

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



1

1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТИГ ДВО АН СССР. Тел. 33-26-65.

Зав. редакцией *Е. П. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *В. К. Жихарева*, *С. В. Блинова*

Сдано в набор 11.10.88. Подписано к печати 18.01.89.
МП-01202. Формат 84×108^{1/16}. Бумага типограф-
ская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл. кр-
отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 632 экз. Заказ № 368.
Цена 1 р. 80 к.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, 99, ул.
Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Шило. Происхождение современных ландшафтов континентального Севера	3	континентов по геофизическим данным (на примере сочленения Алданского щита и Охотоморской плиты)	86
Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын, А. М. Подражанский. Геология хребта Хуан де Фука в районе г. Осевой (Тихий океан)	11	В. Н. Воеводин. О рудно-формационном анализе	96
В. Ю. Косыгин. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Хоксю — Тихий океан	24	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Тун Юмин, Линь Кэ. Геотектонические обстановки карбон-пермского угленакопления в Китае	31	Б. А. Сальников, Н. С. Тазов. Лито- и биофацциальная цикличность в кайнозойских отложениях Северного Сахалина	105
Б. А. Натальин, С. Н. Алексеевко. Структура нижнемеловых отложений фундамента Среднеамурской впадины	37	И. И. Фатьянов, Г. М. Яськин, Г. А. Валуй. Адуляр одного из золотосеребряных месторождений Нижнего Приамурья и особенности его образования	108
В. С. Маркевич, В. П. Парняков. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района	47	В. А. Максимовский, Г. В. Дитмар, В. В. Пуриг. Структурно-вещественные типы сиалической части земной коры юга Дальнего Востока	112
С. Е. Апрельков, О. Н. Ольшанская. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным	53	П. Ю. Горнов. Результаты геотермических исследований приповерхностных отложений Екатеринославской площади (Среднеамурская впадина)	118
С. М. Синица. К геологии южной части Срединнокамчатского кристаллического массива	67	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Н. К. Булин. Глубинное строение Верхояно-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным	77	Г. М. Власов. Отражает ли мировая рифтовая система редкое событие в геологии?	120
В. А. Абрамов. К вопросу о глубинном строении дна окраинных морей и прилегающих		А. М. Чечельницкий. Земля и Вселенная — проблемы и парадоксы возраста	123

CONTENTS

N. A. Shilo. The origin of present landscapes of the continental North	3	ning continents from geophysical data (exemplified by the junction of the Aldan shield and Okhotsk Sea plate)	86
L. P. Zonenshein, M. I. Kuzmin, Yu. A. Bogdanov, A. P. Lisitsin, A. M. Podrazhansky. Geology in the Juan de Fuca Range in the Osewaya Mount region (Pacific Ocean)	11	V. N. Voyevodin. On the ore-formational analysis	96
V. Yu. Kosygin. Density model of the tectonosphere along the geotraverse Honshu island — Pacific Ocean	24	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Tong Yuming, Lin Ke. The characteristics of coal-forming geotectonic environments in Permian-Carboniferous period in China	31	B. A. Salnikov, N. S. Tazov. Litho- and biofacial cyclic recurrence in the Cenozoic deposits of North Sakhalin	105
B. A. Natal'in, S. N. Alexeenko. The structure of Lower Cretaceous deposits in the basement of the Middle Amur basin	37	I. I. Fatiyanov, G. M. Yaskin, G. A. Valui. The adular of one of the gold-silver Lower Priamurie deposits and specific features of its formation	108
V. S. Markevich, V. P. Parnyakov. On the age of olistostrome thick series of the Dalnegorsk region	47	V. A. Maksimovsky, G. V. Ditmar, V. V. Puring. Structural-material types of the Earth's crust sialic part of the Far East South	112
S. E. Aprelkov, O. N. Olshanskaya. Tectonic zonation of central and south Kamchatka from geological and geophysical data	53	P. Yu. Gornov. The results of geothermal investigations of near-surface deposits of the Yekaterinoslavsky area (Middle Amur basin)	118
S. M. Sinitsa. Geology of the south Median-Kamchatka crystalline massif	67	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
N. K. Bulin. Deep structure of the Verkhoyansk-Chukotka fold region from seismic data	77	G. M. Vlasov. Does the world rift system reflect a rare event in geology?	120
B. A. Abramov. To the problem of deep structure of the marginal seas bottom and the adjoin-		A. M. Chechelnitzky. Earth and Universe — problems and paradoxes of the age	123

УДК 551.8

Н. А. Шило

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕВЕРА

Дана схема формирования ландшафтов холодных сухих степей в пределах современной территории Якутии и Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене во взаимосвязи с глобальными процессами, ох-

Для понимания происхождения современной природы севера Сибири очень большое значение имеют сохранившиеся уникальные свидетельства позднеледниковья. Особенно много их наблюдается на Северо-Востоке СССР, т. е. в пределах Якутско-Чукотского региона. Это связано, во-первых, с минимальным развитием здесь собственно ледников в ледниковой эпохи, в силу чего сам по себе распад небольших ледников в голоцене не привел к существенным изменениям в окружающей природе. Во-вторых, именно на Северо-Востоке СССР (и на Аляске) не подвергся термическому разрушению даже в эпоху голоценового климатического оптимума такой важнейший компонент первичных перигляциальных ландшафтов, как вечная мерзлота. Например, в Западной Сибири вечная мерзлота оттаивала в голоценовый климатический оптимум до 150—200 м от дневной поверхности. Поэтому на больших территориях до сих пор не произошло смыкания новой, нарастающей после оптимума, мерзлоты с реликтовой позднеледниковой. Здесь фиксируется двуслойная мерзлота [21].

На Северо-Востоке СССР (и на Аляске) под защитой этой местной наиболее консервативной вечной мерзлоты сохранились высокольдистые поверхностные перигляциальные образования позднего плейстоцена — лессово-ледовые, ледово-лессовые и ледово-песчаные едомы. Они содержат уникальную информацию о природе перигляциальных областей позднего ледниковья. Можно напомнить, что именно в ледово-лессовых отложениях в бассейне р. Колымы был найден замороженный труп березовского мамонта, а в льдистых склоновых или, возможно, селевых отложениях одного из ручьев в верховьях р. Колымы найден труп киргизского мамонтенка, а в 1987 г. на Чукотке обнаружена хорошо сохранившаяся нога эвмынвеевского мамонта. Таким образом, для рассмотрения уникальных черт — пережитков

вавшими значительную часть полушария. Особое внимание уделено проблеме формирования едомного комплекса.

позднеледниковья в современной природе Севера СССР — лучше всего обратиться к Северо-Востоку СССР.

Согласно исследованиям, проведенным на Чукотке и в Якутии, в современной природе Северо-Востока СССР широко распространены реликты ландшафтов последней ледниковой эпохи — сартанского времени. Сами оледенения этой наиболее холодной в плейстоцене эпохи имели минимальное развитие даже на западе и северо-западе Евразии [26]. Этот феномен нашел объяснение в работах А. А. Величко в теории морских оледенений северных акваторий Мирового океана и соответствующего иссушения климата на соседних территориях. Покровы плавучего льда в Северной Атлантике прекращали испарение с акватории. Вследствие этого в Европу поступал сухой и холодный атлантический воздух. Поэтому даже в Англии обитали такие крайне сухолюбивые степные и полупустынные животные, как сайга [2]. В силу действия западного атмосферного переноса сухость и похолодание возрастали, как и в настоящее время, с запада на восток. Поэтому, если даже в Западной Европе в этот период возникали сухие степные перигляциальные мерзлотные ландшафты*, то иссушение, остепнение основных мерзлотных ландшафтов на восток, в сторону Сибири, могло только возрастать. В этом направлении возрастали эоловые, криогенные и другие характерные для перигляциальных областей процессы. Не случайно трансконтинентальное расселение мамонтового фаунистического комплекса, выделяемого в качестве «перигляциальной

* Термин «перигляциальный» дословно означает «приледниковый». Ясно, что при крайней угнетенности и малочисленности позднеледниковых ледниковых цитов в Евразии он применяется к мерзлотным территориям того времени исходя из смысловой его нагрузки, характеризующей территорию со сходными приледниковыми условиями развития.

фауны». Э. А. Вангенгейм подчеркивает, что «...сайга была распространена в пределах всей перигляциальной зоны от Восточной Англии до Аляски» [2, с. 85].

Впервые на огромное иссушающее влияние в ледниковые эпохи именно арктического океанического оледенения и связанное с этим резкое ослабление наземных оледенений на Северо-Востоке СССР было указано в моем с соавторами докладе [42]. Мы отмечали, что «...в эпохи плейстоценовых оледенений и синхронных глобальных похолоданий климата в Северном полушарии морские льды арктического бассейна были спаяны в единый и неподвижный ледяной покров» (с. 72) и что в результате этого явления «...вся территория Северо-Востока Азии оказалась в зоне дефицита влаги и не подвергалась покровному оледенению в течение всего плейстоцена» (с. 74).

Более того, циркумполярную мерзлотную зону позднплейстоценовой Евразии и Аляски действительно можно называть «перигляциальной», если считать за «гляциал» монолитный ледяной щит, покрывавший и превращавший в настоящую «климатическую сушу» Северный Ледовитый океан. Размеры ледяного щита* сопоставимы с трансконтинентальной перигляциальной зоной.

Какая же природная обстановка складывалась в пределах перигляциальной зоны на севере Евразии в целом? Здесь должен был существовать особый перигляциальный или, я бы сказал, северный криоаридный пояс Земли времен ледниковых эпох. Вместо современных крайне обводненных криогумидных озерных и болотных ландшафтов должны были существовать сухие и холодные криоаридные степные ландшафты. Одним из доказательств этого положения служат находки арктической позднплейстоценовой сайги на Северном Урале [22], в арктической Якутии и на Аляске [41]**.

«Сайга — это стенотопный вид, поэтому обнаружение ее остатков в четвертичных отложениях позволяет считать, что в районах находки должны были существовать открытые степные пространства с резко континентальным климатом и твердыми грунтами» [22]. То же можно сказать об изобиловавших в арк-

* В западном секторе Арктики это мог быть скопившийся на морском льду обычный фирновый лед, как это представляется по работам М. Г. Гросвальда [6], а в восточном, особо ксеротическом секторе это был мощный морской (водный) лед, толщиной во многие десятки и даже сотни метров [40].

** Впервые в Советской Якутии остатки вымершей в голоцене сайги описал еще И. Д. Черский. Впоследствии этот подвид сайги выделен американским палеонтологом Ч. Фриком на Аляске как «сайга Райса». Поэтому лучше говорить вообще об особой арктической ископаемой сайге.

тической Якутии диких лошадях и бизонах. Тем более это относится к яку, который в позднем плейстоцене проник через низменности Северной Якутии на Аляску [41].

Сухость и остепнение ландшафтов охватывали, конечно, прежде всего низменности и низкогорья. Горы достигали снеговой границы и покрывались снегами.

И хотя этой влаги не хватало для развития значительных горно-долинных ледников, все же ее было достаточно для функционирования их в долинах ручьев и небольших рек. Именно на обводненных поймах горных рек, на фильтрующем и потому сохраняющем талое состояние скелетном аллювии и пережили сухое и холодное сартанское время типичные для наших дней так называемые тополево-чозениевые горно-долинные леса севера Дальнего Востока. Древовидная ива-чозения вообще не может существовать на вечной мерзлоте, так как имеет глубокие вертикальные корни и, безусловно, является реликтовым растением [35]. Конечно, во многих межгорных депрессиях развивались степные ландшафты, особенно в Центральной и Южной Якутии. На это указывают спорово-пыльцевые диаграммы из лессовых зыряно-сартанских покровных толщ всех террас р. Алдана [31]. Пыльца древесных прослеживается там до верхних горизонтов лишь в самой молодой голоценовой 9-метровой террасе. Тем не менее именно в пределах гор Северо-Востока СССР сохранились реликтовые ландшафты позднледникового времени. Как известно, впервые И. П. Герасимов показал [7, 8], «...что область Сибирского полюса холода переживает современное позднледниковье». То же самое можно сказать о многих горных районах бассейна Колымы. Только в Корякских горах и на Чукотке, где были развиты связанные с тихоокеанским увлажнением климата более мощные ледники, произошло с их таянием в голоцене существенное изменение природной обстановки.

Конечно, голоценовое циркумполярное увеличение влажности климата в Северном полушарии, а с ним и нормы снеговых и дождевых осадков не могло миновать горную часть Северо-Востока СССР. С этим явлением связывается голоценовое «растяжение» вертикальной зональности горно-долинных ландшафтов за счет сокращения горно-тундровых ландшафтов. Одновременно «растянулись» ранее «сжатые», стесненные к днищам долин и другие выделенные в свое время И. П. Герасимовым ландшафты гор Северо-Востока Азии — ландшафты сухой мерзлотной лиственничной тайги, развивающиеся ниже гольцового пояса по хорошо дренированным пологим склонам. ландшафты сырой мерзлотной лиственничной тайги на террасовидных поверхностях. На своем ме-

сте, по-видимому, остались реликтовые ландшафты немерзлотных пойменных тополево-чозениевых лесов.

Совсем по-другому, я бы сказал — по катастрофическому, типу развивались события и смена природной обстановки в пределах низменностей и низкогорий Северо-Востока СССР на границе плейстоцен — голоцен. Здесь в позднем ледниковье господствовали сухие перигляциальные степи, существовал северный аридный пояс Земли.

Поэтому, когда в голоцене с вскрытием от ледяного щита арктических морей [36] и увлажнением климата вместо аридного пояса сформировались современные криогумидные условия, и произошло полное разрушение ранее сформировавшихся ландшафтов.

Лесная и крупнокустарниковая растительность из горно-долинных рефугиумов [18] распространилась на низменности и низкогорья и продвинулась в пределы современных арктических островов Северной Якутии. Например, в аласах на о. Б. Ляховский встречаются остатки древесно-кустарниковой растительности эпохи голоценового оптимума [34]. Одновременно в континентальной субарктической зоне также произошло «...надвигание» светлехвойной тайги на более древние и обширные безлесные лугово-степные пространства» [7].

Одним из следствий ландшафтной катастрофы явилось вымирание сухолюбивой перигляциальной равнинной териофауны. На низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен — голоцен вымерли насекомые, в изоляции захоронившиеся в ледово-лессовых едомах. Специально изучавший эту проблему С. В. Киселев [17] отмечает, «...что фауна насекомых едомной свиты характеризуется обилием степных видов, господствуют обитатели сухих разнотравных биотопов» и «...фауна жуков аласных (голоценовых) отложений показывает доминирование тундровых видов, степные насекомые отсутствуют полностью». Что можно добавить к впечатляющей картине полной замены сухолюбивых степных сообществ на влаголюбивые тундроболотные сообщества?!

Что касается фауны крупных животных перигляциального комплекса, то ее вымирание охватило все территории зоны. В этом отношении я вижу большой прогресс во взглядах палеонтологов, которые приняли на II Совещании по изучению мамонтовой фауны резолюцию, утверждающую, что в проблеме вымирания фауны мамонтового комплекса «...антропогенный фактор не являлся первостепенным. Ведущим является полная перестройка ландшафтов, связанная с резким увлажнением, увеличением снежного покрова, заболачиванием, облесением, развитием термокарста и другими явлениями, приведшими к ликвидации

первичных сухих остепненных ландшафтов» [32].

Однако полностью ли уничтожены перигляциальные позднеледниковые ландшафты Якутии даже на равнинах? Ведь здесь в отличие от Западной Евразии до сих пор сохранился такой компонент перигляциальной эпохи, как вечная мерзлота. Может быть, совместно с ней сохранились и еще какие-либо компоненты?

Искать их реликты следует не в создавшейся в голоцене болотно-тундровой зоне северных приморских равнин, а в зоне наиболее засушливого и континентального климата в Центральной и Южной Якутии. При внимательном знакомстве с природой открывается феноменальное явление. В зоне мерзлотной тайги здесь развиты уникальные островные ландшафты мерзлотных степей и даже неизвестные нигде более в мире мерзлотные аридные пустыни с дюнами и барханами.

