существующего распределения напряжений в реальной Земле. Обе группы должны связываться следующим образом: представления первой являются исходными для задач второй. В то же время различие в их физической постановке приводит к несколько различным математическим задачам. Кроме того, поскольку в задачах второй группы речь идет о конкретных расчетах, то здесь дополнительно требуется знание исходного набора данных (это может быть рельеф, гравитационное поле, распределение аномальной плотности), необходимого для решения задачи.

В настоящей работе рассматривается задача второй группы, а именно: находится распределение напряжений в коре при заданных силах. Заданными считаются гравитационное поле и рельеф. Последний представляет собой поверхностную нагрузку, а гравитационное поле отражает внутренние аномальные массы, создающие объемные силы. Среда считается несжимаемой ньютоновой жидкостью. Ограничимся рассмотрением таких площадей, когда сферичностью Земли можно пренебречь и ввести материальное полупространство.

Поскольку источники напряжений фиксированы (также фиксировано гравитационное поле, их отражающее), формально можно различать два состояния среды: 1) начальное, которое дает распределение скоростей вязкого движения и напряжений в среде при временах, незначительно отстоящих от момента приложения нагрузок, и 2) установившееся или квазиустановившееся, когда распределение скоростей напряжений зависит от времени как от параметра. Для медленного движения сильно вязкой жидкости оба состояния описываются одним и тем же уравнением

$$\mu \nabla^2 \bar{v} = \nabla p - \rho_a \bar{g}, \quad (1)$$

где μ — коэффициент вязкости, \bar{v} — вектор ско-

рости, p — давление, ρ_a — аномальная плотность, $\bar{g} = \{0, 0, g\}$, $g = 9,8$ м/с².

Для вертикально-однородного плотностного строения среды получены аналитические зависимости между характеристиками гравитационного поля и механического состояния среды.

рости, p — давление, ρ_a — аномальная плотность, $\bar{g} = \{0, 0, g\}$, $g = 9,8$ м/с².

Рассмотрим постановку граничных условий для первого состояния. Введем прямоугольную декартову систему координат; ось z направим внутрь полупространства. Аномальные массы будем считать расположенными в области $z > 0$, а плотность масс, расположенных выше, примем равной средней плотности топографических масс ρ_r . Пусть функция $h = h(x, y)$ описывает поверхность рельефа ($h = -z$). Для этой поверхности справедливо граничное условие (отсутствие внешних нагрузок):

$$\sigma_{ij} n_j = 0, \quad i, j = 1, 2, 3, \quad (2)$$

где σ_{ij} — компоненты тензора напряжений, n_j — компоненты нормали к поверхности h . Как показано в работе [3], если поверхность достаточно гладкая и ее характерный уклон $\alpha = H/L$ мал, ($\alpha \ll 1$, H — характерная высота, L — характерный горизонтальный размер рельефа), то условие (2) на поверхности h можно с точностью до величин порядка α заменить приближенным равенством при $z = 0$:

$$\begin{aligned} \sigma_z &= -\rho_r g h(x, y), \\ \tau_{xz} &= \tau_{yz} = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где τ — касательные напряжения. Для региональных форм рельефа $\alpha \approx 0,01$.

Таким образом, вместо исходной задачи (1) — (2) можно рассматривать две новые:

$$\left. \begin{aligned} \mu \nabla^2 \bar{v}_1 &= -\nabla p_1 - \rho_a \bar{g}, \\ \sigma_z &= 0, \quad \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0 \quad \text{при } z = 0; \end{aligned} \right\} \text{I} \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} \mu \nabla^2 \bar{v}_2 &= -\nabla p_2, \\ \sigma_z &= -\rho_r g h, \quad \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0 \quad \text{при } z = 0. \end{aligned} \right\} \text{II}$$

Полное решение системы является суммой решений этих двух задач.

Обратим внимание на то, что время входит в уравнения (4) как параметр. Это означает: при заданных в каждый момент времени объемных силах стационарное состояние среды, отвечающее им (если бы они в дальнейшем

были неизменными), достигается в тот же момент времени, мгновенно. Такая модель является приближенной, и ее можно рассматривать на практике лишь при достаточно медленных движениях в очень вязкой среде. Задача I поэтому может рассматриваться как дающая мгновенное распределение давлений в недеформированной системе координат, вызванное заданными объемными силами. Смещения h границы определяются из условия равенства давлений при $z=0$, создаваемых объемными силами и рельефом. Эти смещения определяют поверхностную нагрузку, которая должна учитываться при расчете напряжений (задача II). Вопрос об эволюции системы остается за рамками настоящей работы.

Из граничного условия $\sigma_z = 0$ задачи I находим давление p_I на поверхности $z=0$, создаваемое внутренними движущимися массами под действием объемных сил $\rho_a \vec{g}$: $p_I = -2\mu \epsilon_z$, где ϵ_z — деформация вдоль оси z . Если это давление известно, то его можно сравнивать с давлением, создаваемым рельефом $p = \rho_T g h$, и, таким образом, определять степень его равновесия. Зная давление p_I , можно также рассчитать равновесную высоту рельефа $h_{\text{равн}} = p_I / \rho_T g$ и вместо p и p_I сравнивать величины h и $h_{\text{равн}}$.

При известных значениях рельефа $h(x, y)$ и аномальной плотности $\rho_a(x, y)$ решение задач I и II может быть получено методами математической физики (см., например, [1, 2]).

Рельеф Земли — функция, которую можно непосредственно измерить, и поэтому решение задачи II принципиальных трудностей не представляет. Определение же аномальной плотности в Земле можно сделать только косвенным путем. К тому же результат может быть неод-

нозначным. Это обстоятельство представляет существенные трудности на пути решения задачи I.

В настоящей работе предлагается способ расчета напряжений в коре, вызванных аномальными массами, непосредственно по гравитационному полю, заданному на поверхности.

Пусть задана аномалия силы тяжести $g_z(x, y)$ при $z=0$. В реальном случае это может быть аномалия силы тяжести в редукции Буге. При $z=0$ решение задачи I дает [2]:

$$\epsilon_z = \frac{g}{2\pi\mu} \int_V \rho_a \frac{\xi}{R^3} \left(\frac{3}{2} \frac{\xi^2}{R^2} - 1 \right) dV. \quad (5)$$

Если распределение ρ_a известно, то по формуле (5) можно найти искомые значения ϵ_z и p_I . Но, как правило, распределение ρ_a не известно.

Сделаем следующее допущение. Пусть $\rho_a = \rho(x, y) \cdot e(z)$, где e — ступенчатая функция. Тогда из формулы (5) после интегрирования по ξ имеем

$$\epsilon_z = \frac{g}{4\pi\mu} \int_S \rho_a(\xi, \eta) \frac{1}{r} d\xi d\eta$$

(обозначения см. на рисунке), а из общеизвестной интегральной формулы для силы тяжести после интегрирования по ξ от 0 до ∞ получим

$$g_z = \gamma \int_S \rho_a(\xi, \eta) \frac{1}{r} d\xi d\eta.$$

Отсюда видно, что

$$\epsilon_z = \frac{g}{4\pi\gamma\mu} g_z(x, y),$$

$$p_I = \frac{g}{2\pi\gamma} g_z(x, y), \quad (6)$$

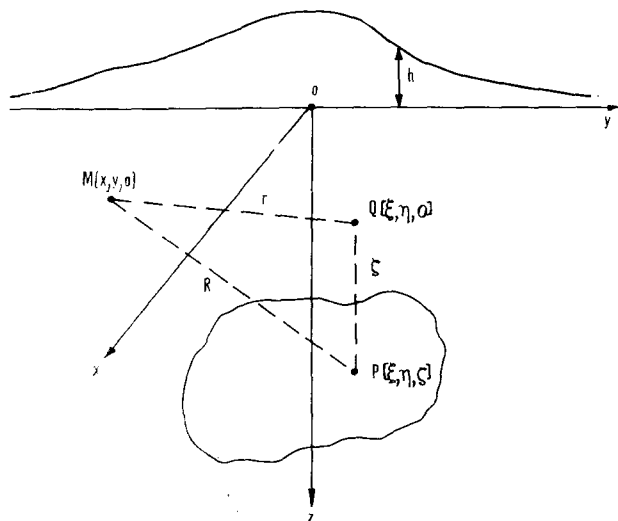
$$h_{\text{равн}} = -\frac{1}{2\pi\gamma\rho_T} g_z(x, y).$$

Таким образом, при определенных предположениях относительно глубинного распределения плотности теоретические высоты рельефа можно определять только по гравитационному полю (в любой точке поверхности). Аналогичным путем можно получить зависимость между вертикальной скоростью v_z точек поверхности и значениями здесь же потенциала силы тяжести Φ :

$$v_z = \frac{g}{2\pi\gamma\mu} \Phi(x, y) \quad \text{при } z=0. \quad (7)$$

Для полного определения компонент тензора напряжений в точках поверхности необходимо знать две другие компоненты скорости $v_x(x, y)$ и $v_y(x, y)$ при $z=0$.

Из уравнения (1), применяя операцию div к обеим частям, находим



Геометрическая схема задачи.

$M(x, y, 0)$ — точка поверхности $z=0$ с фиксированными координатами, $P(\xi, \eta, \zeta)$ — точка, пробегающая область интегрирования V , $r^2 = (x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + \zeta^2$ — расстояние между точками M и P , $h(x, y)$ — высота рельефа.

$$\nabla^2 p = -\delta(z)\rho_a(x, y)g \quad (8)$$

(здесь $\delta(z)$ — дельта-функция).

Граничное условие

$$p|_{z=0} = -2\mu\epsilon_z = -\frac{g}{2\pi\gamma}g_z(x, y) \quad (8')$$

вытекает из граничного условия задачи I и первого соотношения в (6). Решение задачи (8) дает

$$p(x, y, z) = -\frac{g}{4\pi^2\gamma} \int_S g_z(\xi, \eta) \times \\ \times \frac{z}{\left(\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2}\right)^3} d\xi d\eta. \quad (9)$$

Запишем уравнения для компонент скорости

$$\nabla^2 v_x = -\frac{1}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} p, \\ \nabla^2 v_y = -\frac{1}{\mu} \frac{\partial}{\partial y} p. \quad (10)$$

Граничные условия на v_x и v_y получим из условия равенства нулю касательных напряжений:

$$\frac{\partial v_x}{\partial n} = \frac{\partial v_z}{\partial x}, \\ \frac{\partial v_y}{\partial n} = \frac{\partial v_z}{\partial y}. \quad (11)$$

Решение задач (10), (11) с учетом (9) дает

$$v_x = \frac{1}{2\pi} \int_S \frac{(\partial v_z / \partial x)}{\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2}} d\xi d\eta - \frac{1}{4\pi\mu} \times \\ \times \int_V \left(-\frac{\partial p}{\partial \xi} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2}} + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{1}{\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z+\zeta)^2}} \right) \right) d\xi d\eta d\zeta.$$

Выражение для v_y записывается аналогично. Найденные распределения v_x и v_y можно использовать для нахождения компонентов тензора деформаций (и напряжений) путем численного дифференцирования.