К сожалению, некоторые мерзлотоведы, находясь в плену концепции А. И. Попова [28] о мощном обводнении позднеледниковых ландшафтов, до сих пор ошибочно принимают за аллювиальные, или озерно-аллювиальные, или реликтовые покровные образования так называемой «edomной свиты». Ниже я остановлюсь на генезисе этих типично субаэральных образований, родственных обычным перигляциальным лессам всей бывшей перигляциальной гиперзоны Северной Евразии. Здесь же отмечу, что указанная ошибка привела многих исследователей к ошибочным представлениям о самом ходе природного процесса и эволюции ландшафтов в позднем плейстоцене и голоцене. Именно поэтому они не увидели в вышеупомянутых феноменальных ландшафтах островных мерзлотных степей и мерзлотных пустынь — тукуланов * прежде всего не случайную игру природы, а реликты ранее господствовавших перигляциальных ландшафтов.

Как ни странно, первыми это осознали не геологи и не мерзлотоведы, а якутские ботаники. «Степные участки Якутии в глубине лесной зоны — явление парадоксального порядка. Как выяснилось, эти островные степи являются реликтами позднеледникового периода... степные группировки и их характерные растения, включая ковыль, заходили далеко на Северо-Восток за Верхоянский хребет, были развиты на Чукотке и Аляске и соединялись с американскими прериями» [16, с. 31]. Они отмечают, что реликтовые степи прослеживаются и в наше время до 68—69° с. ш. в бас-

* Современные тукуланы преимущественно развиты в четырех обособленных районах: в бассейне р. Хоронка (левый приток Лены), в среднем и нижнем течении р. Линдэ (левый приток Лены), в низовьях р. Тюнг (левый приток Вилюя), на правом берегу нижнего течения р. Вилюя.

сейнах рек Яны, Индигирки и Колымы. «Замечательно здесь то, что много в этих островных степях общих или близкородственных видов с флорой североамериканских прерий и в особенности с флорой островных степей бассейнов реки Юкона на Аляске» [16, с. 103]. Но островные степи бассейна Юкона, несомненно, являются реликтовыми образованиями. В висконсинскую эпоху здесь, как и в Северной Якутии и на Чукотке [37], господствовали остепненные ландшафты. К. К. Марков [24] отмечал, что в горизонте висконсинского лесса на Аляске относительно много травянистой пыльцы и мало пыльцы древесных пород. Поскольку же низменности Аляски и Северной Якутии могли объединяться только обсыхавшей в ледниковые эпохи шельфовой арктической равниной, то вышеприведенные свидетельства являются доказательством того, что в позднеледниковое время в Восточной Арктике преобладали не современные болотные тундры, а арктические степи — северные прерии. Не менее интересны описания якутских мерзлотных пустынь — тукуланов: «Общий вид участков с незакрепленными песками напоминает бугристые полупустыни Средней Азии, на которых вместо саксаула растет кедровый стланик. Наиболее развитым криогенным процессом на песчаных массивах является морозобойное растрескивание и образование полигонального рельефа» [15].

М. Н. Караваев и С. З. Скрябин [16] обнаружили здесь эндемичные растения совершенно новых видов — тонконог Скрябина, полынь Караваева, хорошо приспособленные к непрерывному засыпанию песком. Авторы делают вывод: «...максимальное развевание песков, вероятно, совпало с верхнечетвертичным оледенением, когда Центральная Якутия стала ареной интенсивной деятельности сухих и холодных ветров» [16, с. 112]. Они дешифровали на аэроснимках покрытый современным лесом эоловый рельеф палеопустынь, окружающий современные реликтовые тукуланы. Мерзлотоведы изучали тукуланы, но даже не заподозрили их колоссальное распространение в ледниковые фазы плейстоцена. В те эпохи температурный режим в районах развития эоловых песков, был, безусловно, суровее, чем ныне. А это могло привести к формированию в эоловых песках ледяных жил, а не только «изначально земляных» полигональных жил по морозобойным трещинам, как в наше время, когда среднегодовая температура песка тукуланов составляет всего $-0,8 - (-1)^\circ$, а на дюнах и буграх повышается до $-0,1 - (-0,2)^\circ$ [14].

Сейчас уже обнаружены и в Северной Якутии поля ископаемых пустынь зырянского и сартанского ледникового времени. «Геологосъемочные работы Всесоюзного аэрогеологиче-

ского треста (ВАГТ) в бассейне нижнего течения р. Лены подтвердили распространение реликтовых пустынь в долине Лены и в предгорьях Верхоянья», — пишет В. В. Колпаков [19, с. 75]. И затем: «Следы пустынь были обнаружены геологами ВАГТ... практически по всему нижнему течению Лены». В обобщающей эти исследования работе В. В. Колпаков [20, с. 39] делает заключение: «Эоловые пески распространены на реках Вилюе, Тунге, Линдэ, в дельтах Лены и Яцы и во многих других местах. Они покрывают тысячи квадратных километров. На р. Лене ниже г. Якутска выделяются погребенные среднечетвертичные дюны; в Приверхоэнье заросшие дюны обнаружены на морене третьей стадии сартанского оледенения». Этот материал делает более убедительными выводы С. В. Томирдиаро с соавторами [38], доказывающих эоловый генезис песков шангинской и алешкинской свит. Радиоуглеродные датировки показали, что шангинская свита песков, слагающая 60-метровую террасу р. Индигирки, имеет тот же сартанский возраст [12], что и пески алешкинской свиты 20-метровой алешкинской террасы и того же уровня плато Халлерчинской тундры в низовьях р. Колымы [41]. Уже сам по себе факт разноуровненности террас с одновозрастным лессовым покровом опровергает работы Т. Н. Каплиной и А. В. Шера [13], пытающихся представить пески русловым аллювием. Попытка выделения «русловых» аллювиальных фаций в позднеплейстоценовых толщах Яно-Индигирской и Колымской низменностей вызывает удивление живучестью аллювиальной концепции. Среди бесчисленных ее недостатков и неувязок было и повсеместное, отмечавшееся еще А. И. Поповым [29, 30], отсутствие русловых фаций. Но А. И. Попов не объявляет русловыми фациями пески, в которых оказались законсервированными сингенетические ледяные жилы и целые линзы лессовых осадков, связанных с этими жилами [13], так как нет таких русел на фильтрующих отложениях, в частности песках, под которыми не возникали бы подрусловые таликовые зоны. Более того, как отмечают Б. Н. Достовалов и В. А. Кудрявцев [9, с. 212], «...в настоящее время льды растут на всех элементах поймы, за исключением низкой, молодой поймы».

В. А. Кудрявцев отмечает, что «в условиях старой высокой поймы процесс протаивания часто начинает преобладать над процессом накопления жильных льдов, и на этом элементе рельефа образуются термокарстовые озера». В результате автор пришел к правильному выводу: «Получается как бы цепная реакция. Раз возникнув в случае образования термокарстового озера, термокарст будет прогрессировать в своем развитии до полного вытаивания

подземных льдов» [9, с. 225]. На поймах, вблизи русла и в самом русле ледяные жилы не образуются из-за того, что прогретые русловым потоком отложения не подвергаются морозобойному растрескиванию. Вдали же от русла на старой пойме жилы растут, но из-за высокой обводненности территории во время паводков образуются застойные водоемы и развивается термокарст, уничтожающий растущие подземные льды. Вот почему в голоценовых аллювиальных отложениях первых террас даже в нижнем течении северных якутских рек сингенетические ледяные жилы очень мало мощны. За счет их уничтожения образуется особая термокарстовая наложенная ингрессионная пойма [33]. Это интегральное водно-тепловое воздействие речного потока я имел в виду, когда отмечал, что аккумуляция пойменных фаций и образование мощных сингенетических ледяных жил — это два процесса, не только не связанные между собой единым термодинамическим уровнем, но и включающие друг друга [43]. К сожалению, даже такие простые соображения не убедили Т. Н. Каплину и А. В. Шера, начавших выделять русловые пески с погребенными в них жильными льдами и линзами высокольдистых осадков едомного комплекса.

В действительности эти пески, конечно, представляют собой отложения перигляциальных пустынь позднего плейстоцена.

В Колымской низменности такая пустыня была, по-видимому, развита на левобережье р. Колымы в пределах Халерчинской тундры. Здесь сейчас под покровами голоценовых торфяников прослеживаются толщи малолдистых аleshкинских песков с остатками сухолюбивых степных животных и насекомых [17, 41].

Продолжая рассматривать реликты перигляциальных ландшафтов позднеплейстоценовых низменностей Северо-Востока СССР, я должен остановиться на таком реликтовом образовании, как едомы и едомный комплекс, или — что менее удачно — «едомная свита».

Эти отложения относятся, по радиоуглеродным данным, в основном к самому позднему ледниковью — к сартанскому времени — и совершенно не свойственны голоцену [23]. Все радиоуглеродные датировки из подстилающих их торфянистых отложений показали каргинское время. Этим опровергнуты попытки А. И. Попова [29] «удревнения» едомных толщ, пытавшегося отнести их к среднему плейстоцену, и А. В. Шера [41], относившего их к зырянскому времени. Такое «удревнение» едомных толщ было необходимо сторонникам концепции их аллювиального генезиса для того, чтобы не оказаться перед выявившимся ныне парадоксом — 20-, 30-, 40- и даже 60-мет-

ровые террасы Яны, Индигирки и Колымы оказались, как я отмечал, сложенными разновозрастными сартанскими отложениями и формирование их окончилось одновременно, к началу голоцена [23, 39].

Этот парадокс объясняется с позиций концепции лессового генезиса «едомной свиты». Ведь классический лесс, например на Русской равнине, как отмечает К. К. Марков, оказался «...по способу отложения исходного материала эоловым образованием, на что указывает его покровное залегание, перекрывающее водоразделы. Лесс отлагался в перигляциальной обстановке, о чем свидетельствуют состав спор и пыльцы и ископаемые мерзлотные образования. Перерывы в лессообразовании происходили в межледниковые и межстадиальные эпохи» [25, с. 294]. Как известно, лессонакопление, как и формирование «едомной свиты», прекратилось в голоцене.

Едомные отложения, аналогично лессу, характеризуются ярко выраженным покровным залеганием и перекрывают водоразделы. Это хорошо фиксируется на аэроснимках повсеместным развитием врезанных термокарстовых котловин, образующихся только в отложениях едомного комплекса [1].

Покровность залегания едомного комплекса прослеживается в разрезах междуречий по материалам буровых и шахтных работ [38]. Как показали спорово-пыльцевые анализы отложений едомного комплекса, они, как и лесс, формировались в условиях безлесных сухих и холодных степей [40]. Совершенно очевидна и парагенетическая связь едомного комплекса с вышерассмотренными областями позднеплейстоценовых холодных пустынь. Если в пустынях происходили дефляция и ветровой вынос пылевой фракции продуктов физического выветривания, то в соседних областях имела место задержка влекомой и несомой ветрами пыли в полосе травянистой растительности. Вот почему классические перигляциальные лессы Европы пронизаны вертикальными трубчатыми порами — реликт от разложившихся корешков погребавшейся в них травянистой растительности; аналогично едомный комплекс обычно насыщен множеством замороженных корешков той же растительности. С. В. Томирдиаро [40] показал многие основные признаки сходства едомного и классического лессового комплексов. Напомню главные из них.

1. Едомный комплекс характеризуется монотонностью и выдержанностью гранулометрического и минералогического состава даже в разрезах самых мощных отложений. При этом преобладает пылеватая лессовая фракция. Более того, как отмечает Н. И. Кригер (1964), «...лесс является единственной на земном шаре осадочной породой, гранулометрически одно-

родной и неслоистой на огромном протяжении в пространстве и в мощных толщах в разрезе*.

2. Едомный комплекс одновозрастен наиболее мощным верхним толщам холодных лессов Европы и Америки. Прекращение его накопления совпало с началом голоцена.

3. Скорость накопления сартанских осадков едомного комплекса соответствует скорости накопления валдайских лессов на Русской равнине. Учитывая известные [23] датировки 15- и 2-метрового уровня от поверхности едомы в обнажении Мус-Хая ($11\,500 \pm 210$ и $23\,360 \pm 720$ лет), получаем скорость накопления верхней толщи Мус-Хая примерно 1,2 мм в год. Это важный показатель эолового лессонакопления, близкий к таковому для Русской равнины, происходившего 25—12 тыс. лет назад [3].

4. Ископаемый комплекс териофауны из едомных отложений соответствует ископаемому комплексу позднепалеолитических тундростепных животных из перигляциальных лессов Европы. Едомные отложения, как и лесс, не содержат остатков ихтиофауны, встречаемой в голоценовом аласном и аллювиальном комплексах.

5. Как и в европейском лессе, в едомном комплексе изобилует пыльца травянистых растений при почти полном отсутствии древесных и кустарниковых. Среди травянистых изобилуют криоксерофиты.

6. Отложения едомного комплекса имеют микроагрегированность лессового типа, межчастичную и биогенную порозность, просматриваемую в тонких шлифах. Это настолько приближает их к лессам, что первый исследователь их микростроения Т. Д. Морозова [27] делает вывод о возможности их превращения в лесс в классическом понимании (после оттаивания и некоторого дальнейшего уплотнения).

7. Отложения единого комплекса Аляски, имеющие все вышеперечисленные особенности сибирских едом (формация Голдстрим), содержат еще и мощные прослои неразмытого вулканического пепла [46]. Наличие вулканических пеплов в европейских лессах является, как известно, одним из важных признаков их эолового происхождения. Кстати, на Аляске формацию Голдстрим давно считают эоловым лессом [46]. Единственным отличием едомного

комплекса от холодных европейских лессов является их льдосодержание. В них присутствуют как мощные ледяные жилы, так и текстурообразующие шпирсы льда, создающие впечатление общей слоистости осадка. Но европейские лессы также содержали и жильные льды, и криогенные текстуры до самого начала голоцена [3]. Более того, выяснилось, что эпохи интенсивного лессонакопления совпадали с эпохами наибольшего похолодания и развития криогенных процессов. Иначе говоря, жильные льды в европейских лессах были такими же сингенетическими образованиями, как и в сибирско-аласкинском едомном комплексе. Изучение реликтового едомного комплекса позволяет понять изначальное строение холодных лессов. Среди исследователей глобальной лессовой проблемы давно идет дискуссия о том, как сопоставить аридность палеоландшафта лессовой степи и сингенетическое накопление в них жильных льдов. Это противоречие палеогеографии легко решается на базе исследования сохранившегося до наших дней позднеплейстоценового льда в жилах едомного комплекса. Оказалось, что этот лед обладает высокой пористостью (свыше 6—8%) и по существующей классификации Б. И. Втюрина [4] относится к сублимационному [40]. Первым на большое участие сублимационных кристаллов льда в формировании ледяных жил едомного комплекса указал П. А. Шумский [44].

Исследование современных ледяных жил, растущих на высоких сухих участках, в частности на вершинах бугров пучения, привело Б. И. Втюрина к выводу, что «...в морозных трещинах земли наблюдается льдообразование за счет кристаллизации водяных паров, т. е. образование жил сублимационного льда» и что «...нередки случаи находок жил, почти целиком сложенных сублимационным материалом» [4, с. 84].

Поскольку формирование в жилах сублимационного льда как раз требует особой сухости поверхности земли, то этим решается проблема увязки следов криоаридности палеоландшафтов и следов существования жильных льдов в европейских лессах. Этим же подтверждается и формирование едомного лессово-ледового комплекса в аналогичных криоксеротических ландшафтах. Что касается работ А. И. Попова, то остается отметить их крайнюю необоснованность в истолковании природы этих отложений и ледяных жил. Я присоединяюсь к критике его работ П. А. Шумским: «...из всей совокупности накопленных фактических данных нет ничего, что хоть в малейшей мере согласовалось бы с выдвинутым А. И. Поповым способом образования ледяных жил» [45, с. 86].

* Кажущаяся выполненная ледяными включениями слоистость едомных осадков полностью исчезает при ликвидации мерзлоты. Эти слои образованы шпирсами сегрегационного льда в тех едомах, где возникал эмбриональный периодический термокарст. Во многих же едомах ледяных слоев нет; их текстура микрошлифовая, жилы в них тонкие.

Следует заметить, что некоторые мерзлотоведы уже пытаются решить противоречие в строении и составе лессово-ледовых эдомных отложений как то, что в них «...высокая шпировая льдистость и макрольдистость сочетаются со спорово-пыльцевыми спектрами криоксерофильной растительности» [10]. Там же на базе специальных натуральных исследований делается правильный вывод о том, что «...при относительно малой влажности пород сезонного слоя при переходе его нижней части в вечномерзлое состояние могут формироваться высокольдистые многолетнемерзлые породы» и «...этим опровергается распространенное представление, что необходимым условием активного роста полигонально-жильных льдов и формирования высокольдистых многолетнемерзлых пород является сильная увлажненность и заболоченность поверхности». Еще более определенно следующее заключение, сделанное Т. Н. Каплиной и И. Л. Кузнецовой: «Наши наблюдения за современным ростом повторно-жильных льдов на Колымской низменности показывают, что условия заболоченности отнюдь не обязательны, а определяющим фактором большой скорости роста ледяных жил являются лишь низкие температуры горных пород» [11, с. 172].

Общее термокарстовое преобразование позднеплейстоценовых перигляциальных ландшафтов Якутии в голоценовые озерные и аласные ландшафты первым описал И. П. Герасимов: «Геоморфологическая эволюция ландшафтов заключалась прежде всего в постепенной деградации древних подземных ледяных накоплений, самопогребении их под покровами вытаявшего мелкозема, развитии термокарстовых явлений, отмеченных формированием озерных ландшафтов, постепенно преобразующихся в ландшафты котловинно-аласного типа» [7, с. 21]. К сожалению, это верно для всех субарктических низменностей Северо-Востока СССР положение было опровергнуто после утверждения в науке необоснованного «учения» об аллювиальном генезисе первичной лессово-ледовой равнины. Однако это не случайно. Все дело в том, что как И. П. Герасимов, так и все последующие исследователи не в полной

мере понимали физику жильного льдообразования. Лишь после публикации моих работ, в которых раскрыт механизм образования жильных льдов, были окончательно поняты все сложные и противоречивые процессы озерного термокарста, формирования современных перигляциальных областей, кардинального преобразования ландшафтов на границе плейстоцена — голоцена, когда произошла перестройка физико-географической среды на Северо-Востоке Азии и на Аляске и криоаридная обстановка сменилась на криогумидную — перигляциальную.

Неверно трактовались основы выделенного мною перигляциального криогумидного голоценового литогенеза, оказавшегося в основном связанным не с аллювиальными фациями, а с особым самовозникающим (в межледниковые эпохи) и прогрессирующим площадным озерно-термокарстовым процессом. Более того, совершенно игнорировалась проблема перигляциального криоаридного литогенеза, хотя она должна, по-видимому, составить предмет новой специальной науки. Ведь в существующих схемах так называемого криолитогенеза А. И. Попова [30] и Ш. Ш. Гасанова [5] совершенно исключается и не учитывается такое глобальное образование, как весь перигляциальный лесс Северной Евразии и Северной Америки.

После рассмотрения основных особенностей эволюции природы можно сказать об антропогенном воздействии на ландшафты современного Северо-Востока. Лесные ландшафты на здешних равнинах очень ранимы. Время их расцвета, совпавшее с климатическим оптимумом голоцена, прошло. Теперь на месте вырубок и пожарниц леса восстанавливаются плохо. В районах, где развиты уже упоминавшиеся островные песчаные пустыни-тукуланы, вырубка леса ведет к прямому наступлению этих пустынь. Так, Е. Г. Катасонова отмечает, что «...на одной из песчаных террас Берге-Лунхинского междуречья (низовье Вилюя) через два года после раскорчевки и вырубки леса появились цепочки дюн и бугров» [13, с. 62]. «Пожары в сосновых лесах на песчаных почвах весьма быстро вызывают образование современных тукуланов» [16, с. 116].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1968.
2. Вангенгейм Э. А. О перигляциальной фауне плейстоцена // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена.— М.: Наука, 1975.
3. Веллчко А. А. Природный процесс в плейстоцене.— М.: Наука, 1973.
4. Вториш Б. И. Подземные льды СССР.— М.: Наука, 1975.
5. Гасанов Ш. Ш. Криолитогенез — физико-географический вариант осадочного процесса // Проблемы криолитологии.— Вып. 5.— М.: МГУ, 1976.
6. Гросвальд М. Г. Оледенения Баренцева шельфа в позднем плейстоцене — голоцене // Материалы гляциологических исследований.— Вып. 13.— М., 1967.
7. Герасимов И. П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1952.— № 5.
8. Герасимов И. П. Современная природа Сибирского полюса холода // XIX Международный географический конгресс в Стокгольме.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
9. Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение.— М.: МГУ, 1967.

10. *Каплина Т. Н.* Особенности современного развития полигонально-жильных льдов Колымской низменности // Проблемы криолитологии.— Вып. V.— М.: МГУ, 1976.
11. *Каплина Т. Н., Кузнецова И. Л.* Геотемпературная и климатическая модель эпохи накопления осадков едомной свиты Приморской низменности Якутии // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей.— М.: Наука, 1975.
12. *Каплина Т. Н., Ложкин А. В.* Новые данные о возрасте и условиях накопления Шангинской свиты на Индигирке // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 233, № 6.
13. *Каплина Т. Н., Шер А. В.* Криогенное строение, условия формирования и возраст аллювиальной толщи Сышного Яра на р. Индигирке // Мерзлые породы и снежный покров.— М.: Наука, 1977.
14. *Катасонова Е. Г.* Криогенные образования в сезоннопротаявающих эоловых отложениях Центральной Якутии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири.— Якутск: Кн. изд-во, 1972.
15. *Катасонова Е. Г., Толстов А. И.* Геокриологические особенности развееваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюя // Многолетнемерзлые породы различных районов СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
16. *Караваяев М. Н., Скрябин С. З.* Растительный мир Якутии.— Якутск: Кн. изд-во, 1971.
17. *Киселев С. В.* Позднекайнозойские жесткокрылые Колымской низменности и их палеогеографическое значение: Автореф. канд. дис....— М.: Палеонтологический ин-т, 1976.
18. *Колыво П.* Растительность Берингийского моста суши и проблемы рефугиумов // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое.— Хабаровск, 1973.
19. *Колпаков В. В.* Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.— № 37.— М.: Наука, 1970.
20. *Колпаков В. В.* Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири // Некоторые вопросы региональной геологии.— М.: МГУ, 1973.
21. *Кудрявцев В. А., Достовалов В. И. и др.* Общее мерзлотоведение.— М.: МГУ, 1978.
22. *Кузьмина И. Е.* Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене // Материалы по фауне антропогена СССР: Тр. Зоол. ин-та АН СССР.— Т. 49.— Л.: Наука, 1971.
23. *Ложкин А. В.* Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 2.
24. *Марков К. К.* Плейстоценовые отложения Аляски // VII конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода.— М.: Наука, 1967.
25. *Марков К. К.* Изучение спорных разрезов новейших отложений // XXIII Международный географический конгресс. Геоморфология и палеогеография.— М., 1976.
26. *Марков К. К., Величко А. А.* Четвертичный период.— Т. 3: Материка и океаны.— М.: Недра, 1967.
27. *Морозова Т. Д.* К характеристике лессовидных отложений Центральной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1971.— № 5.
28. *Попов А. И.* Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Там же.— 1953.— № 2.
29. *Попов А. И.* Подземный лед в четвертичных отложениях Яно-Индигирской низменности как генетический и стратиграфический индикатор // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.
30. *Попов А. И.* Криолитогенез, состав и строение мерзлых пород и подземные льды — современное состояние проблемы // Проблемы криолитологии.— Вып. 5.— М.: МГУ, 1976.
31. *Разрез* новейших отложений Мамонтова Гора.— М.: Наука, 1973.
32. *Резолюция* Совещания по изучению мамонтов и мамонтовой фауны, проведенного в Зоол. ин-те АН СССР, 17—19 апреля 1975 г.
33. *Розенбаум Г. Э.* Современный аллювий рек Восточной Субарктики // Проблемы криолитологии.— Вып. III.— М.: Наука, 1973.
34. *Романовский Н. Н.* Эрозивно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островов // Мерзлотные исследования.— Вып. 1.— М.: МГУ, 1961.
35. *Стариков Г. Ф.* Леса Магаданской области.— Магадан: Кн. изд-во, 1958.
36. *Томирдиаро С. В.* Оледенение Арктического бассейна в плейстоцене и его связь с наземным и подземным оледенением суши // Тр. Арктического и Антарктического НИИ.— Т. 294: Гляциол. исслед. в полярных странах.— Л.: Гидрометеиздат, 1970
37. *Томирдиаро С. В., Орлова Э. В.* Природа и условия формирования плейстоценовых лессово-ледовых равнин на Северо-Востоке СССР // Колыма.— 1970.— № 5.
38. *Томирдиаро С. В., Рябчун В. К. и др.* Покровное залегание верхнеплейстоценовых лессово-ледовых комплексов на Северо-Востоке Азии как признак их эолово-криогенного происхождения // Там же.— 1975.— № 4.
39. *Томирдиаро С. В., Рябчун В. К. и др.* О покровном залегании позднейшего лессово-ледового комплекса — на примере Яно-Омолонского междуречья // Геокриологические условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений на Северо-Востоке СССР: Тр. СВКНИИ ДВО АН СССР.— Вып. 74.— Магадан, 1976.
40. *Томирдиаро С. В.* Лессово-ледовая формация позднейшего гиперзоны в Северном полушарии // Тр. СВКНИИ ДВО АН СССР.— Вып. 68.— Магадан, 1975.
41. *Шер А. В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки.— М.: Наука, 1971.
42. *Шило Н. А., Бойчук В. В., Томирдиаро С. В.* Формирование и распространение циркумполярных оледенений в Северном полушарии // Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока.— Вып. 3.— Новосибирск: СО АН СССР, 1969.
43. *Шило Н. А.* Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Перигляциальные процессы.— Вып. 38.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971.
44. *Шумский П. А.* Подземные льды // Основы геокриологии.— Ч. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.
45. *Шумский П. А.* К вопросу о происхождении жильного подземного льда // Сборник статей по общему мерзлотоведению/Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.
46. *Péwé T. L.* Quaternary Stratigraphic Nomenclature in Central Alaska // US Geologic Survey Professional Paper 862.— Washington, 1975.

УДК 551.462.62

*Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын,
А. М. Подражанский*

ГЕОЛОГИЯ ХРЕБТА ХУАН ДЕ ФУКА В РАЙОНЕ г. ОСЕВОЙ (Тихий океан)

Гора Осевая (46° с. ш.) занимает возвышенное (до глубины 1500 м) положение на оси спрединга хр. Хуан де Фука, связанное с совмещением хребта с горячей точкой Кобб. Детальное исследование оси спрединга с помощью подводных обитаемых аппаратов выявило, что в истории г. Осевой около 5000 лет назад произошло катастрофическое событие, в результате которого вершина вулкана центрального

Хребта Хуан де Фука в северо-западной части Тихого океана (рис. 1) представляет собой спрединговый центр, вдоль которого Тихоокеанская плита и плита Хуан де Фука раздвигаются со скоростью 5,9 см/год в направлении ЗСЗ 294° — ВЮВ 114° [19]. В соответствии с этим хребет ориентирован с ЮЮЗ на ССВ строго перпендикулярно направлению спрединга. Ось хр. Хуан де Фука в целом приподнята почти на 1000 м по отношению к мировой системе рифтов, располагаясь на глубинах от 2000 до 2500 м. Высокое гипсометрическое положение хребта объясняется совмещением спредингового центра с горячими точками или близким расположением к ним. К северо-западу от хребта действительно отходят цепочки подводных вулканических гор (Пратт-Уэлкер, Эйкельберг, Кобб), которые, как считается, возникли в связи с активностью горячих точек. Спрединговый центр Хуан де Фука начал существовать со времени 18 млн. лет назад, наследуя прежнюю границу плит Тихоокеанской и Фараллон. Как установлено [8, 18], он развивался по способу продвигающегося рифта в результате постепенного продвижения западного сегмента рифта на юг с соответствующим отмиранием восточного сегмента [7].

В последние годы на хр. Хуан де Фука обнаружена гидротермальная активность, сопровождающаяся отложением массивных сульфидных руд. Подводные источники были обнаружены и изучены как на севере хребта, так и на юге, а также в центре района г. Осевой. Последняя образует самую высокую вершину хребта, располагаясь на глубинах 1500—1600 м. Гора Осевая исследовалась канадскими и аме-

тиканскими экспедициями с подводными обитаемыми аппаратами (ПОА) «Пайсис» и «Алвин» [3, 5, 6, 16]. В ходе этих исследований была выявлена общая морфология хр. Хуан де Фука в районе г. Осевой, откартирована центральная кальдера, выявлены гьяры, особенно многочисленные на северной стенке кальдеры, открыты гидротермальные источники и связанные с ними рудные тела. Было показано, что дно кальдеры залито молодыми покровными базальтами, которые, возможно, перекрыли более древние рудные залежи. Вместе с тем геологическая история хр. Хуан де Фука в районе г. Осевой оставалась изученной слабо.

Учитывая возможность исследования г. Осевой с ПОА «Пайсис», Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР организовал в 1986 г. на судне НИС «Академик Мстислав Келдыш» (12-й рейс) первую в СССР научную экспедицию для изучения подводной гидротермальной деятельности в Тихом океане. В ходе рейса осуществлялся комплекс геофизических и геологических работ, включая эхолотирование, магнитную съемку, опробования дна донными трубками, опробования толщи воды системой «Розетт», обследование дна придонными буксируемыми аппаратами («Звук-4» и «Звук-гео»). Навигация осуществлялась по системе спутниковой привязки «Магнавокс», радиолокационной системе «Лоран-Си» и по установленным на дне акустическим маякам-ответчикам (транспондерам). Главными были исследования с двух подводных аппаратов «Пайсис-VII» и «Пайсис-XI», имеющих приспособления для отбора проб скальных пород, осадков и воды, а также аппаратуру для измерения

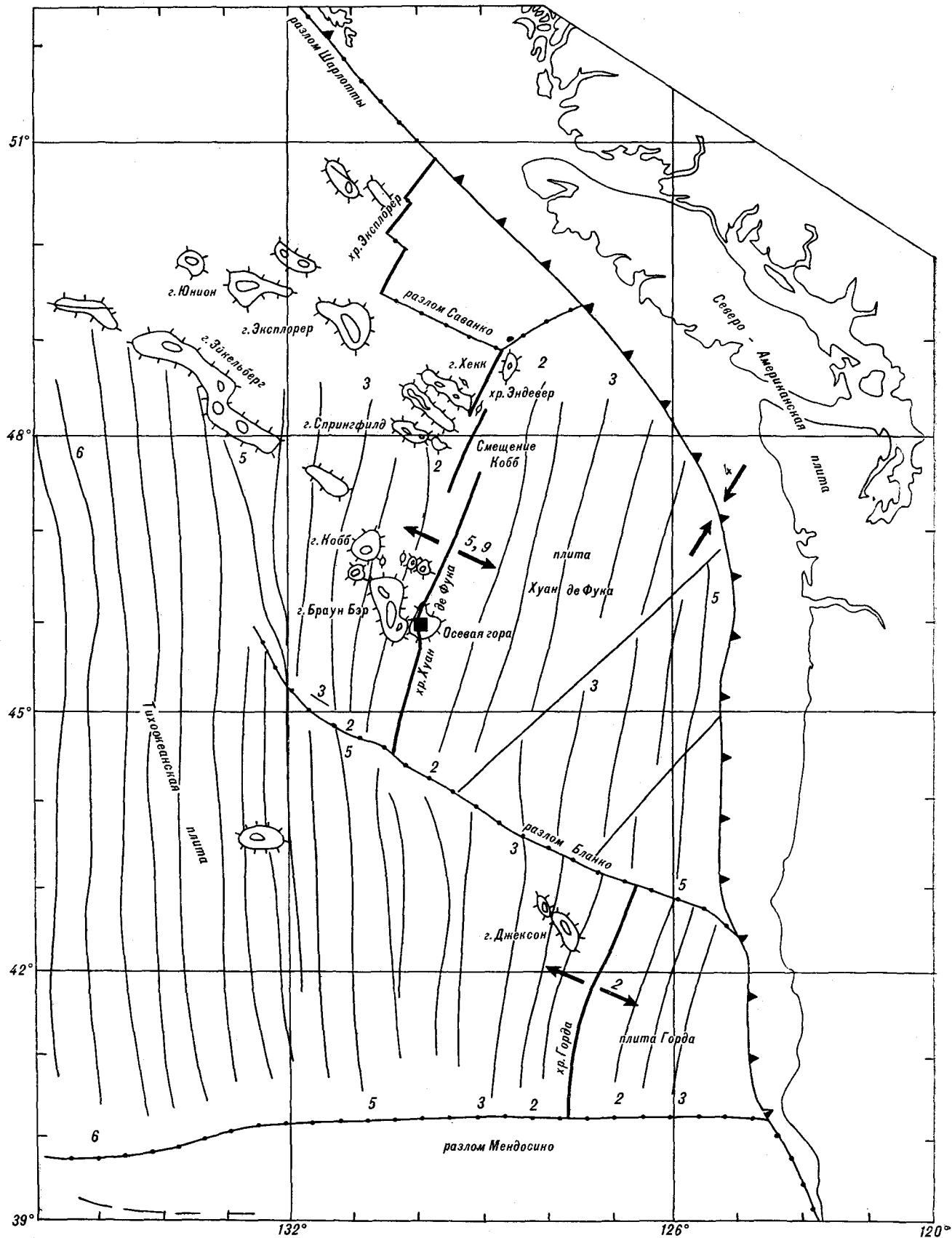


Рис. 1. Схема тектоники Северо-Востока Тихого океана.