Так как производные $\frac{\partial v_z}{\partial x}$ и $\frac{\partial v_z}{\partial y}$ выражаются через уклонения отвеса θ путем дифференцирования (7) по соответствующим координатам:

$$\frac{\partial v_z}{\partial x} = \frac{g^2}{2\pi\gamma\mu} \theta_x; \quad \theta_x = \frac{1}{g} \frac{\partial \Phi}{\partial x}, \\ \frac{\partial v_z}{\partial y} = \frac{g^2}{2\pi\gamma\mu} \theta_y; \quad \theta_y = \frac{1}{g} \frac{\partial \Phi}{\partial y},$$

то распределение скоростей в поверхностном слое можно выразить через три компоненты гравитационного поля θ_x , θ_y и g_z :

$$v_x|_{z=0} = \frac{1}{2\pi} \frac{g^2}{2\pi\gamma\mu} \int_S \frac{\theta_x}{R} dS + \frac{1}{2\pi\mu} \int_V \frac{\partial p}{\partial \xi} \cdot \frac{1}{R_1} dV;$$

$$v_y|_{z=0} = \frac{1}{2\pi} \frac{g^2}{2\pi\gamma\mu} \int_S \frac{\theta_y}{R} dS + \frac{1}{2\pi\mu} \int_V \frac{\partial p}{\partial \eta} \cdot \frac{1}{R_1} dV;$$

$$v_z|_{z=0} = \frac{g}{4\pi^2\gamma\mu} \int_S g_z(\xi, \eta) \frac{1}{R} d\xi d\eta,$$

$$R^2 = (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2, \quad R_1^2 = (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + \zeta^2.$$

При известных скоростях v_x , v_y и v_z напряжения при $z=0$, которые должны вызываться равновесным рельефом, рассчитываются по формулам

$$\sigma_x = 2\mu \frac{\partial v_x}{\partial x} + p; \quad \sigma_y = 2\mu \frac{\partial v_y}{\partial y} + p; \quad \sigma_z = -p; \\ \tau_{xy} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} \right),$$

где p вычисляется по формуле (6).

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлов В. П. Дифференциальные уравнения в частных производных.— М.: Наука, 1976.
2. Новацкий В. Теория упругости.— М.: Мир, 1975.

3. McTigue David F., Chiang C. Mei. Gravity-Induced Stress Near Topography of Small Slope.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B10.

ИТЛГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
29 апреля 1984 г.

УДК 550.834.053

С. А. Баллод

ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА С УЧЕТОМ ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Рассматриваются возможности методов средних скоростей и средних градиентов при автоматическом построении глубинных сейсмических разрезов в условиях плавного изменения скорости по вертикали и горизонтали. Предложен оригинальный алгоритм постро-

ения глубинного разреза для вертикально градиентной среды. Отмечена возможность использования симметричного годографа при миграции временного разреза в горизонтально неоднородной среде. Оценены ограничения метода средних скоростей.

С повышением требований к точности структурных построений в сейсморазведке возникает задача более строгого учета скоростных особенностей разреза. Для градиентной среды условно можно выделить два уровня приближения в построении глубинных разрезов. В методе средних скоростей сейсмический луч считается прямолинейным, а средняя скорость изменяется по вертикали и вдоль профиля. Метод среднего градиента в пределах базы преобразования учитывает кривизну луча, обусловленную вертикальным изменением скорости. В настоящей статье рассматриваются возможности этих методов для градиентной среды Северного Сахалина.

Автоматическое построение глубинных разрезов с сохранением динамики волн осуществляется обычно по методу средних скоростей [7]. Метод среднего градиента применяется только при получении менее информативных кинематических разрезов [4], поскольку здесь преобразованию подлежат отдельные оси, а не весь временной разрез, что обеспечивает резкое сокращение времени расчета на ЭВМ. Действительно, реализация метода средних скоростей обеспечивается гиперболой [5]:

$$t_{\text{гип}} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{2L}{V}\right)^2}, \quad (1)$$

где t_0 — нулевое время, L — удаление трассы временного разреза от результирующей вертикали, V — средняя скорость. (Эта формула упрощается способом, описанным в работе [6].) Кривизна луча при линейном возрастании скорости с глубиной учитывается более сложным выражением [5]:

$$t_{\text{гр}} = \frac{2}{\beta V_0} \text{Arch} \left(\frac{e^{t_0 \beta V_0} + \beta^2 L^2 + 1}{2e^{0,5 t_0 \beta V_0}} \right), \quad (2)$$

где β — коэффициент, характеризующий увеличение скорости, V_0 — начальная скорость.

Предлагается способ преобразования временного разреза по простой формуле

$$t = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{2L}{\bar{V}(L)}\right)^2}, \quad (3)$$

где $\bar{V}(L) = V_N + KL^n$, а V_N и K — специальные коэффициенты. Данное выражение описывает расчет кинематических поправок по гиперболе, скорректированной на каждом удалении так, чтобы максимально приблизиться к (2). Идея такого подхода предложена Телегиным А. Н., расчет коэффициентов обосновал автор.

Из условия равенства годографов (1) и (2) можно получить выражение, позволяющее точно совместить гиперболу с «градиентным» годографом для каждого удаления. Однако для практики абсолютная точность не нужна, по-

этому, задавшись допустимой погрешностью (например, 2 мс), это выражение можно аппроксимировать более простой зависимостью. Требуемая точность обеспечивается параболой второй степени

$$\bar{V}(L) = V_N + KL^2, \quad (4)$$

где V_N определяется как $\min[V(L)]$, а K — по значению $V(L)$ на максимальном удалении

$$K = \frac{V(L_{\text{max}}) - V_N}{L^2}.$$

Коэффициенты V_N и K связаны с параметрами среды V_0 и β зависимостью, близкой к линейной. Поэтому их можно рассчитывать только в узловых точках, интерполируя вдоль профиля.

На основе изложенного алгоритма составлена и опробована на реальных материалах исследователя программа. Затраты машинного времени по этой программе в 1,7 раза больше, чем при гиперболическом преобразовании, что вполне приемлемо для массовой обработки. На рис. 1 показаны результаты миграции по программе в сравнении с методом средних скоростей. Параметры среды вдоль профиля — неизменны. Из приведенных разрезов видно, что влияние кривизны луча сказывается на сейсмическом сносе при весьма больших значениях вертикального градиента (начиная с $\beta = 0,8$), которые, как показано в работе [1], встречаются на Сахалине довольно редко. Поэтому применение предлагаемого алгоритма определяется требованием к точности построений и рекомендуется для аномально высоких градиентных зон.

Более строгое использование метода среднего градиента предполагает учет в пределах базы преобразования изменения скорости и кривизны луча, обусловленных совместным влиянием вертикального и горизонтального градиентов. Характерным для Северного Сахалина является уменьшение скорости от сводов антиклиналей (отрицательный горизонтальный градиент), обусловленное «омолаживанием» горных пород. Эту закономерность можно использовать при получении глубинных разрезов.

Годограф дифрагированной волны, по которому осуществляется преобразование, при наличии горизонтального градиента асимметричен, и минимум его смещен в сторону увеличения скорости [2]. При этом ветвь годографа, направленная по уменьшению скорости, более крутая. Возможность использования предложенного выше алгоритма обусловлена симметрией годографа преобразования. Покажем, что для учета горизонтального градиента достаточно использовать только крутую ветвь, считая годограф симметричным.

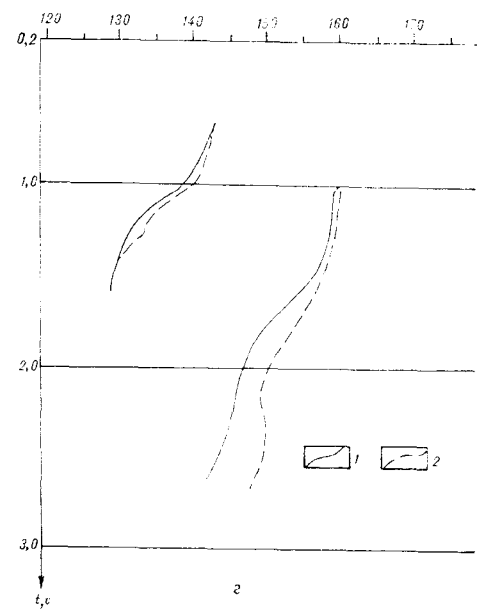
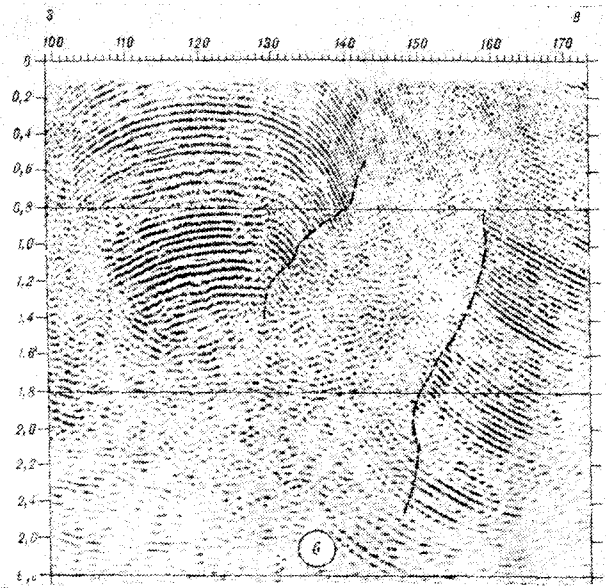
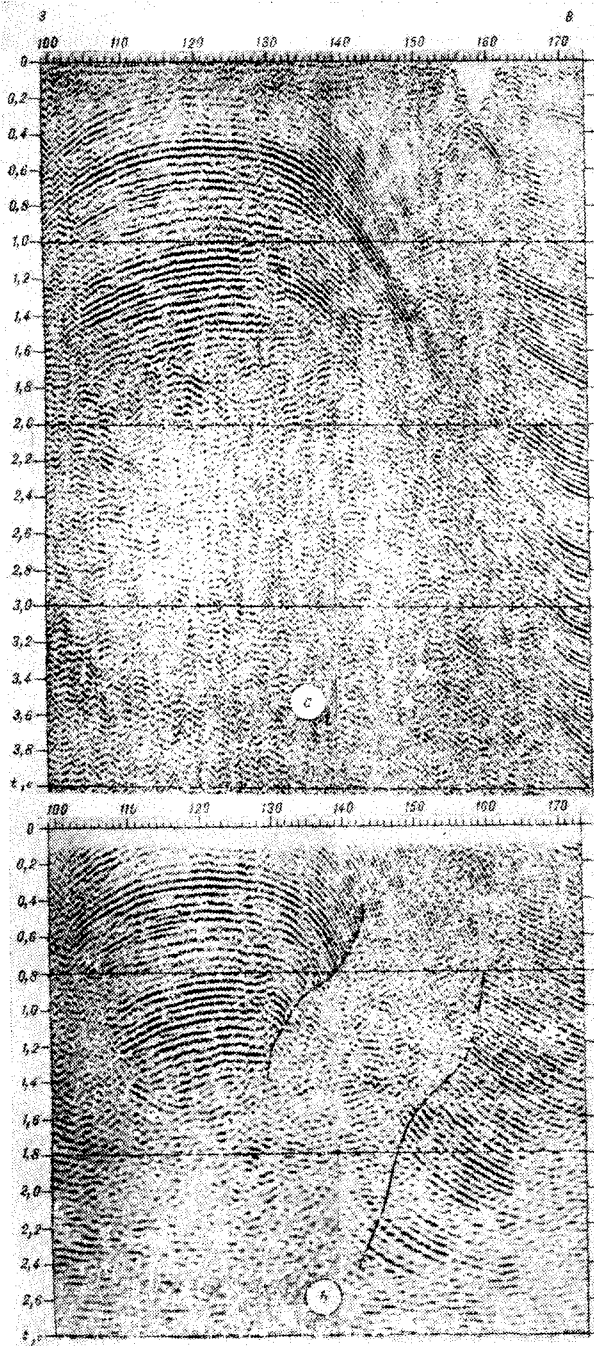


Рис. 1. Учет кривизны сейсмического луча для вертикально градиентной среды при получении динамических глубинных разрезов.
 а — исходный временной разрез, глубинные разрезы (в нелинейном масштабе глубины) для среды с $V_0 = 1,4$ км/с, $\beta = 1,2$ км⁻¹, б — с учетом кривизны луча, в — без учета, г — различие в сейсмическом сносе границ: 1 — при учете кривизны луча, 2 — без учета.

Как известно, сейсмическому сносу в программах миграции подлежит область касания оси синфазности с преобразующим годографом. Эта область после ввода кинематических поправок и суммирования сносится на результирующую вертикаль.

Временной разрез для горизонтальной границы и при синусоидальном изменении скорости вдоль профиля представляет собой также си-

нусоиду. Построение глубинного разреза здесь должно происходить без учета сейсмического сноса (поскольку граница горизонтальна) простым перемножением времени прихода волны на скорость. Поэтому годограф преобразования в этом случае имеет область касания в окрестности результирующей вертикали (рис. 2, а, б). Для осуществления сноса и развязки петель на временном разрезе при вогнутой границе

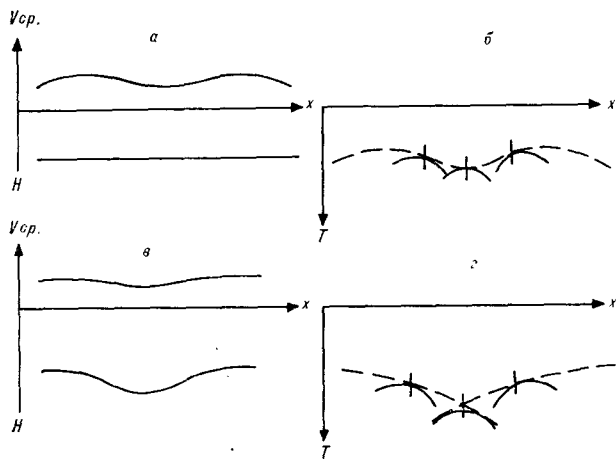


Рис. 2. Особенности миграции временного разреза при наличии горизонтального градиента скорости.

a — модель среды с горизонтальной границей раздела, *б* — соответствующий ей временной разрез, *в* — модель среды с вогнутой границей, *г* — соответствующий ей временной разрез. (На временных разрезах показаны годографы преобразования для соответствующих скоростных изменений.)

(см. рис. 2, *в*, *г*) область касания смещается в сторону крутой ветви годографа. Как видно, пологая ветвь, не имея точек касания, в преобразовании не участвует. Годографы здесь рассчитываются без априорного задания углов наклона границы, а только на основе изменения скорости, при этом очевидно, что борт синклинали является крылом смежной антиклинали. Это определяет общность отмеченных положений для любой градиентной среды, где скорость не возрастает от сводов структур.

Оценим полученные выводы количественно. Для получения годографа дифрагированной волны при наличии постоянных вертикального и горизонтального градиентов можно использовать полученное в работе [8] выражение для времени прохождения волны от точки отражения до точки приема. Точку дифракции можно представить набором разнонаклонных отражающих площадок с координатой результирующей вертикали. Поэтому удвоенное время в данном выражении и есть годограф дифрагированной волны.

На рис. 3, *a* показаны годографы для одной глубины и скорости по вертикали. Однородной среде соответствует гиперболический годограф, наличие только вертикального градиента выполаживает годограф, а дополнительное влияние горизонтального градиента увеличивает его крутизну. Это обусловлено главным образом уменьшением лучевой скорости с удалением от вертикали. Очевидно, существует такое соотношение градиентов, при котором годограф практически близок к гиперболе. Для среднечастотной сейсморазведки допустимое различие можно принять 8 мс (четверть преобладающего периода колебаний).

По этому критерию при заданной глубине и средней скорости по вертикали найдены значения вертикального и горизонтального градиентов, для которых годограф преобразования практически равен гиперболическому. Для такой среды, учитывая возможность использования симметричного годографа, приемлем метод средних скоростей. На рис. 3, *б* показано соотношение этих градиентов в зависимости от глубины. С увеличением глубины при постоянном β горизонтальный градиент (α) должен уменьшаться, а с увеличением вертикального градиента необходимо возрастание α . Первое условие обеспечивается для терригенного разреза, второе — ограничивает метод средних скоростей. Согласно работам [1, 3], для Северного Сахалина β обычно находится в диапазоне от 0,4 до 0,6 км⁻¹. Поэтому в зависимости от глубины разведки и величины вертикального градиента метод средних скоростей применим в интервале $\alpha = 0,007 - 0,02$ км⁻¹. Выше этих значений в зависимости от требований к точности построений целесообразно в пределах базы преобразования учитывать горизонтальный градиент скорости.

В заключение кратко изложим основные результаты.

Предложен алгоритм миграции временного разреза с учетом кривизны сейсмического луча для вертикально градиентной среды. Показана принципиальная возможность использования симметричного годографа преобразования при наличии горизонтального градиента скорости, что позволяет создавать ускоренные алгоритмы миграции. Отмечено, что в условиях Северного Сахалина горизонтальный градиент скорости до некоторых своих пределов компенсирует влияние вертикального градиента на годограф преобразования, расширяя возможность миграции по методу средних скоростей. Оценены ограничения этого метода для градиентной среды.

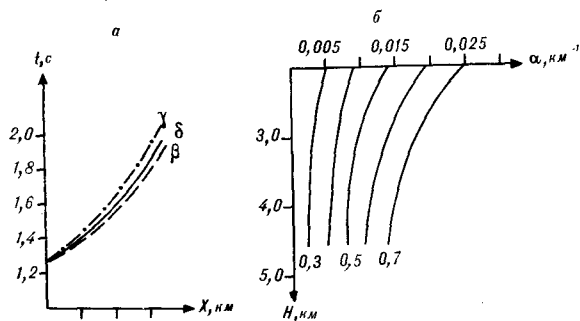


Рис. 3. Возможности миграции по методу средних скоростей в градиентной среде.

a — годографы дифрагированной волны: δ — для однородной среды, β — при наличии вертикального градиента скорости, γ — при наличии вертикального и отрицательного горизонтального градиентов; *б* — график соотношений градиентов, обеспечивающих возможность миграции по методу средних скоростей, где α — горизонтальный градиент скорости, β — параметр кривых (км⁻¹).

1. Баллод С. А. Об изменении сейсмических скоростей на Северном Сахалине.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
2. Богданов А. П. Сейсморазведка методом отраженных волн.— М.: Недра, 1982.
3. Дробот В. Д., Телегин А. Н. Изучение скоростных и волновых характеристик геологического разреза Северного Сахалина методом ВСП.— В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
4. Пийп В. Б. Способ преобразования временного разреза в глубинный для сред со сложной геометрией границ раздела.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 104. М.: Недра, 1983.
5. Справочник геофизика. Сейсморазведка.— М.: Недра, 1981.
6. Телегин А. Н. Способ расчета кинематических поправок при изменении скорости вдоль профиля.— Экспресс-информация. Регион., развед. и промысл. геофиз., 1982, вып. 22.
7. Телегин А. Н., Булатов М. Г. Особенности технологии дифракционного преобразования сейсмических материалов МОВ.— В кн.: Разведочная геофизика. Вып. 95. М.: Недра, 1982.
8. Шуткин А. Е., Еремеев М. И., Королев Е. К. Годограф отраженных волн для среды с линейным изменением скорости по горизонтали и вертикали и наклонной границей раздела.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 76. М.: Недра, 1974.

ВПО Сахалинморнефтегазпром
Ола-на-Сахалине

Поступила в редакцию
10 февраля 1984 г.

УДК 551.243(571.63)

Ю. П. Юшманов

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ПО НЕЖДАНКИНСКОМУ РАЗЛОМУ

(Приморье)

На основании детальных структурных исследований дана кинематическая характеристика Нежданкинского разлома. В начале раннего мела по нему происходили взбросо-надвиговые смещения, а в конце позд-

него мела — палеогена — сдвиговые. Разлом может быть классифицирован как взбросо-сдвиг с левосторонним смещением. Амплитуды определены предположительно, по косвенным признакам.

При анализе новых данных, полученных в результате повторной крупномасштабной съемки, выявлена большая роль тектонических покровов и надвигов в геологической структуре Южного Приморья [9, 10]. Одним из примеров, как правило, приводится Нежданкинский надвиг (рис. 1), который впервые выделен в Дальнегорском рудном районе Ю. Т. Гурулевым [4]. Одни исследователи [2, 3] считают его надвигом, другие [6, 7] — левым сдвигом.

Нежданкинский разлом имеет протяженность 40—50 км и СВ простирание, почти согласное с простиранием слоистости. В своей юго-западной части он проходит по правому борту р. Нежданки и примыкает к зоне Сибайгоуского разлома, по которому А. Н. Калягин предполагает левый сдвиг амплитудой 15—17 км. Оба этих разлома входят в Тетюхинский линейament. Нежданкинский разлом детально прослежен от устья руч. Резаного, притока р. Рудной, в северо-восточном направлении на протяжении 6 км.

В горных выработках, вскрывших зону Нежданкинского надвига на водоразделе кл. Реза-

ного и пади Шубинской, нижнемеловые терригенные породы (автохтон) интенсивно будинированы, имеют многочисленные зеркала скольжения с тектонической штриховкой. Будины слюдяных песчаников катаклазированы, пронизаны прожилками кварца, покрыты налетами гидроокислов железа и марганца. Алевриты рассланцованы и превращены в серую тектоническую глину. Наряду с этим в зоне разлома сохранились отдельные блоки почти неизмененных пород, достигающих 30 м в поперечнике. Мощность зоны смятия 500—600 м. Сместитель крутой — 50—60° с юго-восточным падением.

Толща, слагающая всяческое крыло разлома (аллохтон), включает обломки пестрого состава: кремни, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые брекчии, песчаники, диабазы, спилиты, аргиллиты, известняки, а также глыбы и пластины размером от нескольких до 200 м в поперечнике и до 1 км в длину. В кремнистых породах встречаются органогенные углефицированные прослои мощностью до двух метров. Толща напоминает гигантскую брекчию с алев-

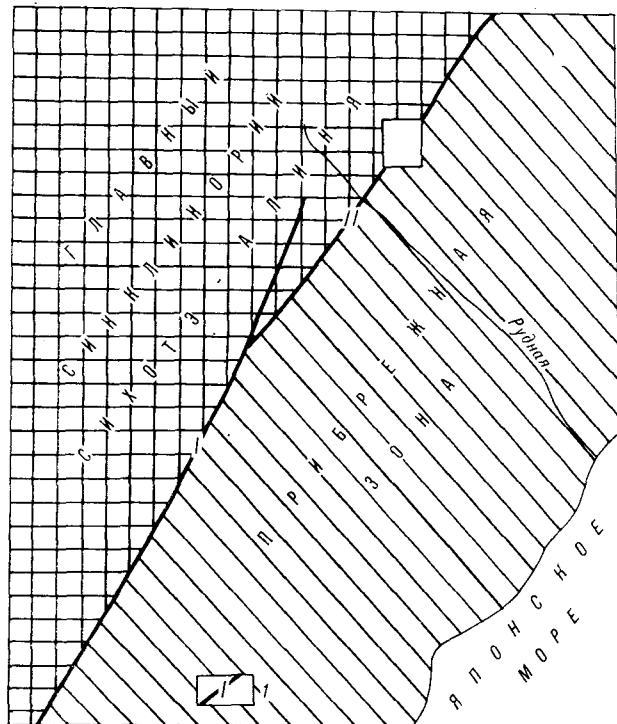


Рис. 1. Обзорная схема тектонического районирования, по И. П. Берсеневу. Участок детальных исследований отмечен белым квадратом.