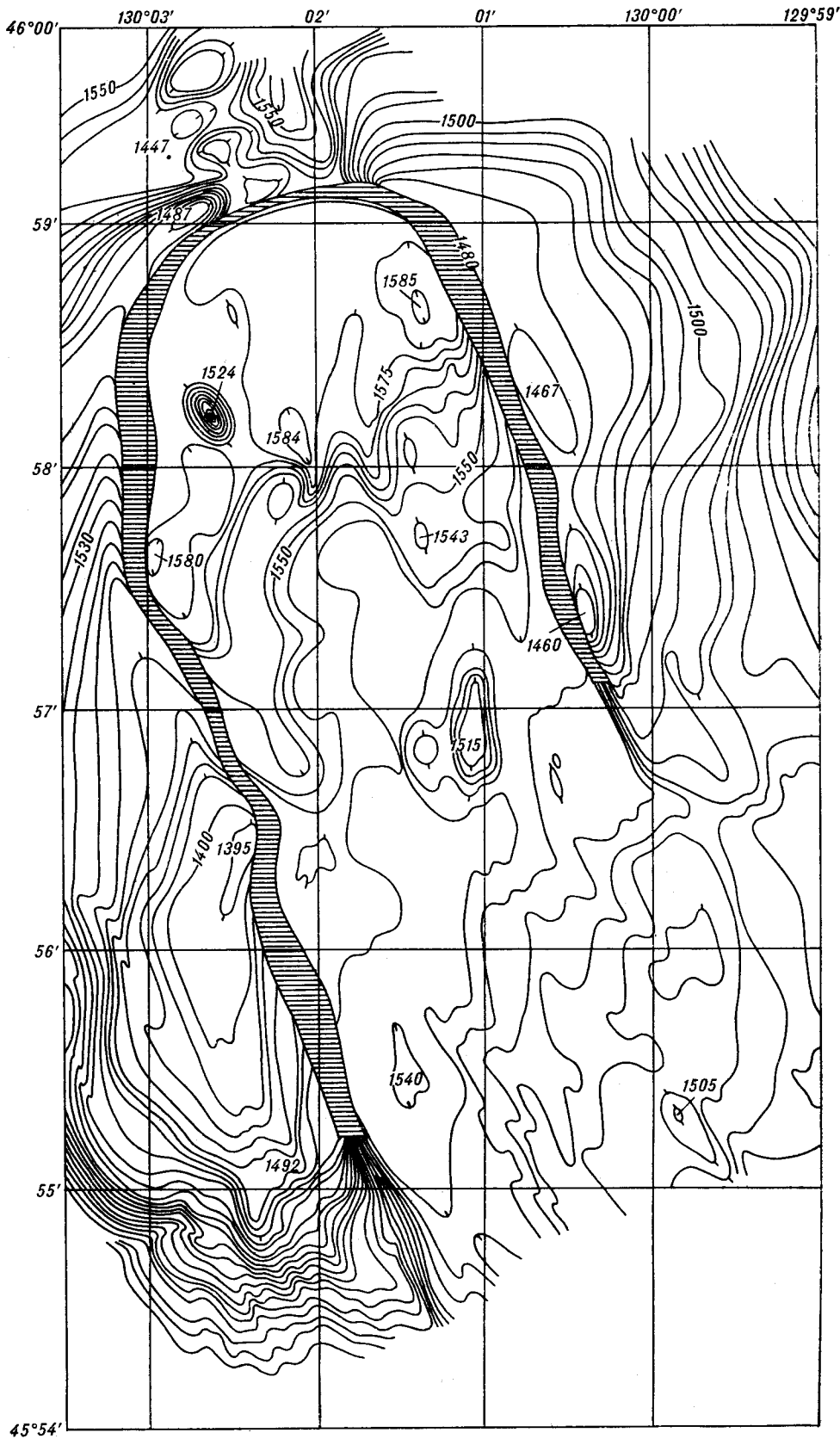
Жирные линии — оси спрединга, линии с зубцами — зоны субдукции, линии с засечками — трансформные разломы, тонкие линии — магнитные аномалии; цифрами указаны номера аномалий, стрелками — направления перемещения плит; 5,9 — скорость спрединга, см/год; черный квадрат — положение г. Осевой.

Рис. 2. Батиметрическая схема г. Осевой по [5].

Изобаты проведены через 5 м, горизонтальная штриховка — обрыв стенки кальдеры, точки — отбор колонок осадков: I — станция 1447, II — станция 1492.

температуры и химического потенциала воды. В ходе работ на г. Осевой проведено 23 погружения аппаратов «Пайсис». Судно было экипировано разнообразной аналитической аппаратурой, позволявшей на борту выполнить значительную часть анализов проб грунта и воды, включая и изотопные определения.

Гора Осевая (рис. 2) имеет ряд особенностей. Во-первых, она приподнята над остальным хр. Хуан де Фука до глубин 1400—1600 м, т. е. не менее чем на полкилометра. Во-вторых, ее центр занят подковообразной кальдерой вместо осевого грабена, столь привычного для высокоспредиговых центров. В-третьих, сама гора и стенки кальдеры ориентированы в направлении ССЗ 340° — ЮЮВ 160°, т. е. косо, под углом 46° по отношению к направлению спредингового центра. Следовательно, вдоль структурных линий, вытянутых по простиранию горы и вдоль стенок кальдеры, должна быть значительная сдвиговая правосторонняя компонента движений. В-четвертых, г. Осевая является самой молодой в цепи подводных гор Кобб, которая включает, помимо самой выдающейся г. Кобб, такие горы, как Браун Бэр, Гриззли и др. Все они образовались из



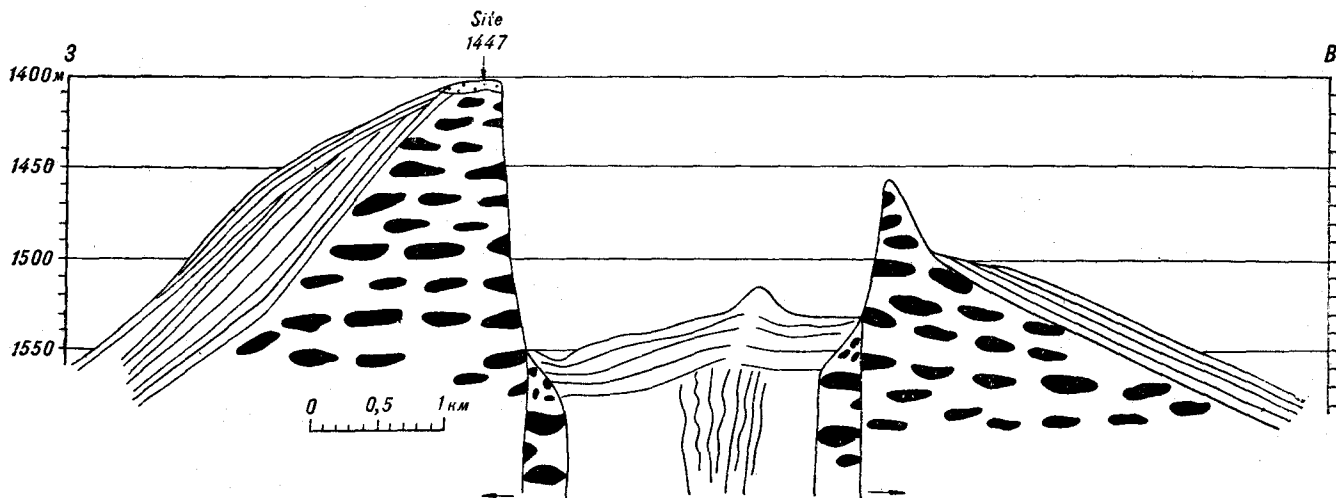


Рис. 3. Геологический разрез через г. Осевую.

Черные пятна — лавовые трубы с возрастом более 50 000 лет. Субпараллельные линии на склонах — покровные базальты с возрастом 9 000 — 5 000 лет. Субгоризонтальные линии в кальдере — покровные базальты с возрастом менее 5 000 лет.

одной горячей точки Кобб, причем вулканические породы, слагающие горы этой цепи, моложе возраста смежных линейных магнитных аномалий, т. е. вулканические горы имеют так называемое внесосное происхождение, они формировались, следовательно, за пределами оси хребта. Лишь г. Осевая находится близко к оси спрединга и имеет спрединговое происхождение.

Скорость движения Тихоокеанской плиты по отношению к горячей точке Кобб равна 3,6 см/год [14]. При скорости отодвижения Тихоокеанской плиты от спредингового хр. Хуан де Фука 2,9 см/год последний приближался к горячей точке Кобб со скоростью около 0,7 см/год. 3,5—5 млн лет назад, когда формировалась г. Кобб, ось спрединга находилась на расстоянии 25—35 км от горячей точки, примерно 100 000—200 000 лет назад она должна была совместиться с горячей точкой. Совмещение оси спрединга с горячей точкой, очевидно, обусловило аномальные черты г. Осевой.

Гора имеет в общем изометричные контуры со слегка вытянутыми на север и юг отрогами (см. рис. 2). Ее размеры в поперечнике составляют 10—15 км, а сама она имеет форму сравнительно правильного усеченного конуса, вершина которого занята центральной кальдерой (рис. 3). Впадина кальдеры вытянута с ССЗ на ЮЮВ, ее длина 7, ширина 2,5 км. Кальдера имеет форму подковы и открыта к югу; ее стенки возвышаются на 100—150 м над дном, но в северной стенке имеется широкий (700 м) проход, где высота стенки не более 50 м. Проход залит покровами молодых базальтов, дно прохода разбито многочисленными зияющими трещинами — гьярами.

Склон горы имеет небольшой наклон — от 2 до 4°. Он совпадает с наложением лавовых по-

кровов. Вершина хребта, обрамляющего кальдеру, большей частью плоская, покрыта слоем осадков мощностью 60—70 см. Из-под последних во многих местах проступают переплетения лавовых труб. Иногда вершина увенчана невысокими (высотой 3—5 м) холмами, сложенными лавовыми трубами. Наблюдения с подводных аппаратов показывают, что фланги г. Осевой образованы по меньшей мере тремя разновозрастными комплексами.

Нижний и наиболее древний комплекс представлен подушечными лавами. Они образуют сплошное нагромождение лавовых труб, в которых просматривается та закономерность, что лавы изливались из центра или из нескольких центров вблизи вершины г. Осевой. Комплекс подушечных лав прекрасно обнажен в вертикальных стенках кальдеры. Преобладают трубообразные формы с отчетливой секторальной отдельностью на срезе. Обычны массивные разности, близкие к долеритам, с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Среди лавовых труб местами располагаются пластовые залежи, слагающие слиллы. Пустотелые трубы очень редки, они наблюдались лишь вблизи центров излияния на вершине горы. В основании западной стенки в одном из погружений были зафиксированы вертикальные пластообразные тела, отвечающие, по-видимому, дайкам. До обрушения кровли и образования кальдеры г. Осевая представляла собой вулкан центрального типа со спокойным излиянием базальтов в виде лавовых труб.

О возрасте подушечных лав можно судить по мощности слоя перекрывающих лавы илов, которые рассматриваются в качестве второго комплекса флангов горы. Уже упоминалось, что мощность илов составляет 60—70 см. При скорости осадконакопления от 1 до 2 см в

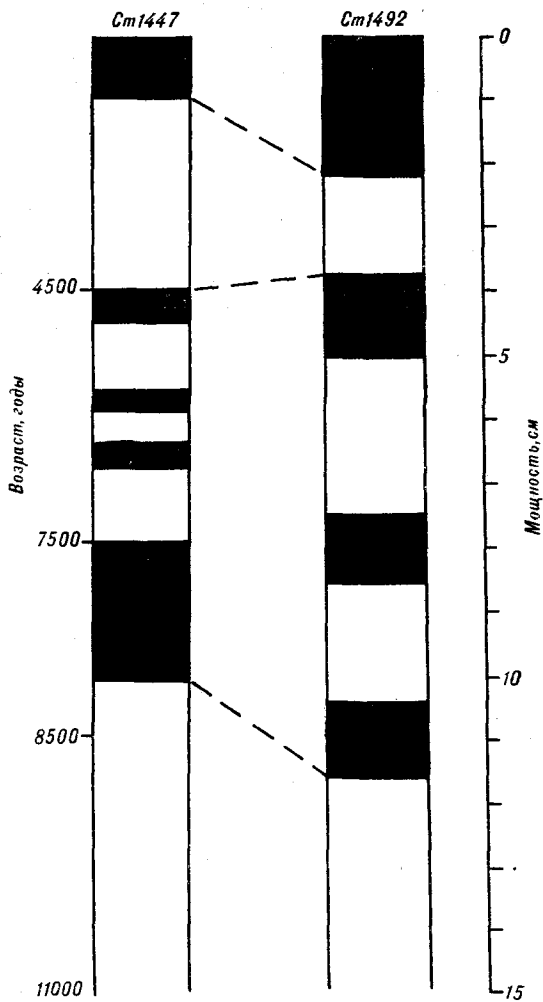


Рис. 4. Колонки осадков с вершины обрамляющего хребта г. Осевой. Черным показаны слойки, обогащенные обломками вулканического стекла.

1000 лет возраст базальтов равен 60 000—30 000 лет. Илы заполняют все понижения между лавовыми трубами, часто полностью перекрывают лавы, маскируя все неровности лавовых потоков. Покров осадков стратифицирован. Разрез их верхней части мощностью около 15 см был получен в двух колонках с ПОА с северной и западной вершин обрамляющего хребта. Осадки представлены легковздуваемыми диатомовыми илами пелитоалевролитовой размерности. Илы включают большое количество гиалокластического материала в виде обломков базальтового стекла. Гиалокластический материал распределен неравномерно, он концентрируется в слойках на нескольких уровнях. В обеих колонках есть два уровня (рис. 4) обогащения обломками стекла: в интервалах 1—2 и 4—12 см, причем на втором уровне можно выделить три-четыре самостоятельных слойки мощностью 1—2 см, в которых глав-

ным образом сконцентрировано стекло. Очевидно, эти слойки, обогащенные стеклом, отражают эпизоды вулканизма. Они показывают, что вулканизм не был непрерывным: спокойные периоды без извержений сменялись эпизодами бурной вулканической деятельности. Х. М. Садовой и В. В. Мухиной, используя привязку фораминифер и диатомей к палеоклиматической шкале, удалось датировать колонку северной вершины обрамляющего хребта до времени 12 000 лет назад. Пользуясь их идентификацией, можно заключить, что с 12 000 до 9 000 лет назад вулканизм не проявлялся, затем, с 9 000 до 5 000 лет назад, был этап интенсивного вулканизма, который проходил в несколько, три или четыре, стадии. С 5 000 до 3 000 лет назад вулканизм вновь не проявлялся, он возобновился примерно 3 000 лет назад.

Третий комплекс представлен покровными базальтами, которые перекрывают вулканические трубы первого комплекса. Контакт хорошо обнажен в западной стенке кальдеры и наблюдался в погружениях ПОА. Мощность покровных базальтов, судя по этому обнажению, не превышает 20 м. Покровные базальты, по-видимому, покрывают склоны г. Осевой, они представлены тонкими (мощностью 8—10 см) покровами базальтов, растекшимися на широкой площади. Характерны обилие корок, стекла, ребристая, канатная поверхность потоков, множество лавовых провалов, подводных гrotов с нависающими карнизами из базальтовой корки. На стенках лавовых провалов видно тонкое наслоение лавовых покровов, а также каемочки, выступающие в виде ребер и отмечающие уровни стояния лавы при спуске уровня расплава. Лавовые покровы припорошены илом, но толщина этого осадка не превышает 3—5 см. Можно предполагать, что покровные базальты являлись поставщиками гиалокластического материала в осадки, т. е. лавы, видимо, одновозрастны с илами с возрастом от 5 000 до 9 000 лет.