1 — разломы: I — Сибайгоуский, II — Нежданкинский.

ролитовым цементом соприкосновения. Породы передроблены, милонитизированы, катаклазированы с многочисленной тектонической штриховкой на плоскостях смещения. Эти образования обладают признаками вовлеченных в меланж олистостром [1, 8, 12]. Ранее они относились к триасу [4]. Вполне уверенно к триасу относятся олистолиды известняков, охарактеризованные микрофауной. В аналогичных олистостромовых образованиях, на северо-западном склоне горы Сахарной, автором в 1981 г. в песчаниках найдена флора плохой сохранности. В 1982 г. В. П. Парняков повторил сбор раннемеловых растительных остатков. Таким образом, возраст олистостромовых образований, слагающих висячее крыло Нежданкинского разлома, следует считать нижнемеловым. Терригенные и олистостромовые образования прорваны позднемеловыми — палеогеновыми дайками диабазов, имеющими субмеридиональное и северо-западное простирания. Мощность даек от 0,5 до 10 м.

С целью выявления кинематики Нежданкинского разлома проведен сравнительный статистический анализ дислокаций висячего и лежащего крыльев разлома (рис. 2) по методикам В. Н. Даниловича и В. П. Уткина [5, 11].

Анализ слоистости терригенных и олисто-

стромовых образований показывает, что в кремнях, слагающих аллохтонные пластины, преобладают асимметричные складки с северо-западной вергентностью, которые отражают ранние этапы деформаций, связанных со взбросо-надвиговыми движениями по Нежданкинскому разлому (см. рис. 2, I). Крылья асимметричных складок с пологонаклонными шарнирами осложнены складками с крутонаклонными шарнирами поздних этапов деформаций, связанных со сдвиговыми смещениями. В терригенных породах автохтона видно изменение простирания слоистости с северо-восточного к субмеридиональному (см. рис. 2, II). Это доказывает, что поздние смещения по разлому носили характер левого сдвига. Диаграммы слоистости (см. рис. 2, I, II) имеют поясовое строение. Оси поясов, как правило, совпадают с шарнирами складок.

Аллохтон Нежданкинского разлома состоит из серии самостоятельных чешуй, ограниченных с флангов сдвигами и сбросо-сдвигами северо-западного простирания (см. рис. 2, III). Поперечные разрывы рассекают только висячее крыло взбросов и надвигов северо-восточного простирания и, вероятно, являются результатом общего надвигания. Суммарная диаграмма разрывов имеет поясовое строение. С поясом А связаны, по-видимому, ранние деформации взбросо-надвигового и взбросо-сдвигового типов по северо-восточным разрывам и сдвиго-сбросового типа по северо-западным разрывам. С поясом Б, вероятно, связаны поздние сдвиговые смещения по северо-восточным разрывам.

На суммарной диаграмме разрывов в породах автохтона выделяется три максимума (см. рис. 2, IV). Один из максимумов, так же как и в аллохтоне, совпадает с плоскостью главного разлома, а два других отражают широтные и субмеридиональные разрывы, которые образуют между собой угол $80-90^\circ$, что соответствует углу скола $40-45^\circ$ к оси сжатия, ориентированной субгоризонтально по азимуту $310-320^\circ$. Ранее других, по-видимому, образовались разрывы типа взбросов и надвигов северо-восточного простирания. Они входят в пояс А, ось которого субгоризонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении. Другую группу составляют разрывы, образующие пояса Б, В, Г с крутонаклонными осями. В эти пояса входят широтные и субмеридиональные разрывы, образовавшиеся как сопряженные правые и левые сдвиги и взбросо-сдвиги. Предполагается, что эти разрывы образовались позже, чем надвиги и взбросы, но не исключено и почти одновременное развитие тех и других систем. Пояс Б, вероятно, связан с поздними левосторонними взбросо-сдвиговыми смещениями по северо-восточным разрывам.

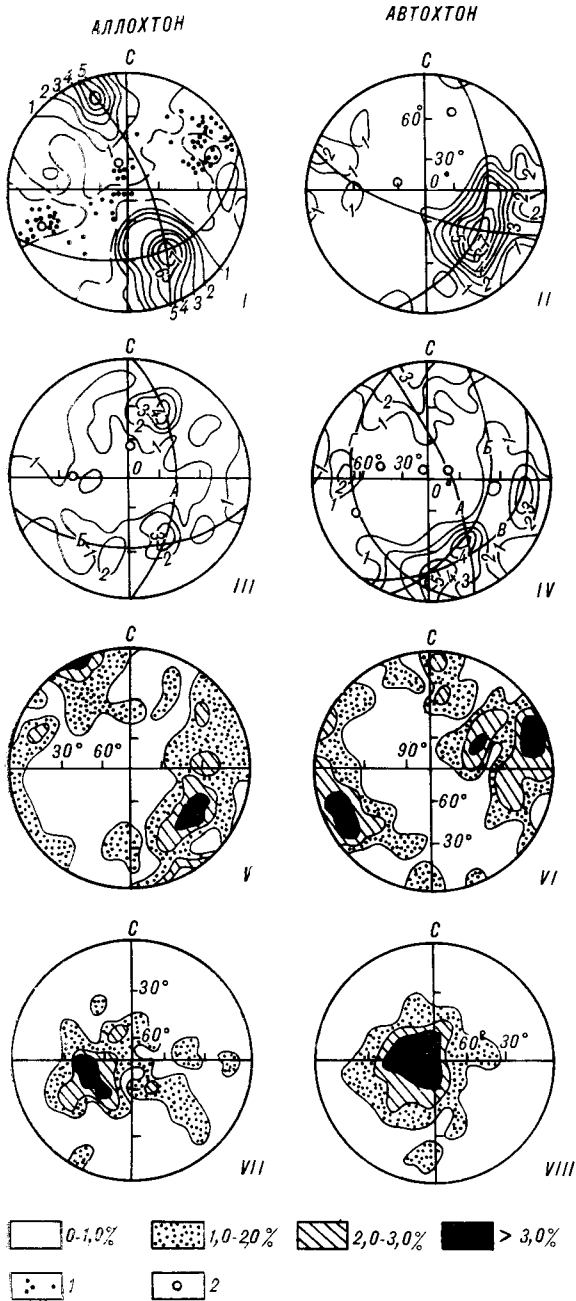


Рис. 2. Суммарные диаграммы структурных элементов в зоне Нежданкинского разлома.

I — полюса плоскостей напластования в аллохтоне (281 замер, изолинии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7%), II — то же в автохтоне (112 замеров, изолинии 1, 2, 4, 6, 8, 10%), III — плоскости разрывов и зеркал скольжения в аллохтоне (335 замеров, изолинии 1, 2, 3, 4%), IV — то же в автохтоне (311 замеров), V — тектонические штрихи в аллохтоне (281 замер), VI — то же в автохтоне (302 замера), VII — шарниры скольжения в аллохтоне (258 замеров), VIII — то же в автохтоне (300 замеров). Все диаграммы построены на верхней полусфере стереографической проекции сетки Г. В. Вульфа. 1 — шарниры складок, 2 — оси поясов.

При анализе диаграмм ориентировки тектонических штрихов выявлено, что основные смещения аллохтона были в северо-западном направлении (см. рис. 2, V). Эти штрихи, по-видимому, законсервированы и отражают ранние смещения аллохтонных пластин. Тектоническая штриховка в зоне разлома и породах автохтона ориентирована горизонтально в северо-восточном направлении (см. рис. 2, VI) и характеризует поздние сдвиговые смещения по Нежданкинскому разлому. Эти смещения, вероятно, связаны с переориентировкой субширотного сжатия на субмеридиональное ($340-5^\circ$), при котором северо-восточные и субмеридиональные разрывы были левыми сдвигами, а широтные — правыми сдвигами-взбросами и сбросами.

Горизонтальные перемещения по Нежданкинскому разлому подчеркивают суммарные диаграммы шарниров скольжений, предложенные для анализа Б. К. Сорокиным и представляющие собой перпендикулярные штрихам и бороздам скольжения линии, лежащие в плоскости сместителя (см. рис. 2, VII, VIII). Шарниры скольжений соответствуют средней оси эллипсоида деформации. При этом наибольшее и наименьшее главное напряжение ориентировано субгоризонтально.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа геологического материала и сравнительного статистического анализа дислокаций нижнемеловых терригенных пород автохтона и олистостромовых образований аллохтона выявлено два этапа горизонтальных перемещений по Нежданкинскому разлому. В конце мезозоя — начале раннего мела по нему происходили взбросо-надвиговые смещения, вероятно сопровождавшиеся образованием олистостром. За счет тектонического скупивания, мплонитизации, катаклаза и брекчирования олистостромы превращены в меланж. В Приморье максимальные амплитуды горизонтального перемещения по взбросам и надвигам оцениваются в 5—6 км [3]. В конце позднего мела — палеогена взбросо-надвиг трансформировался в левый сдвиг. Амплитуда сдвига, вероятно, составляла 15—17 км, т. е. равна горизонтальному смещению по Сибайгоускому разлому. Таким образом, по своей кинематической характеристике Нежданкинский разлом следует классифицировать как взбросо-сдвиг. Представляется, что дальнейшее статистическое изучение деформаций в зонах меланжа поможет при решении ряда вопросов стратиграфии и тектоники Южного Приморья.

1. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов.— М.: Недра, 1978.
2. Берсенева И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4.
3. Берсенева И. И., Кулинич Р. Г. и др. Приморье.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
4. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1.— М.: Недра, 1969.
5. Данилович В. Н. Методы поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 2 (29). Иркутск, 1961.
6. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (сдвиг).— ДАН СССР, 1961, т. 138, № 4.
7. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом.— Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
8. Леонов М. Г. Олистоэромы в структуре складчатых областей.— М.: Наука, 1981.
9. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое.— Геотектоника, 1982, № 1.
10. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистоэромы толщ и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4.
11. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
12. Эльгер П., Тревизан Л. Олистоэромы в тектонической эволюции северных Апеннин.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.

ПГО Приморгеология
Дальнегорская экспедиция
Дальнегорск

Поступила в редакцию
6 июня 1983 г.

УДК 550.311 : 550.373

Б. Е. Мардерфельд, В. М. Кобзова, В. В. Плехова ГЛУБИННОЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАВАЙСКОГО АРХИПЕЛАГА

На основании анализа данных МВЗ, МТЗ, выполненных на Гавайских островах, и результатов физического моделирования магнитотеллурического поля ус-

тановлено, что мощность непроводящего слоя земной коры и верхней мантии для Гавайского архипелага составляет около 200 км.

Большое значение для определения глубинного геоэлектрического строения земной коры под океаном имеют магнитовариационные наблюдения на уединенных островах. Такие наблюдения выполнены и проанализированы Д. П. Клейном [5, 6] для островов Оаху и Гавайи, расположенных в Гавайском архипелаге. На этих островах в 11 пунктах проведены магнитовариационные наблюдения, которые сравнивались с данными обсерватории Гонолулу. На рис. 1 приведены синхронные магнитограммы, зарегистрированные в пяти пунктах о. Гавайи и обсерватории Гонолулу. Наблюдается классический островной эффект: в пунктах, расположенных на противоположных оконечностях острова (например, пункты 9 и 10), вариации вертикальной составляющей магнитного поля Z имеют противоположные знаки, в центре острова (пункт 11) вариации в Z практически отсутствуют.

На рис. 2 показаны индукционные векторы h_z , построенные в пунктах наблюдений для вариаций с периодом 1 ч. Видно, что во всех пунктах, исключая пункты 4 и 5, векторы ориентированы в сторону глубокого моря. В пунктах 4 и 5 аномальный эффект выражен незначительно, что, по мнению Д. П. Клейна, связано с удалением этих пунктов от глубокого

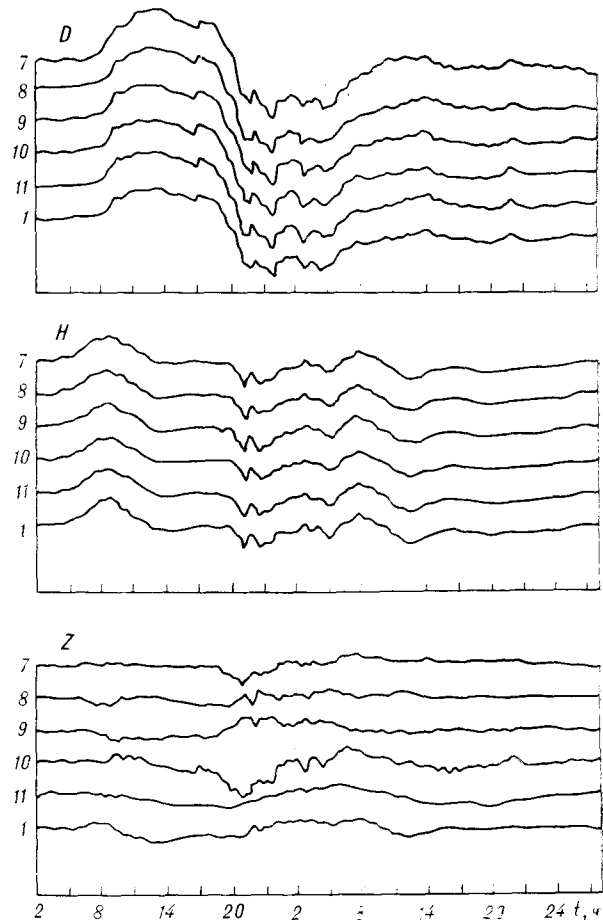


Рис. 1. Синхронные магнитограммы, зарегистрированные на о. Гавайи (расположение пунктов см. на рис. 2).

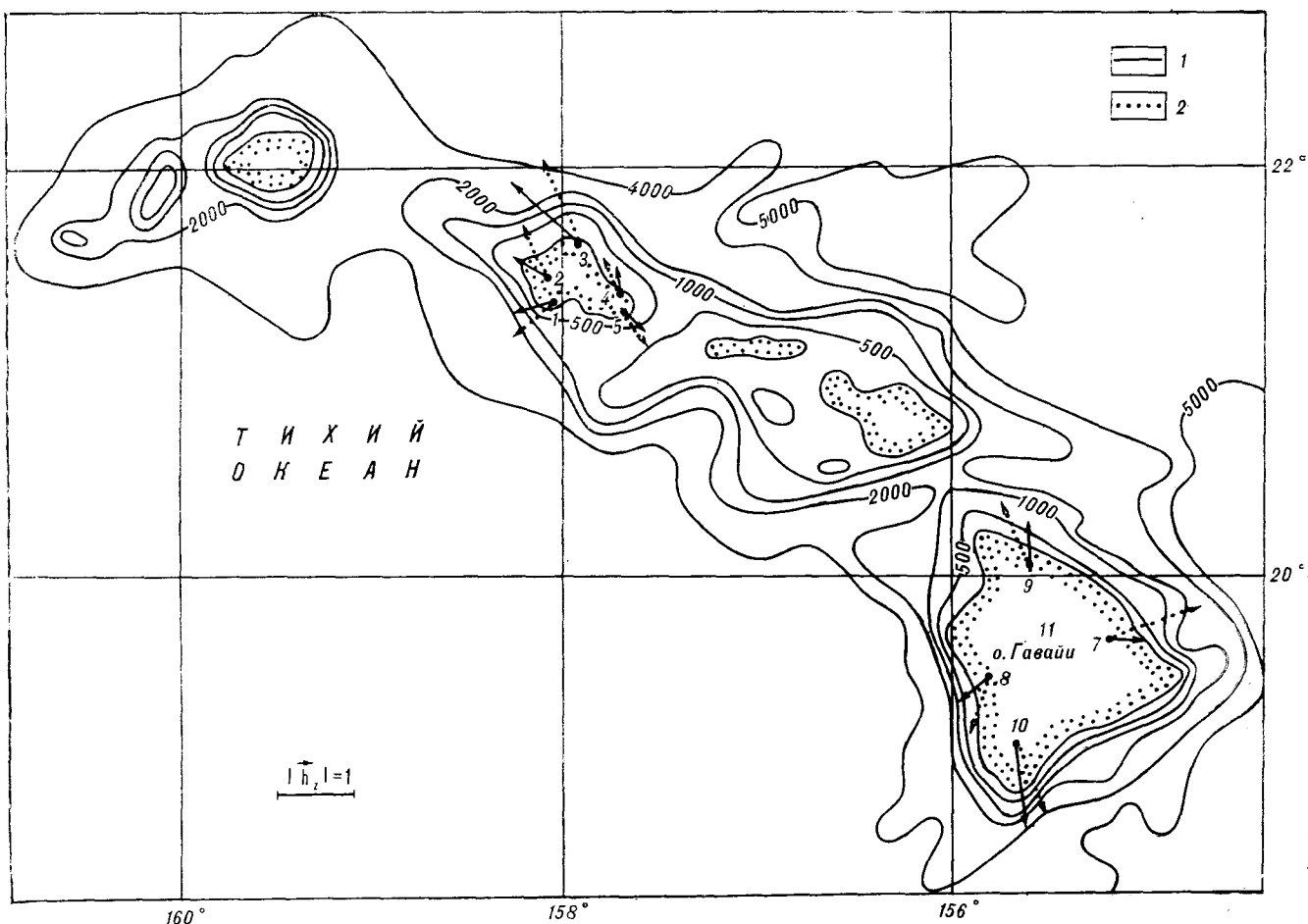


Рис. 2. Ориентация индукционных векторов h_z на Гавайских островах.
1 — данные натуральных наблюдений; 2 — данные физического моделирования.

океана. Кроме того, в пункте 5 практически не наблюдается эффект глубоководного пролива между островами Оаху и Молокаи, что можно объяснить отсутствием значительных индукционных токов в проливе или же их компенсацией токами, оттекающими о. Оаху с запада.

Для расчета аномального магнитного поля, наблюдаемого на о. Гавайи, Д. П. Клейн применил метод тонкопленочной аппроксимации, разработанный Б. Н. Лаири и А. Г. Прайсом [7]. Наблюдаемый островной эффект рассчитывался как сумма полей индукционных токов в океане и в проводящей мантии. Результаты расчетов позволили сделать вывод, что аномалия в вариациях вертикальной составляющей на о. Гавайи обусловлена океаническими индукционными токами, а поверхность проводящего слоя мантии расположена на глубине более 200 км.

Для анализа наблюдаемых индукционных векторов h_z выполнено моделирование магнитовариационного поля для района Гавайских

островов без учета проводящей мантии на установке ИМГиГ [2]. Моделирование выполнялось в линейном масштабе с $K_L = 2 \times 10^6$. Перепад морских глубин имитировался листовым свинцом толщиной 0,5 см.

Сравнение данных моделирования и результатов геомагнитных наблюдений для вариаций с периодом $T = 1$ ч (см. рис. 2) показывает, что магнитовариационная аномалия на Гавайских островах обусловлена островным эффектом в геомагнитных вариациях. При этом ослабление индукционного эффекта океана проводящей астеносферой незначительно и составляет примерно 20–30%, что указывает на значительное погружение проводящей мантии.

По данным Д. П. Клейна, были построены кривые магнитовариационного зондирования на Гавайских островах [3]. Характеристические кривые зависимости \tilde{h}_z от \sqrt{T} , полученные по экспериментальным данным, по сравнению с теоретическими кривыми (рис. 3) показывают, что мощность непроводящего слоя под Гавайскими островами составляет примерно 200 км.

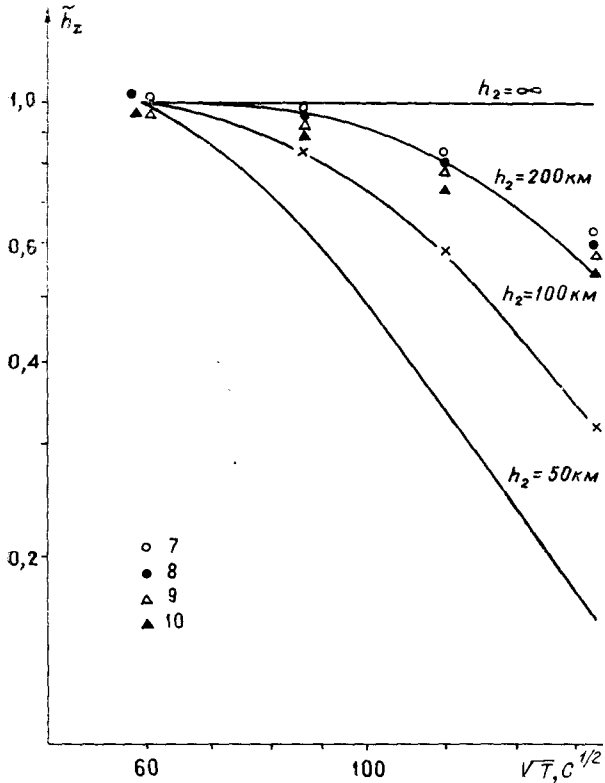


Рис. 3. Результаты МВЗ на о. Гавайи.

Крестиками показаны результаты физического моделирования, цифры соответствуют номерам пунктов МВЗ.

Для анализа глубинного геоэлектрического строения Гавайского архипелага также выполнено физическое моделирование магнитотеллурического поля в окрестностях этих островов на установке Львовского института прикладных проблем механики и математики [4] в линейном масштабе 2×10^5 , при этом мощность непроводящего слоя на модели соответствовала 100 км в натуре. Значение модулей $|h_z|$ при моделировании на этой установке получилось вдвое меньше соответствующих значений островного эффекта, исследованного на установке ЦМГиГ без учета проводящей мантии, а характеристические значения \tilde{h}_z точно легли на теоретическую кривую с $h_z = 100$ км (см. рис. 3).