Северный проход из кальдеры на 80 м ниже обрамляющего хребта. Его поверхность почти полностью залита покровными лавами. Лишь на небольших холмах сохранились подушечные лавы, которые наблюдались также в обрыве северной стенки под покровными лавами. Понижение северного прохода занято многочисленными зияющими трещинами. Гьяры имеют простирание СЗ 330°—ЮВ 150°, т. е. следуют примерно вдоль ориентировки кальдеры, но косо, под углом 40—50°, к направлению спрединга. Трещины имеют ширину от 1 до 3,5 м, иногда расширяются до 10—15 м, затем вновь сужаясь до тонкой, не более 0,5 м в ширину, вертикальной трещины, рассекающей наслоение лав. Такую невыдержанность ширины трещин по простиранию можно свя-

зать с тем, что вдоль них происходит не только раздвижение, но и сдвиг блоков с правой-сторонней компонентой смещения в соответствии с косо́й ориентировкой трещин по отношению к направлению спрединга. Гьяры северного прохода являются, несомненно, очень молодыми, активными в настоящее время; скальные выступы на разостедшихся краях трещин не присыпаны илом. Кроме активных трещин, особенно на западных склонах обрамляющего хребта, наблюдались неактивные гьяры, погребенные под илом.

Стенка кальдеры имеет подковообразную форму и на всем протяжении образована вертикальными обрывами, чередующимися с участками крупноглыбовых осыпей. Обрывы имеют высоту 20—50 м, образуя несколько параллельных уступов. При осмотре они оставляют очень большое впечатление: лавы срезаны как ножом, часто уклон становится отрицательным, появляются отрицательные карнизы. Обрывы, безусловно, являются следствием гравитационного обрушения блоков, но без сбросообразования, листрического проскальзывания и наклона блоков, т. е. здесь наблюдается совершенно другая картина по сравнению с повернутыми сбросовыми ступенями медленноспрединговых рифтов. Крупноглыбовые осыпи образуют конуса у стенки. Они состоят из глыб размером от 10—20 см до 1—2 м. Многие осыпи являются «живыми»: глыбы начинают смещаться вниз, когда осыпь задевает подводный аппарат. Главная масса осыпи возникла, по-видимому, одновременно с обрушением кровли и образованием впадины кальдеры. Когда осыпь состоит из относительно мелких обломков, то между ними можно видеть скопившийся ил в несколько сантиметров толщиной. Самым главным свидетельством относительной древности осыпи является то, что она во многих местах перекрыта лавами дна кальдеры. Налегание лав на осыпь можно видеть практически в любом месте у подошвы стенки. Лавы заполняют промежутки между глыбами и погребают под собой обломки. Часть обломков была захвачена лавой: можно видеть глыбы, включенные в лаву и перемещенные вместе с нею. Иногда в промежутках между глыбами, по поверхности обломков отмечаются пестрые — белые с оранжевым — продукты гидротермальной деятельности, представленные в основном опаловидными кремнистыми корочками.

Дно кальдеры имеет ширину 2,5—2,8 км. Оно углублено на севере до отметок 1580—1590 м, там находится главная впадина кальдеры размером 2 × 2,5 км. К югу дно кальдеры поднимается до отметок 1550—1540 м и далее до 1520 м, состоя из серии неправильной формы пологих вулканических холмов высотой 10—20 м. Выделяется небольшая горка высо-

той 40 м в северо-западной части кальдеры (см. рис. 3). Она сложена подушечными лавами, которые сверху перекрыты покровными базальтами, а те, в свою очередь, засыпаны осадками. Представляется, что эта горка — отторженец обрушившейся кровли кальдеры. Холм напоминает «кипуки» (останцы), описанные в южной части хр. Хуан де Фука [12].

Остальное дно кальдеры сплошь покрыто потоками покровных лав. Среди них можно выделить несколько разновидностей (рис. 5). Одними из наиболее распространенных являются лопастные лавы, слагающие поля протяженностью в первые сотни метров. Они обладают верхней волнистой поверхностью, имеющей форму разветвляющихся лавовых подушек или лавовых труб, закономерно меняющих свою конфигурацию. Протяженность таких «труб» составляет первые метры, они отражают истечение лавы из лавовой камеры с небольшой скоростью и на небольшие расстояния. Характерной особенностью поверхности лопастных лав является то, что они часто покрыты бульбообразными подушками до 1 м в диаметре с очень примечательной горизонтальной ребристостью. Эти бульбы и трещины показывают кратковременные прорывы лопастной поверхности лавовой камеры, когда лава не растекалась в стороны, а застывала в типичной для нее сферической форме.

Поверхность лопастных лав часто разорвана, и в этих случаях хорошо видно, что под лавовой коркой присутствуют обильные пустоты. Именно здесь появляются лавовые колодцы. Сливаясь, последние образуют непрерывную цепь, напоминающую осевую расселину во многих быстроспрединговых хребтах, например в южной части хр. Хуан де Фука [12]. По краям полей развития лопастных лав располагаются «провалы» с лавовыми колоннами, имеющими столь примечательные для них лавовые каемочки или ребра, отвечающие уровням стояния лавы при спуске лавовых озер. Дно кальдеры находится примерно на одном уровне, но поверхность лопастных лав, особенно когда она увенчана бульбообразными подушками, на 1—3 м выше сводов лавовых колодцев и «колонных залов». Субгоризонтальные каемочки, «ребра» на лавовых колоннах могли возникнуть только при опускании уровня лавы, как это допускалось и при описании подобных морфологических типов базальтов на 21° Восточно-Тихоокеанского поднятия [11]. Вместе с тем плоский ровный уровень дна кальдеры не позволяет допустить, что лава вытекала в сторону от лавового колодца или лавового озера. Как-то часть опускания уровня лавы может происходить за счет выхода через лавовую толщу паров воды, попавших туда в результате быстрого излияния лавы и захоронения под ней

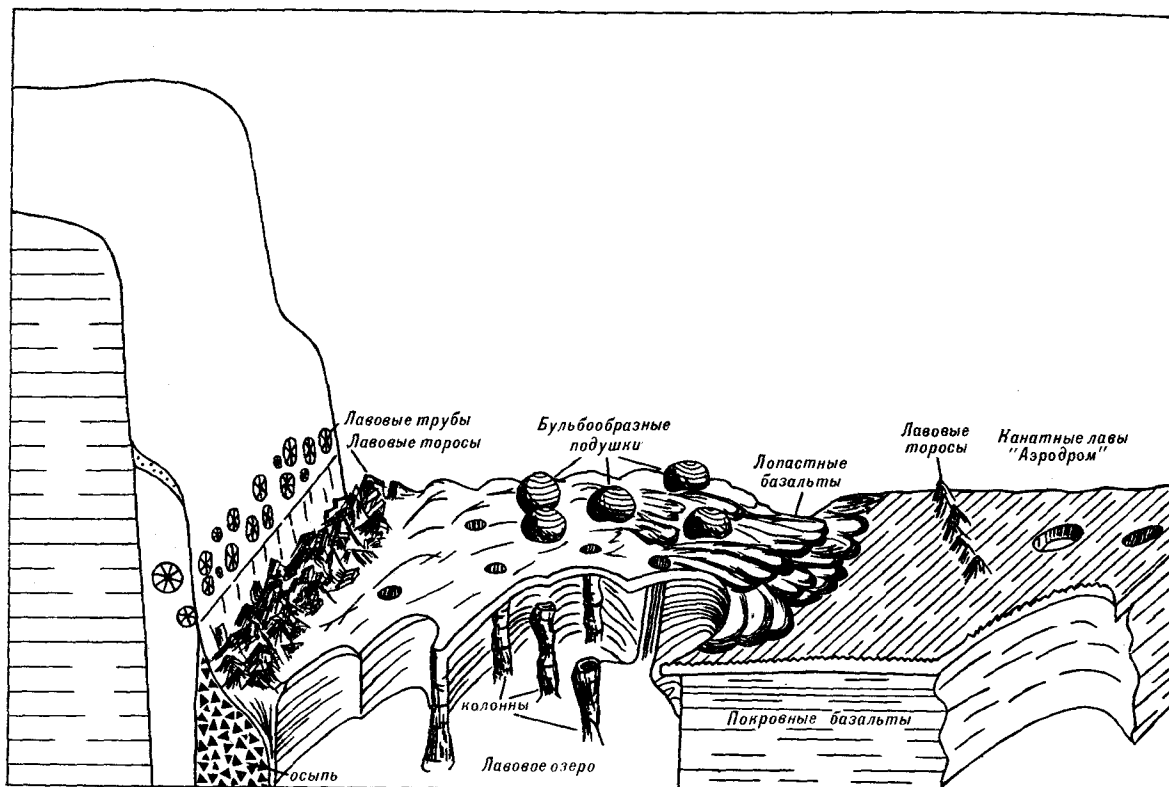


Рис. 5. Распределение различных типов покровных лав на дне кальдеры.

некоторого количества морской воды, как это допускают Ж. Франшето и др. [11]. Подтверждением последнего является то, что вышеупомянутые ребристые колонны имеют внутреннюю полость, стенки которой покрыты стеклом, т. е. такая колонна возникала вокруг струй выходящего водяного пара. В некоторых случаях можно было наблюдать, что свод, поддерживающий эти колонны, имеет углубления, непосредственно переходящие во внутреннюю полость ребристой колонны, что также подтверждает возможность прорыва струй водяного пара через лавовую толщу. Однако представляется, что основная причина падения уровня лавы — снижение подпора снизу из магматической камеры. Когда подпор возрастал, лавовое «зеркало» поднималось и вызывало быстрые обильные излияния покровов, затем лава опускалась, образовывались горизонтальные каемочки — следы последнего опускания лавы. Лавовые колодцы и вообще вся поверхность лопастных лав представляют собой по существу кровлю подводящих лавовых каналов из магматической камеры, практически верхнюю «бурлящую» пленку пульсирующего лавового озера, существовавшего на месте кальдеры во время последних эпизодов вулканизма.

Другой морфологический тип покровных базальтов — лавы с канатной поверхностью. Это ровные лавовые покровы с извилистыми реб-

рами, напоминающие канаты. Ребра, канаты ориентированы поперек течения лавовых потоков. Иногда наблюдаются «завихрения» ребер, отражающие лавовороты. Под ребристой поверхностью таких лавоворотов иногда сохраняются пустоты и подводные гrotты, свидетельствующие об уходе последних порций лавы в конце извержений. Ровные участки, или «аэродромы», окаймляют поля лопастных лав. Они отвечают, по-видимому, той же поверхности лавового озера, что и лопастные лавы, но находятся в стороне от места подъема лавы снизу. Эти участки отмечают те пространства, где лавы беспрепятственно растекались тонкими покровами по широкой площади. Действительно, на изломах можно иногда видеть наслоения тонких (8—10 см толщиной) покровов, разделенных корочками черного базальтового стекла.

Еще одним примечательным морфологическим типом покровных лав являются лавовые торосы. Они представляют собой нагромождение резко искривленных лавовых покровов с большим количеством стекла. Характерны лавовые трубки с пустотами — остатками от газовых пузырей, образующихся во фронте потока в результате захвата им морской воды. Лавы нагромождены беспорядочным образом: торчат щетками, собраны в «кучки» высотой 1—2 м, разделенные западинами. Лавовые то-

росы напоминают наземные базальтовые лавы, возникающие у краев лавовых потоков, и развиты обычно полосами, т. е. в тех местах, где лавовый поток сталкивался с каким-либо препятствием и спокойное течение лавы было затруднено. Хаотическая шлаковидная форма лавовых нагромождений, переполненных базальтовым стеклом, легко объясняется мгновенным взламыванием верхней корки, выбросом свежих порций лавы, ее «распрыскиванием» вдоль границы с препятствиями. Последние могут быть различными. В ходе погружений лавовые торосы наблюдались и вблизи стенки кальдеры, и вдоль краев разновозрастных потоков, и при встречном течении и столкновении разновозрастных потоков. Очевидно, лавовые торосы являются по существу гиалокластическими образованиями.

Все названные морфологические типы базальтов дна кальдеры образуются одновременно, могут относиться к одному и тому же эпизоду извержения, отвечать общему же вулканическому центру. Сам центр представляется в виде громадного лавового озера (как в кратере Килауэа на Гавайских островах), которое непосредственно через широкий подводный канал сообщается с магматической камерой. В соответствии с данными глубинного сейсмопрофилирования хр. Хуан де Фука [15], кровля магматического очага располагается на глубине 2,5 км под морским дном. Эта цифра может служить оценкой длины вертикальной лавовой колонны, связывающей магматический очаг с поверхностными извержениями, которые питали подводные лавовые озера.

В распределении разных морфологических типов лав на дне кальдеры (см. рис. 5) устанавливается та закономерность, что вдоль подошвы стенки кальдеры располагается полоса лавовых торосов шириной от 50 до 150 м, а по направлению к центру кальдеры она сменяется лопастными лавами с лавовыми колодцами и колоннами, которые окружены плоскими участками канатных лав и «аэродромов».

В ходе маршрута ПОА пересекали лавовые покровы разного возраста, что можно определить по толщине илистого налета. Развиты покровы по меньшей мере двух возрастных генераций (по классификации Р. Балларда и др. [4]): первой — самые молодые базальты с блестящей коркой стекла, почти полностью лишенные покрова ила; второй — чуть более древние базальтовые покровы, припорошенные тонким (0,5—1 см) слоем ила.

Вулканические процессы на дне кальдеры почти полностью подавляют проявления тектонической активности. Зияющие трещины — гьяры, столь характерные для спрединговых зон, здесь крайне редки. Они отмечаются лишь на севере впадины, недалеко от стенки, где про-

должают гьяры северного прохода. Трещины здесь ориентированы в том же направлении (ССЗ — ЮЮВ), что и на вершине хребта. К ним приурочена гидротермальная активность. По краям трещин располагаются многочисленные выходы гидротермальных вод, образующие бактериальными матами, зарослями вестиментифер и скоплениями других организмов. Одна из наиболее детально изученных трещин имеет асимметричный профиль: ее восточный край опущен относительно западного, вдоль которого протягиваются гидротермальные постройки высотой до 15 м. Относительно низкого восточного борта дно трещины опущено на 2—3 м, ширина ее по простиранию меняется от 2—3 до 4—5, а иногда до 10 м. Трещина по своей форме приближается к гьяру, представляя собой структуру, возникшую в условиях растяжения, но и отличается от типичных гьяров. Она имеет в разрезе V-образную форму, а не форму зияния с разошедшимися в стороны краями. Трещина, как упоминалось, асимметрична, по простиранию зигзагообразно изгибается. Все эти особенности можно объяснить исходя из того, что вдоль трещины существует значительная компонента сдвигового перемещения. Ввиду того что расширение трещины происходит на близмеридиональных отрезках, сдвиговые перемещения являются правосторонними, что находится в соответствии с косою ориентировкой структур г. Осевой по отношению к направлению спрединга. Малое количество гьяров связано, очевидно, с быстрым использованием их как каналов для подъема магмы. Геологическое строение кальдеры показано на рис. 6.

Базальты г. Осевой, как указывалось, принадлежат к трем возрастным группам: древнее 50 000—60 000 лет, с возрастом 10 000—5 000 лет и моложе 5 000 лет. По морфологии они четко подразделяются на две группы: базальты, слагающие вулканические трубы, которые свойственны наиболее раннему эпизоду вулканизма, и покровные базальты.

Базальты, слагающие лавовые трубы, обычно афировые. Верх труб покрыт сравнительно тонкой (не более 0,5—1 см) коркой базальтового стекла, которая хорошо приварена к базальтам труб. Внутренние части труб сложены стекловатыми базальтами с редкими вкраплениями плагиоклаза № 60—70, оливина, реже пироксена. Центральные части труб состоят из раскристаллизованных в значительной степени базальтов, имеющих диабазовую структуру и сложенных лейстами плагиоклаза и микролитами оливина и пироксена.

Покровные базальты покрыты мощной, до 5 см и более, стекловатой коркой, которая является, очевидно, хорошим теплоизолятором, что определяет довольно значительную степень

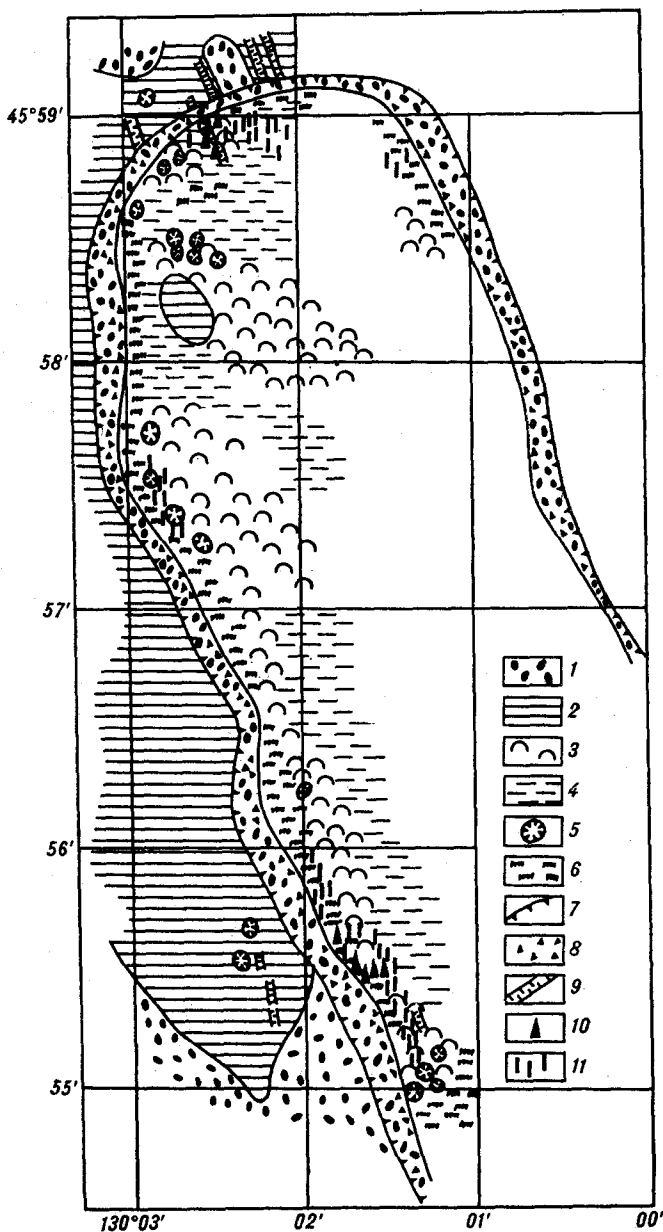


Рис. 6. Геологическая карта г. Осевой.

1 — лавовые трубы с возрастом более 50 000 лет; 2 — докальдерные покровные базальты с возрастом 10 000 — 5 000 лет.; 3—6 — лавы с возрастом менее 5 000 лет: 3 — лопастные лавы, 4 — ровные участки покровных лав («аэродромы»), 5 — лавовые колодцы и колонны, 6 — лавовые торосы; 7 — верхняя бровка стенки кальдеры; 8 — глыбовые осыпи у стенки кальдеры; 9 — зияющие трещины; 10, 11 — гидротермальные проявления: 10 — горячие источники, 11 — охры.

раскристаллизации породы самих потоков. В породах отмечаются вкрапленники плагиоклаза, который преобладает, и оливина, причем наиболее крупные вкрапленники отмечаются в стекле. Базальты центральных частей потоков содержат не более 1—2 % вкрапленников, основная масса — афировая, иногда сферидальная, наиболее раскристаллизованная, диабазовая, характерная для подошвы потоков.

Особого внимания заслуживают необычные образцы базальтов (проба — Дч 1461), поднятых дночерпателем с вершины небольшой, высотой 60 м, горки в северо-западной части кальдеры. Представляется, как уже упоминалось, что горка является провесом кровли, обрушившейся при образовании кальдеры. Дночерпатель поднял небольшое количество осадков, возраст которых, по определению Х. М. Саидовой, равен 7 500 лет. Под осадками обнаружены стекловатые базальтовые корки, являющиеся, очевидно, кровлей докальдерных покровов. Самая примечательная черта этих пород та, что базальтовое стекло насыщено вкрапленниками плагиоклаза, количество которых достигает 20—25 %, а размеры отдельных кристаллов — 8×3 мм. В шлифах наблюдаются как отдельные хорошо ограненные зерна, так и гломеропорфировые сростания зерен плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза зональны, в отдельных зернах насчитывается до 10—16 зон, анализ на микросонде показал, что имеются зерна с обратной зональностью, а состав наиболее основного плагиоклаза отвечает анортиту № 95—96. Несомненно, это — интрателлурические вкрапленники, которые выпали из расплава в самой магматической камере. Большое количество вкрапленников указывает на длительный процесс дифференциации, приведший к скоплению кумулятивной фазы в магматическом очаге. Этот процесс, вероятно, предшествовал эпизоду излияния покровных базальтов г. Осевой. Гломеропорфировые скопления габбрового состава, включающие большое количество вкрапленников плагиоклаза, найдены и в других частях хр. Хуан де Фука [9].

По составу все исследованные базальты (см. таблицу) являются низкокальциевыми толеитами, которые по содержанию всех элементов отвечают типичным базальтам СОХ. Во всяком случае, на составе базальтов г. Осевой не сказались влияние горячей точки Кобб. Это согласуется с данными по распределению в базальтах хр. Хуан де Фука изотопов стронция [10], которые показывают, что на всем протяжении хребта соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблются в интервале 0,70233—0,70267, т. е. соответствуют соотношениям изотопов этого элемента базальтам СОХ. Отличительной особенностью базальтов г. Осевой является их повышенная железистость (K_{Fe}). Если K_{Fe} в базальтах СОХ составляет 0,52 и такой же остается в большинстве отрезков Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия [2], то в базальтах г. Осевой она равна 0,61. Повышенная железистость изученных базальтов согласуется с высокой магнитностью океанической коры района г. Осевой, установленной рядом геофизических исследований [17]. Магнитность связа-

Состав (оксиды, мас. %, элементы, г/т) базальтов хр. Хуан де Фука (г. Осевая) в северо-восточной части Тихого океана

Тип базальтов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.*	Rb	Ba	Sr	Zr	Cr	Ni	Co	V	n
Базальты вулканических труб	48,58	1,47	14,36	1,90	9,90	0,2	7,50	12,25	2,75	0,20	0,60	2,0	48	130	135	288	84	54	282	6
Покровные базальты (докальдерные)	48,45	1,49	14,57	1,63	10,37	0,2	7,55	12,21	2,77	0,19	0,51	2,3	43	132	137	327	101	55	272	3
Покровные базальты (кальдерные)	48,62	1,51	14,56	1,99	9,77	0,2	7,51	12,24	2,82	0,20	0,49	1,9	52	132	152	324	100	52	302	31
Кумулятивные базальты (проба 1461)	47,79	0,98	19,36	1,30	7,45	0,14	7,07	13,14	2,46	0,11	0,13	—	35	140	90	242	85	40	177	1
Базальты г. Осевой (среднее)	48,61	1,50	14,53	1,95	9,82	0,2	7,51	12,25	2,81	0,20	0,51	1,9	52	132	150	320	99	53	294	42
Базальты СОХ, по [18]	49,14	1,17	15,64	2,64	6,66	0,16	8,22	11,84	2,40	0,20	1,09	4,9	48	134	85	317	144	45	252	—

* П. п. п. = (H₂O⁺ + H₂O⁻).

на с высокой степенью дифференциации магмы. Указанием на дифференциацию служит отмеченное выше большое количество интрателлурических вкрапленников плагиоклаза в базальтах. Причиной интенсивных процессов дифференциации может быть как связь с горячей точкой, так и развитие хр. Хуан де Фука по способу продвигающегося рифта.

Геологическая история г. Осевой насчитывает не более 60 000 лет. Это крайне мало в геологическом масштабе, но за это время Тихоокеанская плита и плита Хуан де Фука разошлись не менее чем на 3 км. Ширина кальдеры имеет примерно эту величину, следовательно, все дно кальдеры вполне могло нараститься за время существования г. Осевой. Это обстоятельство надо иметь в виду при рассмотрении эволюции данного отрезка хр. Хуан де Фука. В частности, нет необходимости допускать присутствие под покровными лавами дна кальдеры остатков обрушившейся кровли, которые могли сохраниться лишь вблизи стенок кальдеры. Преобладающую часть дна кальдеры следует считать новообразованной океанической корой. Что стенки кальдеры разошлись, видно из того, что кальдера открыта к югу, и из того, что на севере в обрамляющем хребте существует широкий проход, возникший за счет растяжения и образования гьяров.

Геологический материал позволяет разделить историю г. Осевой на три стадии: докальдерную, обрушения кальдеры и кальдерную. Каждая из них включает более дробные эпизоды. В схематическом виде эволюция горы изображена на рис. 7.

В докальдерную стадию, примерно от 60 000 до 30 000 лет назад, был сформирован вулкан центрального типа, сложенный лавовыми трубами. Этот вулкан возвышался на 300—400 м над смежными частями спредингового хребта, имея ширину 4—5 км. Самым существенным

является большое сходство вулкана и слагающих его лав с вулканическими центрами медленносрединговых зон. В соответствии с магнитными данными, центральный вулкан не совпадал с положением «магнитного нуля». Он имел внеосевое происхождение, возможно, был связан с горячей точкой Кобб. На внеосевое положение указывают коническая форма вулкана и преобладающие трубообразные формы истечения лавы.

Следующий эпизод той же докальдерной стадии маркируется накоплением на поверхности подушечных лав слоя илов, не содержащих обломков стекла. Он продолжался примерно до 9 000 лет, т. е. на протяжении около 50 000 лет. Этот эпизод был без вулканизма, а если вулканизм и имел место, то он не оставил следов в геологической летописи. Гьяры, засыпанные осадками, на вершине и склонах горы сформировались, очевидно, в этот эпизод.

Стадия обрушения кальдеры отмечена излияниями покровных лав на флангах г. Осевой и соответствующим накоплением слойков с обломками вулканического стекла в интервале 10—5 см колонки осадков, залегающих на подушечных лавах. По возрасту эта стадия соответствует интервалу примерно от 9 000 до 5 000 лет. В отличие от предыдущего этапа вулканизма в данную стадию излияния были очень интенсивными. Лавы покрыли большую часть прежней г. Осевой, особенно обильны они были вдоль центральной трещины, расколовшей в это время вулканическую гору. На рис. 7 показана реконструкция центрального вулкана. Беря в качестве основы современную морфологию, в частности то, что обрамляющий хребет кальдеры на западе на 50—60 м выше восточного хребта, можно полагать, что раскол и последующий раздвиг произошел не строго по оси вулкана, а на 0,5 км к востоку от его вершины. Можно предполагать, что ин-

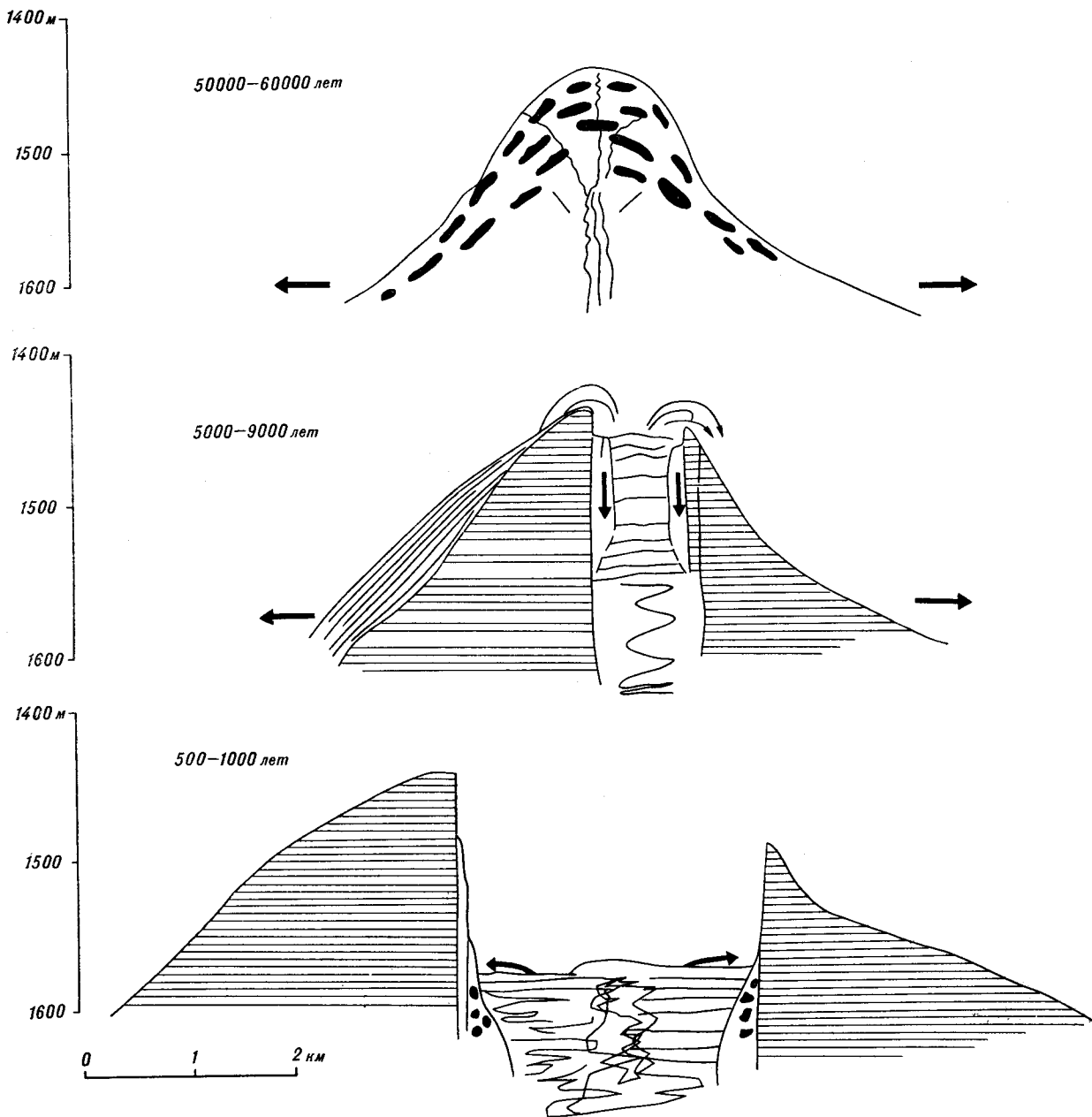


Рис. 7. Схема развития г. Осевой.

тенсивный вулканизм сопровождался или даже был инициирован крупномасштабным раздвигом. По-видимому, за последние 9 000 лет раздвиг составил не менее 1 км. Раздвиг и излияния лавы были, очевидно, настолько интенсивными, что привели в какой-то момент к опустошению магматической камеры и обрушению кровли. В это время возникла кальдера. Трудно сказать, когда это точно произошло, но, безусловно, данное событие было катастрофическим. С ним уместно связать окончание вулканизма на склонах г. Осевой, т. е. обрушение произошло примерно 5 000 лет назад.

Следует еще раз подчеркнуть, что кальдера г. Осевой отличается от типичных кальдер щитовых вулканов тем, что впадина кальдеры образовалась не столько за счет обрушения, сколько в результате раздвигания. В связи с этим кровля из древних подушечных базальтов могла сохраниться лишь вблизи стенок кальдеры, а большая часть дна кальдеры сложена новой океанической корой, базальтовый слой которой представлен в верхней своей части молодыми покровными базальтами.

Послекальдерная стадия началась с интенсивных излияний покровных базальтов на дне

кальдеры сразу же после обрушения. В новейшую стадию на дне кальдеры, очевидно, перманентно существовали лавовые озера, сменявшие друг друга через короткие промежутки времени. Самый последний эпизод вулканизма относится ко времени не более 500 лет назад. После этого возникли трещины сдвигораздвиговой природы у северной стенки кальдеры. Сформировалась гидротермальная система с выходом гидротерм по мелким трещинам вблизи подошвы северной и западной стенок кальдеры. Можно ожидать в ближайшем будущем нового эпизода вулканизма с образованием нового лавового озера, видимо, в северной, пониженной, части кальдеры.