На установке ЛИППММ АН УССР также было изучено поведение кривых МТЗ на островах и в океане. Было показано, что абсцисса максимума кривой \sqrt{T}_{\max} не зависит от формы острова, что подтверждает ранее полученные результаты физического моделирования магнитотеллурического поля на островах [3]. На основании этого вывода произведена повторная интерпретация результатов МТЗ на о. Оаху, полученных Ж. Ларсеном в 1975 г. [8]. Импедансные кривые Ж. Ларсена авторами перестроены в кривые ρ_T (рис. 4, а), которые со-

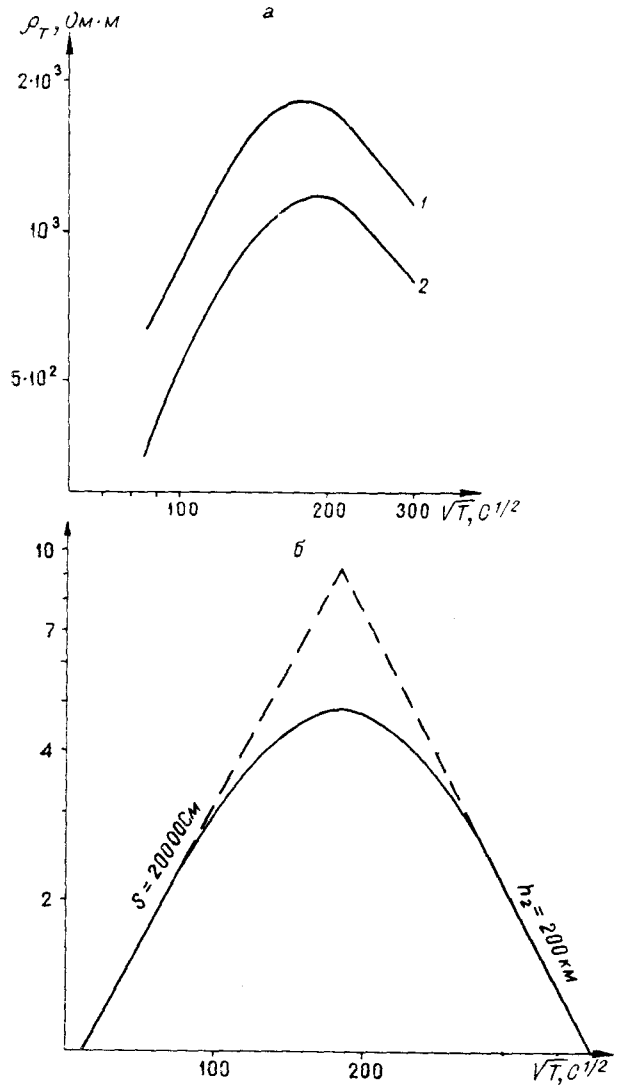


Рис. 4. Результаты МТЗ на о. Оаху: а — меридианальная (1) и широтная (2) кривые ρ_T [9], б — неискаженная кривая ρ_T .

держат более детальную информацию о свойствах глубинного геоэлектрического разреза. Определив среднее значение \sqrt{T}_{\max} для этих кривых и зная глубину океана $h_1 = 5$ км, авторы построили неискаженную кривую ρ_T (см. рис. 4, б) для о. Оаху с учетом симметрии асимптот S и H [1]. Мощность непроводящего слоя h_2 верхней мантии при интерпретации этой кривой оказалась, как и в случае МВЗ, равной примерно 200 км.

Таким образом, двумя независимыми способами показано, что мощность непроводящего слоя под Гавайскими островами составляет около 200 км. Этот результат совпадает с выводами американских геофизиков Д. П. Клейна и Ж. Ларсена, получивших указанный результат методом расчетов для токовой функции, что является подтверждением правильно-

сти применяемой авторами методики определения мощности непроводящего слоя земной коры и верхней мантии по данным магнитовариационного и магнитотеллурического зондирования на островах.

Отметим, что в геоэлектрике под мощностью непроводящего слоя принято понимать глуби-

ну до зоны высокой проводимости, обусловленную частичным плавлением мантийного вещества, нагретого до температуры 1200—1500°C. Для сравнения укажем, что мощность непроводящего слоя на Сахалине и Курильских островах составляет около 100 км, а в Австралии — более 300 км [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования.— М.: Недра, 1968.
2. Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях.— М.: Наука, 1977.
3. Мардерфельд Б. Е., Плехова В. В. Магнитовариационное зондирование на островах.— В кн.: Труды V Всесоюзного семинара «Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований» им. А. Н. Пушкина. М.: ИЗМИРАН, 1983.
4. Мороз И. П., Кобзова В. М., Тимошин Б. В. Моделирование электродинамических процессов в неоднородных проводящих средах.— Киев: Наукова думка, 1975.
5. Klein D. P. Geomagnetic time-variations, the islands effect and electromagnetic depth sounding of oceanic

- islands: results from the analysis of data obtained in the frequency range of 0,5 to 10 cycles per hour on Oahu, Hawaii.— Thesis. Honolulu, Univ. Hawaii, 1972.
6. Klein D. P. Magnetic variations (2—30 cpd) on Hawaii Islands and Mantle electrical conductivity.— Thesis. Honolulu, Univ. Hawaii, 1976.
7. Lahire B. N., Price A. T. Electromagnetic induction in non-uniform conductors and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variations.— Philos. Trans. Roy. Soc., London, 1939, v. 237.
8. Larsen J. C. Low frequency (0,1—6,0) cpd electromagnetic study of deep mantle electrical conductivity beneath the Hawaiian Islands.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1975, 43.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
ИППМиМ АН УССР
Львов

Поступила в редакцию
16 августа 1983 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. Д. Щеглов

УДК 553.499.04.003.1

МОНОГРАФИЯ О ГЕОЛОГИИ РТУТИ

Рассматривается книга В. П. Федорчука «Геология ртути». Показано ее значение для геологов-рудников Дальнего Востока. Отмечается ценность изложенного в монографии фактического материала и его систематизации для выбора аналогов различных геолого-про-

мышленных типов ртутных месторождений. Высказываются критические замечания и пожелания. Подчеркивается значение изложенного в книге материала для решения прикладных задач.

Недавно отмечалось [2], что в отечественной литературе по рудным месторождениям намечается определенный пробел, обусловленный отсутствием обобщающих работ по геологии и закономерностям размещения отдельных элементов. За последние годы в этом направлении выполнен целый ряд интересных исследований, среди которых значительное место принадлежит книге В. П. Федорчука*, посвященной геологии ртути. Геологическая и историческая судьбы этого элемента необычны. Так, например, название ему было дано Диоскридом задолго до определения его свойств, еще в первом веке н. э.; с этим элементом связано много легенд и преданий, и он был одним из особых „таинственных веществ“ периода расцвета алхимии и черной магии европейского средневековья. Ртутным месторождениями мира посвящено более пяти тысяч публикаций. Весьма большой интерес к ртути обусловлен, с одной стороны, особыми физическими и химическими свойствами последней и ее минералов, что определяло широкое использование этого элемента в различных областях человеческой деятельности, с другой стороны, многообразием типов проявления ртутного оруденения в различных геологических структурах. Поэтому не случайно у нас в стране и за рубежом геологии месторождений ртути, характеристике региональных и локальных закономерностей размещения месторождений этого элемента уделено повышенное внимание. Широко известны обобщающие работы по геологии ртутных месторождений В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, А. А. Саукова, Н. А. Озеровой, В. Э. Пояркова, П. В. Бабкина, В. П. Федорчука и многих других. И тем не менее новая монография В. П. Федорчука, известного исследователя ртутных и сурьмяных месторождений, изучавшего многие ртутные месторождения нашей страны и за рубежом, привлекает внимание прежде всего как обобщающее исследование одного из лучших знатоков месторождений ртути, в деятельности которого успешно сочетаются умение глубокого анализа геологических явлений с решением на их основе практических вопросов поисков и разведки рудных месторождений.

Книга В. П. Федорчука представляет значительный интерес для геологов Дальнего Востока, где выявлены новые месторождения и рудопрооявления ртути, однако, незначительные по своим масштабам. Известно, что американская ветвь Тихоокеанского рудного пояса содержит крупные месторождения ртути, многие из которых связаны с молодыми вулканическими поясами. В то же время для сходных окраинно-континентальных вулканических поясов советской части Тихоокеанского рудного пояса ртутные месторождения не

характерны, хотя рудопрооявления ртути в их пределах известны. Поэтому остается неясным, возможны ли на востоке страны новые открытия ртутных месторождений, или этот элемент не типичен для притихоокеанских регионов Востока СССР. Для исследователей, изучающих металлогению указанных территорий, монография В. П. Федорчука может служить «подспорьем» для сравнительного анализа закономерностей размещения и характеристики типов ртутных месторождений в разных рудных провинциях и поясах.

Книга В. П. Федорчука состоит из трех неравноценных по содержанию и различных по объему глав. Из 270 страниц текста книги глава I «Проявления ртутного оруденения и их таксонометрия» занимает 18 с., II «Генетические и геолого-промышленные типы ртутных и ртутьсодержащих месторождений» — 206 с. и III «Геолого-экономическая оценка ртутных проявлений и месторождений» — 34 с. Главную ценность книги и ее основное содержание составляет глава II, в которой охарактеризованы различные типы ртутных месторождений разных рудных провинций и стран, что придает работе некоторую энциклопедичность. Не исключено, что более правильно было бы назвать книгу не «Геология ртути», а «Типы месторождений ртути», что больше бы отвечало ее содержанию, так как основные закономерности размещения месторождений ртути во времени и пространстве в региональном плане освещены в книге очень слабо, и у читателя не создается ясного представления о современном состоянии вопроса в этой области геологии. (По нашему мнению, геология элемента включает и рассмотрение его металлогении).

Рудные провинции, подпровинции и глобальные ртутнорудные пояса рассмотрены в главе I очень сжато. Читателю сообщается, что практически все месторождения ртути локализуются в пределах двух глобальных ртутнорудных поясов — Тихоокеанского и Средиземноморско-Азиатского. Судя по схеме размещения поясов, эти структуры охватывают по площади примерно более половины территории всех континентальных структур Земли, включая в свой состав разновозрастные и различные тектонические элементы. В границах указанных поясов выделяется семь ртутных провинций, а в последних — ртутнорудные пояса и зоны. В работе дано подразделение рудоносных структур на группы по особенностям их приуроченности к определенным типам тектонических структур. Казалось бы, все правильно. И вместе с тем остается неудовлетворенность от прочитанного не только потому, что эти важные вопросы освещены очень сжато, но прежде всего оттого, что при характеристике рудоносных структур не подчеркнуты специфические региональные факторы, влияющие на появление месторождений, сла-

* Федорчук В. П. Геология ртути.— М.: Недра, 1983. 270 с.

бо показаны взаимосвязи типов месторождений с различными региональными геологическими ситуациями. Некоторые сопоставления спорны. Так, например, между Корякско-Камчатскими и Северо-Африканским рудными поясами, по-видимому, больше отличий, чем сходства (с. 13). В работе практически не рассматривается вопрос о времени проявления ртутной минерализации и о его влиянии на характер, масштабы и геологические особенности этого оруденения. В данном случае время — категория геологическая. По мнению рецензента, в главе I слабо подчеркнута важнейшая особенность ртутных месторождений, проявляющаяся в разных масштабах: их тесная связь с разрывными нарушениями различных рангов и прежде всего с областями тектономагматической активизации и характерными для них структурами. По-видимому, следовало бы осветить, опираясь на современные данные, вопрос о связи ртутной минерализации с подкоровыми зонами тектоносферы. Эти, казалось бы, далекие от решений практической геологии вопросы имеют важное значение для понимания многих проблем геологии ртути в широком аспекте.

Как подчеркивалось выше, основную ценность монографии В. П. Федорчука составляет наибольшая по объему глава II, посвященная характеристике генетических и геолого-промышленных типов ртутных и ртутьсодержащих месторождений. Именно этот раздел работы представляет основное ее содержание и интересен для широкого круга геологов умело сконцентрированным фактическим материалом по многим месторождениям ртути Советского Союза и зарубежных стран. Рассмотрев геохимическую историю ртути и формы ее выделения, В. П. Федорчук при определении места ртутных месторождений в сводной генетической классификации месторождений полезных ископаемых показывает, что промышленные концентрации ртути присущи, главным образом, месторождениям вулканогенного и телетермального классов. Для месторождений других групп и классов ртути — второстепенный элемент, хотя в некоторых из них она образует небольшие промышленные концентрации (плутонических, вулканогенно-осадочных и др.). В. П. Федорчук при характеристике геохимических особенностей ртути указывает на ее проявление в пневматолито-пегматитовом месторождении Сейнайонк (Финляндия). Однако известно, что это месторождение, представленное главным образом самородной сурьмой, приурочено к зоне разлома, секущей древние гнейсы и пегматиты, и генетически не связано с ними. Не исключено, что данное месторождение обусловлено процессами молодой (позднепротерозойской) наложенной тектонической активизации, и, по-видимому, в настоящее время нег оснований считать его высокотемпературным пегматитовым образованием.