* * *

Таким образом, при расшифровке геологической истории г. Осевой хр. Хуан де Фука мы столкнулись с новым, еще не описанным в литературе явлением: наложением спредингового центра на вулканическую гору внеосевого происхождения. Причина возникновения самой горы окончательно не ясна. Она могла образоваться под влиянием горячей точки, а возможно, и в результате развития хр. Хуан де Фука как продвигающегося рифта. Примерно 5 000 лет назад имело место катастрофическое событие — обрушение г. Осевой. Ему предшествовал спокойный период, в течение которого происходили накопление и фракционная кристаллизация расплава в магматической камере. Поскольку раскол и отодвижение плит лишь совсем недавно переместились в район г. Осевой, спрединг еще не успел стать ортогональным, являясь косым из-за приспособления геометрии раздвижения к трансформному разлому, ограничивающему Осевую гору с юга.

Современный вулканизм и структура г. Осевой хр. Хуан де Фука имеют черты, типичные для высокоспрединговых хребтов. Они принципиально отличаются от медленноспрединговых рифтовых зон, изученных ранее различными, в том числе советскими, океанологическими экспедициями [2], например от Красного моря, Аденского залива или Срединно-Атлантического хребта. Во-первых, вся тектоническая активность, как и вулканизм, сконцентрирована в очень узкой (2,5—3 км шириной) зоне, отвечающей впадине кальдеры и ее продолжению на север и юг, в отличие от 15—20-километровой зоны в медленноспрединговых хребтах. Во-вторых, вулканические процессы явно подавляют близповерхностную тектоническую деятельность. Зияющие трещины,

Эта схема отвечает в какой-то степени модели нестационарной эволюции хр. Хуан де Фука, предложенной Э. Каппелем, У. Райеном и У. Нормарком [12, 13]. В южной части хр. Хуан де Фука также описаны более древние подушечные лавы, перекрытые осадками, и более молодые покровные базальты в осевой долине, которые возникли в результате обрушения кровли осевого хребта. Э. Каппел и У. Нормарк [12] предполагают, что обрушению вершины предшествовал эпизод, когда вулканизм полностью отсутствовал. Данные по г. Осевой противоречат этому предположению. Мы видели, что интенсивный вулканизм здесь начался перед обрушением кальдеры.

гьяры, быстро заполняются поднимающейся магмой. В течение по крайней мере последних эпизодов вулканизма под Осевой горой существовал магматический «столб» с поперечником, соответствующим размерам кальдеры. Этот столб представлял собой пульсирующий выступ кровли магматической камеры, то поднимающийся, давая начало мощным излияниям на дно, то опускающийся, вызывая обрушение кровли и появление многочисленных лавовых провалов. В-третьих, на хр. Хуан де Фука, как и на других высокоспрединговых хребтах, нет лестниц наклоненных краевых ступеней, т. е. нет сводообразования, связанного с гравитационной неустойчивостью и, возможно, с приспособлением к подслаиванию коры за счет застывания магмы в очаге [4]. Столь характерное для низкоспрединговых хребтов разделение на экструзивную зону, краевые депрессии, лестницы сбросовых уступов здесь отсутствует. Тектонические процессы выражены главным образом в образовании структур растяжения — гьяров. Хребет находится в гравитационно устойчивом состоянии, его поверхность отвечает поверхности свободного стояния астеносферы, или, говоря по-другому, застывшей кровле магматического очага.

Отсюда вытекает, что модель образования спредингового хребта здесь существенно проще, чем в медленноспрединговых хребтах. Она предусматривает образование осевой трещины, раздвиг и заполнение зияния магмой, поднимающейся за счет выплавки из астеносферы. В этом плане стенки кальдеры г. Осевой можно рассматривать как края зияющей трещины, а дно кальдеры — как заполнение зияния вулканическим материалом, поднимающимся снизу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. Модель магматического очага срединно-океаническими хребтами // Геохимия магматических пород современных и

древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.
2. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов.— М.: Наука, 1985.

3. *ASHES Expedition*. Pisces submersible exploration of a high temperature vent field in the caldera of Axial volcano, Juan de Fuca Ridge // *Trans. Amer. Geophys. Un., EOS.*—1986.—V. 67.
4. *Ballard R. D., Holcomb R. T., Van Andel T. T.* The Galapagos rift at 86°W: Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the rift valley // *J. Geophys. Res.*—1979.—V. 84.
5. *Canadian-American Seamount Expedition*. Hydrothermal vents on the Axial seamount of the Juan de Fuca Ridge // *Nature.*—1985.—V. 313.
6. *CASM Research Group*. North caldera hydrothermal vent field, Axial seamount, Juan de Fuca Ridge // *Trans. Amer. Geophys. Un., EOS.*—1983.—V. 64.
7. *Crane K., Arkman F. et al.* The distribution of geothermal fields on the Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.*—1985.—V. 90.
8. *Delaney J. R., Johnson H. P., Karsten J. L.* The Juan de Fuca — hot spot — propagating rift system: New tectonic, geochemical and magnetic data // *Ibid.*—1981.—V. 86.
9. *Dixon J. E., Clague D. A., Eissen J. P.* Gabbroic xenoliths and host ferrobasalt from the southern Juan de Fuca Ridge // *Ibid.*—1986.—V. 91.
10. *Eaby J., Clague D. A., Delaney J. R.* Sr-isotopic variations along the Juan de Fuca Ridge // *Ibid.*—1984.—V. 89.
11. *Francheteau J., Juteau T., Rangin C.* Basaltic pillars in collapsed lava pools on the deep ocean floor // *Nature.*—1979.—V. 281.
12. *Kappel E. S., Normark W. R.* Morphometric variability within the axial zone of the Southern Juan de Fuca Ridge: Interpretation from Sea MARC II, Sea MARC I and deep-sea photography // *J. Geophys. Res.*—1987.—V. 92.
13. *Kappel E. S., Ryan W. B. F.* Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along northeast Pacific spreading centers: Evidence from Sea MARC I // *Ibid.*—1986.—V. 91.
14. *Karsten C. J., Delaney J. R.* Hot spot/migrating ridge crest interaction: Juan de Fuca Ridge style // *Trans. Amer. Geophys. Un., EOS.*—1986.—V. 67.
15. *Morton J. L., Sleep N. H. et al.* Structure of the southern Juan de Fuca Ridge from seismic reflection records // *J. Geophys. Res.*—1987.—V. 92.
16. *US Geological Survey Juan de Fuca Study Group*. on the southern Juan de Fuca Ridge: Preliminary Submarine fissure eruptions and hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca Ridge: Preliminary observations from the submersible Alvin // *Geology.*—1986.—V. 14.
17. *Vogt P. R., Byerly G. R.* Magnetic anomalies and basalt composition in the Juan de Fuca — Gorda Ridge area // *Earth Planet. Sci. Letters.*—1976.—V. 33.
18. *Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften.*—1981.—V. 68.
19. *Wilson D. S., Hey R. N., Nishimura C. E.* Propagation as a mechanism of ridge reorientation of the Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.*—1984.—V. 89.

Институт океанологии АН СССР
Москва
Институт геохимии СО АН СССР
Иркутск

Поступила в редакцию
17 февраля 1988 г.

УДК 550.831 : 551.24

В. Ю. Косыгин

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ВДОЛЬ GEOTRAVERSA о. ХОНСЮ — ТИХИЙ ОКЕАН

На базе имеющейся сейсмической и сейсмологической информации построена априорная модель вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан, которая была использована в качестве базовой при решении обратной задачи гравиметрии. В результате многовариантного моделирования получена плотностная модель тектоносферы до глубины 250 км.

Устанавливается, что средняя плотность и мощность литосферы под островной частью геотраверса

Плотностное строение тектоносферы изучалось по профилю о. Хонсю — Тихий океан, пересекающему вдоль 35° северной широты прибрежные районы о. Хонсю, п-овов Идзу и Босо, южную оконечность Японского желоба, окраинный океанический вал и заканчивающемуся в Северо-Западной котловине Тихого океана. Морская часть профиля взята вдоль маршрута непрерывных грави-, бати-, и магнитометрических наблюдений, полученных японскими исследователями в 1970 г. во время экспедиции на НИС «Хакухо Мару» [24]. Гравиметрическая информация в пределах островной части профиля взята с крупномасштабной гравиметрической карты этого района с сечением изоаномал 1 мГл [15]. Гравиметрическая информация для заливов Суруга и Сагами взята с гравиметрической карты Дж. Сегавы и К. Боуина [23]. Общая длина профиля составляет 830 км.

Скоростное строение верхней мантии под островной частью профиля (участок профиля западнее желоба) изучалось по распределению невязок времен пробега продольных волн от землетрясений в сравнении с годографом Джеффриса — Буллена [10]. В результате этих исследований была построена скоростная модель строения верхней мантии для тихоокеанского побережья о. Хонсю [10]. Согласно этой модели, на глубинах от 90 до 190 км отмечается слой пониженных скоростей. Величины скоростей продольных сейсмических волн в слое составляют 8,0 км/с против 8,1—8,2 км/с в прилегающих участках верхней мантии. Кроме того, на глубине 30 км выделяется резкая граница с увеличением скоро-

сти от 6,7 до 8,1 км/с. Эта граница ассоциируется с подошвой земной коры. Сведения о скоростном строении верхней мантии под тихоокеанской частью геотраверса были получены по результатам глубинного сейсмического эксперимента Лонгшот-2, проведенного японскими исследователями в 1974 г. вдоль субмеридионального профиля, лежащего в западной части Тихого океана восточнее Японии, с использованием больших взрывов и донных сейсмографов [13]. Эти исследования показали наличие на глубине от 90 до 120 км в верхней мантии слоя пониженных скоростей. Другой аналогичный эксперимент со взрывами, Лонгшот-6, проведенный японскими исследователями примерно в том же районе Тихого океана (немного восточнее) в 1980 г. [14], показал, кроме всего прочего, на глубине 25—30 км наличие границы в мантии с возрастанием скорости продольных волн от 8,0 до 8,1—8,2 км/с. В результате анализа многочисленных данных об аномалиях времен пробега, о периодах и амплитудах сейсмических волн от землетрясений, а также учитывая данные по естественным геофизическим полям, японским сейсмологом Т. Уцу была предложена модель строения тектоносферы для зоны перехода от Японии к Тихому океану [25]. Основной особенностью этой модели является выделение высокоскоростного высокооборотного слоя мощностью около 90 км, погружающегося в районе желоба и его островного склона под Японскую островную систему до глубин порядка 600 км. Этот наклонный высокоскоростной слой ассоциируется с сейсмофокальной зоной или же с погружающейся лито-

сти от 6,7 до 8,1 км/с. Эта граница ассоциируется с подошвой земной коры. Сведения о скоростном строении верхней мантии под тихоокеанской частью геотраверса были получены по результатам глубинного сейсмического эксперимента Лонгшот-2, проведенного японскими исследователями в 1974 г. вдоль субмеридионального профиля, лежащего в западной части Тихого океана восточнее Японии, с использованием больших взрывов и донных сейсмографов [13]. Эти исследования показали наличие на глубине от 90 до 120 км в верхней мантии слоя пониженных скоростей. Другой аналогичный эксперимент со взрывами, Лонгшот-6, проведенный японскими исследователями примерно в том же районе Тихого океана (немного восточнее) в 1980 г. [14], показал, кроме всего прочего, на глубине 25—30 км наличие границы в мантии с возрастанием скорости продольных волн от 8,0 до 8,1—8,2 км/с. В результате анализа многочисленных данных об аномалиях времен пробега, о периодах и амплитудах сейсмических волн от землетрясений, а также учитывая данные по естественным геофизическим полям, японским сейсмологом Т. Уцу была предложена модель строения тектоносферы для зоны перехода от Японии к Тихому океану [25]. Основной особенностью этой модели является выделение высокоскоростного высокооборотного слоя мощностью около 90 км, погружающегося в районе желоба и его островного склона под Японскую островную систему до глубин порядка 600 км. Этот наклонный высокоскоростной слой ассоциируется с сейсмофокальной зоной или же с погружающейся лито-

сферной плитой. В дальнейшем названная модель уточнена (с указанием конкретных скоростей) в работе С. Судзуки [10].

Изучение строения земной коры исследуемого района о. Хонсю и его океанического склона проводилось в основном исследовательской группой по взрывной сейсмологии [1, 12, 21, 22]. Строение земной коры ложа океана восточнее желоба было исследовано этой группой в 1974 г. во время сейсмического эксперимента с использованием больших взрывов (до 7 тонн) восточнее Японского желоба [8]. Результаты исследований показали, что мощность земной коры под о. Хонсю составляет около 30 км, резко уменьшаясь в сторону океана, где глубина до ее подошвы составляет около 10 км. Мощность базальтового слоя земной коры под восточной частью о. Хонсю составляет около 20 км и постепенно сокращается по направлению к океану до 5 км. Мощность гранитного и вулканогенно-осадочного слоев под Восточным Хонсю составляет около 10 км. По направлению к желобу гранитный слой выклинивается. Отмечается, что скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии непосредственно под корой о. Хонсю существенно меньше, нежели под океаном. Значения скоростей составляют соответственно 7,5 км/с под островом и 8,1 — 8,2 км/с под океаном [1].

Вышеприведенные сейсмические и сейсмологические данные позволили построить так называемую априорную плотностную модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан (рис. 1). Плотности в априорной модели определялись по соответствующим зависимостям: скорость сейсмических волн — плотность [6, 20]. В априорной плотностной модели выделены гранитный и вулканогенно-осадочный слои средней плотностью 2,70 г/см³, базальтовый слой земной коры плотностью 2,85 г/см³. Плотности верхней мантии, в соответствии с сейсмическими данными о скоростях непосредственно под земной корой, выбраны 3,25 г/см³ под о. Хонсю и 3,30 г/см³ под земной корой океанической части профиля.

Зоны пониженных скоростей (астеносферы) выделены в априорной модели в виде слоя с относительно пониженной плотностью (3,30 г/см³) на глубинах от 90 до 190 км под островной частью профиля и от 90 до 120 км — под океанической его частью. Граница в априорной модели, проходящая на глубине 220 км под океанической частью профиля, взята в соответствии с сейсмической моделью тектоносферы Дж. Дормана [5], построенной по результатам анализа дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея для Тихого океана. Эта граница в модели

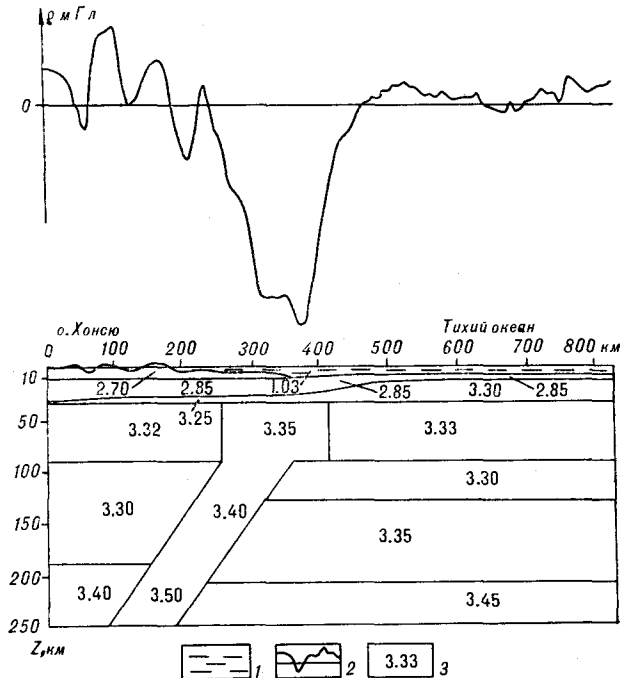


Рис. 1. Априорная плотностная модель тектоносферы. 1 — слой воды; 2 — кривая аномального гравитационного поля; 3 — плотность, г/см³.