Небольшой раздел главы II посвящен анализу известных схем классификации месторождений. В итоге В. П. Федорчук предлагается схема типизации ртутных месторождений, основанная на нескольких признаках. Основой предлагаемой классификации промышленных эндогенных ртутных месторождений является их тип, который определяется по наиболее характерному виду околорудных изменений вмещающих пород. Околорудные изменения — главный классификационный признак, хотя учитываются и структурно-морфологические особенности месторождений, и характер разреза вмещающих пород. Так, например, в группе гидротермальных месторождений выделяется класс телетермальных, подразделяемый на четыре типа: кварц-диккитовый, джаспероидный, карбонатный, лиственитовый; для плутонического класса месторождений характерен только один промышленный тип: кварц-хлорит-серцит-карбонат-баритовый.

Характеристика месторождений в монографии дается по классам и типам ртутных образований, выделенным в классификации. При рассмотрении место-

рождений разных классов (плутонического, телетермального, вулканогенного) классификация детализируется, что находит свое отражение в тексте и таблицах, из которых, например, видно, что для плутонических месторождений в пределах кварц-хлорит-серцитового и кварц-карбонат-баритового типов выделяются самостоятельные рудные формации: для первого — пять, для второго — три. Также, судя по тексту и таблицам, оказывается, что рудные формации являются составной частью геолого-промышленного типа месторождений, что «рудным формациям соответствуют специфические минеральные виды» (с. 39), например, вольфрамо-сурьмяно-ртутной формации — шешелито-антимонит-блекл-рудно-киноварный минеральный вид и т. д. Читателю остается догадываться, зачем возникла необходимость выделения рудных формаций, если они соответствуют одному минеральному типу, и почему в понятие *рудная формация* В. П. Федорчук вкладывается особый смысл, отличный от общепринятого? К сожалению, на этот вопрос нет в книге ответа. Было бы правильно и интересно, если бы автор попытался классифицировать ртутные месторождения по рудным формациям в современном их понимании, иными словами, выделил ртутные рудные формации, под чем понимались бы группы месторождений, в пределах которых они были бы объединены по следующему признаку: тектономагматическая обстановка образования, единство парагенетических ассоциаций главнейших минералов, температура образования и промышленные параметры. В этом случае классификация месторождений могла бы быть осуществлена на формационной основе, когда в основу объединения месторождений в одну формацию берутся их главные признаки. Классификация ртутных месторождений по околорудным метасоматитам, конечно, возможна и имеет право на существование, но она не отражает тектономагматических особенностей проявления месторождений, не раскрывает специфики их проявления в связи с эволюцией структурных элементов земной коры, а следовательно, не может служить надежной основой для направления поисковых работ и в какой-то мере оценки месторождений. По мнению рецензента, подразделение месторождений одного элемента (металла) на рудные формации должно быть основой современных геолого-промышленных классификаций.

При характеристике плутонических ртутных месторождений вызывает возражение отнесение в эту группу двух формаций: вольфрамо-сурьмяно-ртутной и вольфрамо-сурьмяно-золото-ртутно-полиметаллической, которые, кроме того, без должных оснований разделены на две группы, тогда как это представители одной группы (формации) рудных образований, относящихся по всем признакам, скорее, к телетермальным месторождениям, нежели к плутоническим. Возникает и другой вопрос: правильно ли геолого-промышленные типы и подтипы рудных месторождений выделять по характеру околорудных метасоматитов? Известно, что минеральный состав последних, их интенсивность проявления во многом зависят от глубины образования месторождений, характера рудообразующих пород и структур, которые весьма изменчивы в пределах одних и тех же региональных рудоносных территорий (зон, поясов); в этом случае месторождения сходного промышленного значения могут быть отнесены к различным по своим перспективам типам.

Описание месторождений выполнено В. П. Федорчуком очень «компактно», в коротких характеристиках содержится большой фактический материал, глубоко осмысленный автором и позволяющий читателю получить разностороннюю информацию о ртутных месторождениях разных типов. Этот раздел монографии практически не вызывает возражений. Характеристика месторождений сопровождается наглядной графикой, хорошо дополняющей текст. Все же уместно одно замечание. Оно относится к уникальному ртутно-сурь-

мяно-вольфрамовому месторождению Барун-Шивей в Забайкалье [1] (для которого В. П. Федорчук приведен «расплавчатая» характеристика.) Последнее интересно рядом особенностей. Прежде всего это не плутонговое (по В. П. Федорчуку, с. 42), а, скорее, эпitherмальное (или даже телетермальное) месторождение, которое контролируется глубинным разломом и не связано с магматическими породами. К глубинному разлому тяготеют и другие низкотемпературные сурьмяно-вольфрамовые (с киноварью), флюоритовые и золоторудные месторождения. Они образуют единую серию (комплекс) месторождений, причем в особенностях образования каждого из них прослеживается общая последовательность в формировании всей группы месторождений. Это наглядно устанавливается на месторождении Барун-Шивей, руды которого характеризуются редким сочетанием рудных минералов и сформировались в четыре стадии минерализации, также имеющие необычную последовательность. В первую стадию образуются прожилки и (реже) жилы крупнокристаллического кварца с редкими антимонитом, ферберитом и киноварью, причем последняя представлена в кварце крупными единичными выделениями. Во вторую стадию возникает существенно антимонитовые руды, в которых встречаются ферберит и золото. Третья стадия — собственно ферберитовая, она развита на месторождении наиболее широко, и руды, сформированные в эту стадию, представляют главную промышленную ценность. Характерно, что в данную стадию также проявляются в небольших количествах антимонит и киноварь, причем последовательность их отложения остается общей: антимонит, ферберит, киноварь. Руды указанной стадии характеризуются брекчевой и кокардовой текстурами, при этом в обломках брекчий и в центре ферберитовых кокард отчетливо устанавливаются остроугольные фрагменты антимонитовых руд и раннего кварца первой стадии. Наконец, в четвертую стадию проявляется собственно киноварные руды, накладываемые на минеральные образования предыдущих стадий. Киноварь здесь причислена к прожилкам мелкокристаллического гребчатого кварца, в котором также встречаются редкие антимонит и ферберит. Руды этой стадии наиболее широко развиты на верхних горизонтах месторождений, что позволяет говорить о наличии на месторождении слабо выраженной прямой вертикальной зональности. В целом для месторождения не совсем обычен порядок проявления стадий и отдельных рудных минералов в их составе, являющийся, однако, общим для всего рудного процесса: первыми образуются антимонитовые, затем ферберитовые и киноварные руды. При этом в пределах каждой стадии сохраняется такая же последовательность образования главных рудных минералов, интенсивность проявления которых, однако, является существенно различной в рудах каждой стадии. Порядку проявления стадий и рудных минералов соответствует и последовательность формирования самих месторождений. Ртутные месторождения во всех случаях являются наиболее поздними. Месторождение Барун-Шивей не следует рассматривать как собственно ртутное; это второстепенное ртутьсодержащее месторождение, генетические особенности которого, однако, весьма своеобразны и интересны прежде всего потому, что позволяют увидеть новые аспекты геохимических связей ртути с вольфрамом и сурьмой. Прав В. П. Федорчук, констатируя, что в последние годы стали очевидными более тесные связи ртути и вольфрама, ртути и золота. На примере рудных месторождений Северо-Востока страны и Забайкалья отчетливо выделяются эти «новые» связи, которые в общем могут быть отражены в виде единого схематичного ряда последовательности образования месторождений (проявления стадий минерализации и порядка отложения главных минералов в их пределах): флюорит + золото + антимонит + ферберит (шеелит) + киноварь.

Основное внимание при характеристике месторождений в книге уделено ртутным месторождениям телетермального класса. Здесь приводятся хорошо выполненные обобщенные «портреты» наиболее крупных месторождений разных типов. Их характеристики точны и интересны. Они позволяют читателю непредвзято судить о геологических особенностях месторождений и их рудоконализирующих структурах. При описании месторождений умело обращается внимание на особенности их минерального состава, характер рудных ассоциаций. Для ряда месторождений даются экономическая характеристика и исторические сведения об этапах изучения и освоения. Важным является и то обстоятельство, что В. П. Федорчук при описании месторождений упоминает имена многих исследователей, которым обязана своим становлением «ртутная геология», в том числе советских геологов-ртутников, так много сделавших для создания надежной сырьевой базы ртути в нашей стране.

Из многообразия характерных особенностей ртутных месторождений разных типов отметим только одну, которая акцентируется В. П. Федорчуком, но не раскрыта в должной мере: присутствие в ртутных рудах твердых и жидких битумов, тесная ассоциация киновари с углеводородами. Так, на месторождении Нью-Альмаден установлены оригинальные, так называемые, «пенистые руды, представленные застывшими капелками нефтебитумов, покрытых оболочкой из халцедонового материала с киноварью» (с. 154). Жидкие и твердые битумы установлены в ртутных месторождениях Средней Азии, Северо-Востока СССР и Украины. Это очень интересные факты, «перекраивающие мостик» между рудными месторождениями и нефтяными. Подобные явления известны и в других месторождениях, например, флюоритовых; они отмечались ранее. Однако для ртутных месторождений их тесная связь с нефтяными проявляется наиболее широко и отчетливо. И хорошо, что В. П. Федорчук в работе обращает на это внимание. Несомненно, в ближайшее время проблема связи рудных месторождений с нефтяными привлечет большее внимание исследователей, и в связи с ее изучением будет получен принципиально новый материал о взаимоотношениях рудного вещества с углеводородами в едином процессе эволюции месторождений должно занять одно из ведущих мест.

Кроме эндогенных в монографии кратко охарактеризованы экзогенные и гетерогенные ртутьсодержащие месторождения. Последние, по существу, не являющиеся в настоящее время рентабельными объектами для промышленного освоения, и их изучение представляет главным образом познавательный интерес.

Книга заканчивается главой, посвященной геолого-экономической оценке ртутных проявлений и месторождений. В этой небольшой главе В. П. Федорчук сконцентрировал свой опыт всестороннего анализа рудопроявлений ртути от этапа первых находок ртутных руд до экономической оценки месторождений. Важными являются разделы, в которых приводятся примеры экспертной оценки проявлений ртути, а также освещаются пути прогнозирования скрытого орудуения в пределах уже выявленных рудных полей — этот раздел имеет прикладной характер и представляет значительный интерес для геологов, занимающихся оценкой ртутных рудопроявлений. Следует согласиться с выводом В. П. Федорчука, что «во всех без исключения случаях общие запасы рудных полей с рудными участками (месторождениями), эксплуатирующимися длительное время, оказались выше первоначальных оценок, что объясняется при прочих равных условиях наличием значительного фонда скрытых, в том числе и многоярусных, рудных залежей» (с. 261). Это заключение важно в связи с имеющей место в последнее время чрезмерной критикой со стороны добывающих рудное сырье организаций работы геологов, обусловленной неподтверждением запасов по отдельным руд-

ным телам (что иногда имеет место) при правильном определении общих запасов и содержания металла по месторождению в целом. Несостоятельность такой критики отчетливо показана В. П. Федорчуком на примере сложных по морфологии и специфике распределения рудных компонентов ртутных месторождений. Рецензент считает, что цитированный выше вывод о достоверности оценок масштабов месторождений ртути определяется не только наличием скрытых рудных залежей, но прежде всего возросшим мастерством советских геологов-рудников, в том числе изучающих ртутные месторождения, и отражает общий высокий уровень отечественной геологической школы.

Монография В. П. Федорчука — ценное исследование, внесшее заметный вклад в изучение геологии отдельных элементов. Его основная ценность состоит во всесторонней характеристике разных типов ртутных месторождений на основе интересного описания отдельных их представителей. В то же время работа была бы еще более полной, если бы подробнее были раскрыты закономерности проявления ртутной минерализации в различных структурах земной коры, дана классификация ртутных месторождений на формационной основе, сделаны более широкие выводы по генетическим особенностям месторождений, их минеральному составу, зональности рудных полей, месторождений и рудных тел. Интересный большой фактический материал, изложенный в книге, не получил должного обобщения; короткие выводы в конце каждой главы и после характеристики разных типов месторождений, хотя и содержательны, но далеко не полностью отражают (аргументируют) характер главных выявленных закономерностей. Возможно, это связано с тем, что автор был заранее связан установленным объемом книги и выбрал путь изложения материала, отдав предпочтение характеристике отдельных месторождений. Несмотря на это, рецензируемая книга — нужное произведение по геологии рудных образований; оно выполнено одним из лучших знатоков ртутных месторождений и, несомненно, представляет большой интерес для широкого круга специалистов в

области рудных месторождений и металлогении. Особенно эта работа полезна для геологов-дальневосточников, только «подступающих» к широкому осмыслению особенностей проявления ртутного оруденения в разнотипных структурах регионов. Изучение книги В. П. Федорчука должно помочь им «найти ключ» к оценке и выявлению известных и новых типов ртутных месторождений на Востоке СССР. По-видимому, именно в восточных регионах, тяготеющих к зоне перехода континента к океану, возможно открытие своеобразных месторождений, где ртуть будет ассоциироваться с вольфрамом, золотом, серебром, возможно, оловом (?). Важной является проблема переоценки перспектив выявления ртутных месторождений в зонах разломов по периферии срединных массивов Востока СССР, прежде всего в обрамлении Буреинского, Хангайского, Охотского и Омолонского массивов. Здесь возможно выявление не только ртутных, но и комплексных сурьмяно-флюоритовых с ртутью, ртутно-сурьмяно-вольфрамовых и др. месторождений. Следует иметь в виду, что геохимические ореолы ртути могут служить хорошими поисковыми признаками не только на киноварное оруденение. Наконец, не исключена возможность открытия в восточных регионах страны стратиформных ртутных и комплексных ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений осадочно-гидротермального и осадочно-вулканогенного генезиса. Характеристика подобных месторождений, данная в книге В. П. Федорчука, помогает наметить пути возможного (пока достаточно иллюзорного) открытия таких месторождений, к которым и сам автор монографии, судя по тексту, относится еще с большой долей осторожности. Тем не менее следует иметь в виду, что общая тенденция открытия новых типов рудных месторождений заключается в выявлении все более широкого спектра новых типов осадочно-вулканогенных месторождений разных металлов.

Книга В. П. Федорчука — существенный вклад в геологию рудных месторождений и, несомненно, окажется полезной для широкого круга геологов, их изучающих. Она имеет важное прикладное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья.— *Зан. ВМО*, 1959, № 1.

2. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
28 августа 1984 г.

УДК 575/658.516 : 551.35

Г. Л. Кириллова

О КНИГЕ В. Т. ФРОЛОВА «ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ»

Дается оценка книги, подчеркиваются своевременность ее появления в связи с широкими масштабами океанологических исследований и важность освещения принципов генетической типизации морских отложений на примерах отечественных материалов по гео-

Появление книги В. Т. Фролова * весьма своевременно в связи с широким размахом океанологических исследований и необходимостью обобщения и осмыс-

синклинальным и платформенным образованиям Кавказа, Крыма, Урала, островных дуг Востока СССР. Выказываются критические замечания, касающиеся классификаций генетических типов морских отложений, геоморфаций.

ливания того огромного материала, который накопился в последние десятилетия.

Круг вопросов, рассмотренных в книге, довольно широк: это и принципы генетической типизации морских отложений с краткими содержательными экскурсами в историю развития генетического анализа, и новая классификация генетических типов с детальным

* Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений.— М.: Недра, 1984.

описанием как современных, так и ископаемых морских отложений, и вопросы методики генетического, фацциального, палеогеографического, формационного анализа и ряд других интересных проблем.

Особенно ценным представляется раздел, посвященный описанию конкретных генетических типов. Используя свой богатый опыт исследователя и литературные данные, автор подробно описывает генетические типы современных отложений из разных частей планеты и их аналоги в древних морских отложениях, сопровождая описание перечнем диагностических признаков, что будет, несомненно, полезно как геологам, изучающим древние отложения, так и специалистам по современным осадкам.

Автор методически совершенно правильно подошел к проблеме выделения литотипов и генетических типов, подчеркнув, что определение генезиса — процедура интерпретационная, а потому вероятностная. Что же касается классификации генетических типов морских отложений, то автору (как он это признает и сам) не удалось построить ее по единым признакам, и поэтому она получилась в целом несколько непоследовательной, а для вулканогенно-осадочного ряда — неполной. Классификация содержит подразделения четырех рангов: ряд, группа, подгруппа (выделяется не везде) и тип отложения. Основу ее составляют четыре равноправных ряда — вулканогенно-осадочный, хемогенно-биогенный, механогенный и подводно-элювиальный. Но поскольку они выделены по разным признакам — первые два по способу образования (происхождения), вторые два — по способу накопления, то два последние являются более общими по отношению к двум первым. В связи с этим автор вынужден некоторые генетические типы повторять в классификации трижды, например западно-шельфовые, а с другой стороны, эти типы (да практически и большинство их, выделенных для механогенного и подводно-элювиального ряда) ему необходимо повторить для вулканогенно-осадочного и хемогенно-биогенного ряда.

Трудности в составлении классификации генетических типов морских отложений объясняются отсутствием хорошей, полной классификации по структурно-вещественным признакам, собственным признакам морских отложений, которая могла бы послужить основой для типизации и систематизации по генетическим признакам.

Нет сомнений, что генетическое направление, основанное на способе накопления отложений, надо развивать, поскольку оно призвано объединять и взаимно обогащать континентальные и морские исследования. Известно, что в настоящее время при ограниченном объеме бурения для изучения шельфовых бассейнов широко используются методы сейсмостратиграфии, позволяющие путем идентификации сейсмофаций с известными аккумулятивными формами тел, анализа перерывов и несогласий восстанавливать из последовательности и взаимоотношения этих тел историю развития бассейнов. Поскольку вещественная характеристика сейсмофаций не известна, на первый план выступает тектурная, которая, в свою очередь, обусловлена способом накопления отложений. И вот тут-то роль генетических типов, выделенных и описанных В. Т. Фроловым, трудно переоценить. Но к сожалению, в книге не акцентировано внимание на форму тел (за исключением биогенных), относимых к тому или иному генетическому типу, что значительно облегчило бы идентификацию их с сейсмическими фациями.

Автору, несомненно, удалось разделить, касающиеся методики общего генетического, фацциального, палеогеографического анализа. Им приведены последовательность операций в этих видах анализов, перечень результирующих карт, профилей. Эти разделы вполне отвечают требованиям методических пособий и принесут большую пользу занимающимся подобными исследованиями.

Заканчивается книга разделом, посвященным основам формационного анализа. Автор выделяет шесть рангов геологических тел и приводит соответствующие им генетические обстановки, морфологические и генетические понятия и термины. Разъясняя толкования терминов, излагая историю развития представлений о различных телах и явлениях, автор создает необходимую базу для формирования собственной точки зрения и веско аргументирует ее.

В разделе звучит лейтмотив о первичности структурно-вещественных признаков и вторичности генетических. Справедливо противопоставляются конкретные (свиты) и абстрактные (типы) формации. При выделении их используются разные системы признаков. Ценен структурный, иерархический подход к построению крупных тел. В частности, интересна схема фацциальной структуры морских и океанских формаций для современного этапа, приняв которую за основу, можно строить соответствующие схемы для древних формаций.

Поскольку главная цель книги — генетическая типизация морских отложений, то автором предложена и генетическая классификация геотформаций. Несомненно, целевые классификации могут строиться по любым признакам. Однако нельзя согласиться с мнением автора, что «основой является типизация и классификация по главному, системному признаку — парагенетическим ассоциациям генетических типов отложений, отражающим ту или иную геологическую обстановку. На втором месте стоит типизация по вещественному, а именно, литологическому составу. Таково же место и литологической классификации геотформаций по отношению к их систематике — классификации по парагенотипам» (кстати, автор дает толкование термина «парагенотип», отличное от его создателя В. И. Драгунова.) Тут автор вступает в противоречие с самим собой. На с. 170 он пишет, что «генетические построения и классификации прямо не приложимы к генетическим телам и объектам и не могут служить основой изучения». Таким образом, предлагаемый подход был бы правомерен, если бы автор опирался на разработанную структурно-вещественную классификацию — в этом случае было бы от чего абстрагироваться, а при отсутствии такой классификации, несомненно, первичной и самой важной, на которой строятся все другие, интерпретации подлежат неизвестно какие геологические тела. Отсутствие такой классификации негативно сказывается на обоих вариантах классификации морских и океанских формаций В. Т. Фролова, поскольку на определенных ее ступенях он вынужден забыть о генезисе, способах образования, а прибегает к тривиальной вещественной характеристике: кремневая, планктоногенно-известняковая, вулканическая и т. д.

Сделанные замечания ни в коем случае и нисколько не умаляют ценность книги В. Т. Фролова, а лишь отражают состояние нашей науки в разработке этой проблемы и те противоречивые вопросы, которые не нашли еще однозначного решения. Важно и то, что книга основана большей частью на отечественном материале, что является весомым вкладом в мировую науку, поскольку в недавно вышедших книгах зарубежных авторов, посвященных подобным вопросам (Г. Э. Рейнек, И. Б. Сингх «Обстановки терригенного осадконакопления», Э. Хэллем «Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность» и др.), данные по современным и древним обстановкам осадконакопления в пределах Советского Союза практически не использованы. Книга эта, несомненно, пионерная, и нельзя не оценить ее новаторский, перспективный характер. Ведь будущее нашей планеты связано с изучением океана, его осадков и связанных с ними минеральных ресурсов. А это даст ключ к разгадке развития Земли в прошлые эпохи.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор *Н. А. ШИЛО*

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукбаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*,
С. М. Тильман, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТяГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдобеская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *С. В. Еминова*, *В. В. Игнатьева*

Слано в набор 13.02.85. Подписано к печати 06.06.85.
МП-02053. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отг. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж
696 экз. Заказ. № 598.
Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099.
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

Согласно плану выпуска литературы в издательстве «Недра» в 1986 г. выходит терминологический справочник «Геологические тела» под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева (объем 40 л., цена 2 р. 40 к.).

Издание отражает современное состояние терминологической базы учения о геологических уровнях организации вещества; содержит 3000 понятий и терминов со всеми смысловыми оттенками; упорядочивает обширный материал по иерархическим уровням (в концепции уровней геологические тела рассматриваются как системы). В справочнике изложены основные учения об иерархии, уделяется внимание терминологической базе учения о классификациях, систематиках, таксономиях и т. д.; освещены понятия, относящиеся к отдельным геологическим уровням: минеральному, породному, формационному, геокомплексному, геосферному, планетарному; приведены предметный и авторский указатели, термины даны на английском, немецком и французском языках.

Справочник рассчитан на геологов различного профиля, будет полезен для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

Заказы можно направлять в местные магазины технической книги или по адресу: Москва, Коровинское шоссе, 20, магазин № 59, «Недра».