Дж. Дормана представляет собой подошву слоя пониженных скоростей. Наклонный слой повышенной плотности, отождествляемый с сейсмофокальной зоной или же погружающейся литосферной плитой, выделен в априорной модели в соответствии с сейсмической моделью Т. Уцу, уточненной С. Судзуки [10, 25]. Плотности в погружающейся литосферной плите приняты с возрастанием по мере ее погружения, но таким образом, чтобы на соответствующих глубинах плотность ее превышала плотности вмещающей мантии не более чем на 0,1 г/см³. Такой контраст плотностей взят на основании совместного анализа гравиметрических и сейсмических данных в районе срединно-океанического хребта [2]. Вышеописанная априорная плотностная модель тектоносферы (см. рис. 1) является базовой для дальнейших расчетов. Относительно этой модели, при решении обратной задачи гравиметрии, априорные плотности уточняются в достаточно широких пределах ($\pm 0,20$ г/см³) с целью достижения такого оптимального распределения плотностей в этих рамках, которое бы (при данной закрепленной геометрии разреза) наиболее полно отвечало наблюдаемому гравитационному полю вдоль геотраверса.

Был рассчитан гравитационный эффект слоя земной коры и воды до глубины 10 км (рис. 2) и исключен из наблюдаемой кривой. Обратная задача решалась относительно объе-

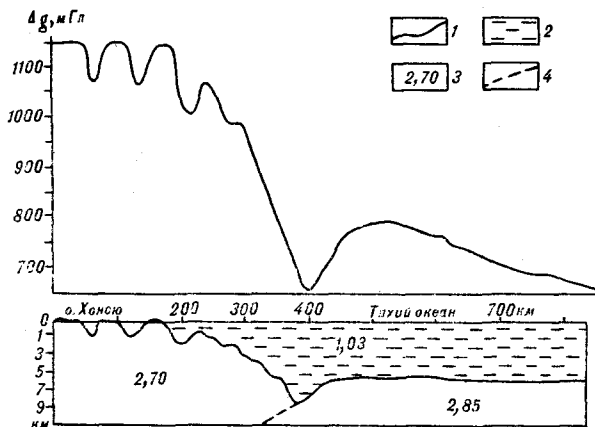


Рис. 2. Плотностная модель верхнего слоя земной коры и воды и его гравитационный эффект.

1 — кривая расчетного гравитационного эффекта; 2 — слой воды; 3 — плотность, г/см³; 4 — граница раздела плотностей.

ма тектоносферы от 10 до 250 км по остаточной кривой, полученной в результате исключения из наблюдаемой кривой гравитационного эффекта от верхнего десятикилометрового слоя земной коры и воды. Для дальнейшего решения обратной задачи объем тектоносферы в априорной модели был разбит вертикальными сечениями на 62 блока (рис. 3). Характер разбиения определялся морфологией поля, рельефом дна и суши, геологическим строением и априорными предположениями о строении тектоносферы. Так как обратная задача решалась в линейной постановке, т. е. с закрепленной геометрией, то увеличение количества блоков разбиения среды привело бы к улучшению результатов расчета, однако для получения достоверного устойчивого решения необходимо, чтобы количество блоков разбиения не превышало 2/3 от общего количества точек наблюдения поля. В связи с этим немаловажным обстоятельством геотраверс, вдоль которого проводится исследование плотностного строения тектоносферы, в данной работе ориентирован вдоль профиля непрерывных гравиметрических наблюдений. Так, при скорости судна 10 узлов и получасовом усреднении записи поля расстояние между точками составит около 9 км. Если длина профиля 900 км, то количество точек наблюдения вдоль профиля при заданной скорости судна и времени усреднения записи составит около 100, а количество блоков разбиения разреза вдоль такого профиля не должно соответственно превышать 65.

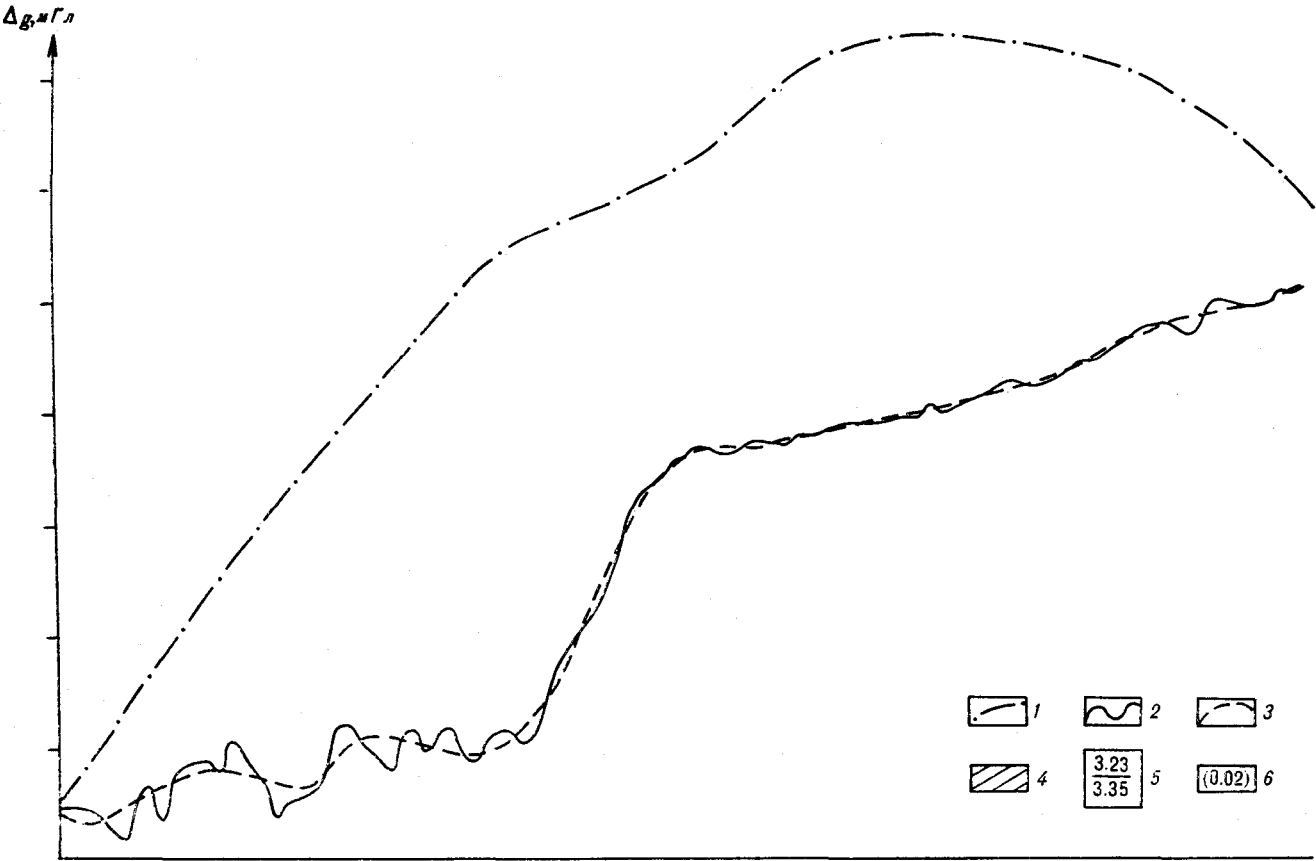
Для решения обратной задачи гравиметрии исходное поле силы тяжести, в данном случае остаточное наблюдаемое поле, представлялось в виде линейных уравнений с линейными ограничениями на уточняемые плотности. Система решалась устойчивыми методами

квадратичного программирования относительно плотностей в каждом блоке разбиения и коэффициентов полинома, аппроксимирующего региональный фон.

На рис. 3 приведены результаты вышеописанных расчетов. Региональный гравитационный эффект от сконструированного априорного плотностного разреза оказался несогласованным с остаточным наблюдаемым полем вдоль профиля на 285 мГл. В процессе решения обратной задачи необходимо было эту несогласованность свести к оптимальному уровню, т. е. к точности морских профильных наблюдений. В результате расчетов было получено оптимальное решение (в смысле оптимального распределения плотностей в блоках, наиболее полно удовлетворяющего полученному распределению остаточного гравитационного поля). Сходимость по полю составила $\pm 10,7$ мГл. Горизонтальный градиент возможного регионального фона составил $-0,0927$ мГл/км. Полученная величина регионального фона свидетельствует о присутствии плотностных неоднородностей на больших глубинах, нежели принятые в расчетах (до 250 км). По-видимому, можно говорить об общем латеральном разуплотнении тектоносферы на больших глубинах в сторону Тихого океана. Этот же вывод следует и из спутниковых решений, согласно которым гравитационные аномалии закономерно убывают от положительных значений для о. Хонсю до отрицательных в Тихом океане. Вышеприведенное оптимальное плотностное распределение было получено при величине параметра регуляризации, равной 100.

На рис. 4 представлена результирующая геоплотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан. Как следует из расчетов, мощность литосферы под о. Хонсю значительно сокращена и составляет около 50 км, уменьшаясь в сторону островного склона желоба до 25 км, где аномально разуплотненная астеносфера подходит непосредственно под земную кору. Плотность подкорковой части литосферы составляет 3,23 г/см³. Мощность литосферы океанической части профиля составляет 90 км при средней плотности подкорковой ее части 3,25—3,30 г/см³. Таким образом, как видно из рис. 4, средние плотность и мощность литосферы, включая земную кору под островной частью профиля, значительно меньше, чем под океанической.

Плотность базальтового слоя земной коры составляет 2,80 г/см³ под о. Хонсю, увеличиваясь в сторону островного склона желоба до 2,90 г/см³. Это связано, по-видимому, с частичной эклогитизацией низов базальтового слоя земной коры при контакте с аномально разогретой мантией, подходящей в районе остров-



	100	200	300	400	500	600	700	800 км		
0	2.87 (0.02) / 2.85									
10	2.87 (0.03) / 2.85									
30	2.80 / 2.85 (0.00)	2.80 / 2.85 (0.00)	2.95 / 2.85 (0.02)	2.90 / 2.85 (0.03)		3.30 / 3.30 (0.01)	3.28 / 3.30 (0.01)	3.29 / 3.30 (0.01)	3.25 / 3.30 (0.00)	3.27 / 3.30 (0.01)
50		3.21 / 3.25 (0.01)	3.25 / 3.20 (0.02)	3.22 / 3.25 (0.00)	3.15 / 3.30 (0.00)	3.45 / 3.30 (0.02)				
70	3.21 / 3.32 (0.01)	3.22 / 3.32 (0.01)	3.12 / 3.32 (0.00)	3.15 / 3.35 (0.00)	3.38 / 3.35 (0.03)		3.30 / 3.33 (0.01)	3.24 / 3.33 (0.31)	3.21 / 3.33 (0.02)	3.29 / 3.33 (0.02)
90										
110		3.44 / 3.30 (0.01)	3.22 / 3.30 (0.02)	3.18 / 3.30 (0.09)	3.26 / 3.30 (0.02)	3.26 / 3.30 (0.02)	3.19 / 3.30 (0.02)	3.22 / 3.30 (0.01)		3.28 / 3.30 (0.02)
130										
150	3.50 / 3.30 (0.01)	3.36 / 3.30 (0.01)	3.22 / 3.30 (0.02)	3.41 / 3.45 (0.03)	3.26 / 3.40 (0.01)	3.24 / 3.30 (0.02)				
170	3.50 / 3.30 (0.00)									
190		3.34 / 3.30 (0.00)	3.29 / 3.30 (0.00)	3.29 / 3.30 (0.00)	3.31 / 3.35 (0.01)	3.31 / 3.35 (0.02)	3.23 / 3.35 (0.03)	3.23 / 3.35 (0.01)		3.41 / 3.35 (0.00)
210										
230	3.55 / 3.40 (0.02)	3.54 / 3.40 (0.02)	3.46 / 3.40 (0.01)	3.49 / 3.50 (0.06)	3.34 / 3.35 (0.00)	3.26 / 3.35 (0.02)	3.32 / 3.35 (0.02)	3.33 / 3.35 (0.02)		
250		3.57 / 3.50 (0.01)	3.40 / 3.42 (0.00)	3.40 / 3.45 (0.00)		3.42 / 3.45 (0.02)		3.42 / 3.45 (0.01)	3.43 / 3.45 (0.01)	3.50 / 3.45 (0.01)

Рис. 3. Расчетный плотностной разрез тектоносферы.

1 — кривая расчетного гравитационного эффекта от априорной модели; 2 — остаточная наблюдаемая кривая; 3 — кривая расчетного гравитационного эффекта от расчетной модели; 4 — верхний слой тектоносферы (см. рис. 2), гравитационное влияние которого исключено из наблюдаемой кривой; 5 — плотности, г/см³ (в числителе — расчетные, в знаменателе — априорные); 6 — ошибки определения расчетных плотностей, г/см³.

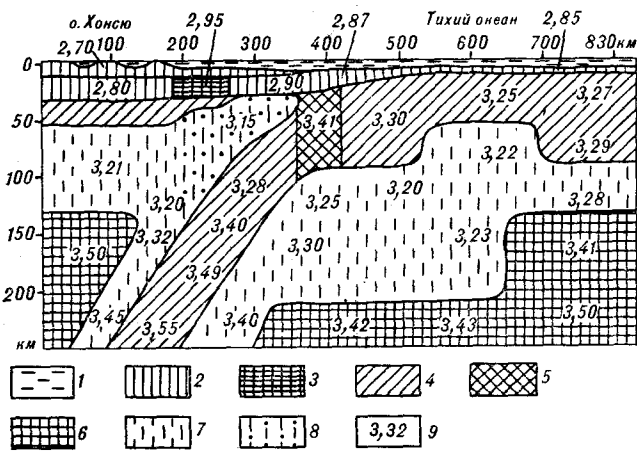


Рис. 4. Геоплотностная модель тектоносферы.

1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — уплотнение в земной коре; 4 — литосфера; 5 — уплотнение в литосфере; 6 — подастеносферный слой; 7 — астеносфера; 8 — аномальная мантия; 9 — плотность, г/см³.

ного склона желоба непосредственно под подошву коры. Далее, в сторону океана, средняя плотность коры уменьшается до 2,85 г/см³. На островном склоне желоба под подводным поднятием Оясио отмечается уплотнение базальтового слоя коры с плотностью 2,95 г/см³. Это уплотнение, по-видимому, сформировано в недрах относительно более плотного вещества аномальной мантии, подходящего здесь достаточно близко к подошве земной коры.

Под крайним океаническим валом мощность литосферы сокращается до 60 км, а плотность ее при этом понижается до 3,25 г/см³. Судя по данным драгирования пород фундамента [3] и по результатам глубоководного бурения [16], на крайнем океаническом валу, представленном в месте пересечения его профилем северо-западной оконечностью подводного поднятия Гейш, в меловое время имел место интенсивный базальтовый вулканизм. Таким образом, разуплотнение литосферы под валом, по-видимому, обусловлено наличием здесь очагов магмообразования, подпитываемых, в свою очередь, базальтовым расплавом из астеносферы.

Мощность астеносферы под о. Хонсю составляет 80—90 км при плотности 3,20—3,21 г/см³. Под островным склоном желоба аномальная мантия астеносферы почти полностью вытесняет нормальную мантию из литосферы, подступая непосредственно под земную кору. Плотность аномально разогретого клина астеносферы составляет 3,15 г/см³. Мощность астеносферы под глубоководным желобом и океаническим валом составляет 130—150 км соответственно при плотности 3,20—3,30 г/см³. Далее на восток, в сторону океана, мощность астеносферы сокращается до 30—40 км, а плотность мантии в астено-

сфере возрастает до 3,28 г/см³. Положение кровли астеносферного слоя под желобом и его океаническим склоном на глубине 90 км соответствует положению кровли слоя пониженных скоростей по модели Т. Асады и Х. Шимамуры [13], тогда как положение его подошвы на глубине 220 км отвечает сейсмической модели Дж. Дормана [5]. Под крайним валом положение кровли и подошвы астеносферы соответствует модели Дж. Дормана, согласно которой слой пониженных скоростей сейсмических волн располагается на глубинах от 60 до 220 км. Восточнее вала положение астеносферы отвечает модели Т. Асады и Х. Шимамуры [13], согласно которой слой пониженных скоростей мантии в районе океана восточнее Японии располагается на глубинах от 90 до 120 км. Астеносферный слой в расчетной модели повсеместно выделяется по инверсии плотностей.

Из вышесказанного видно, что под островной частью профиля астеносфера в целом оказалась более приближенной к поверхности, чем это следует из сейсмической модели С. Судзуки [10] для тихоокеанского побережья о. Хонсю. Под желобом, его океаническим склоном и валом отмечается мощная, относительно мало плотная астеносфера, близко соответствующая модели Дж. Дормана, тогда как далее, в направлении океанического ложа, астеносферный слой утоняется, плотность его возрастает, положение более соответствует модели Т. Асады и Х. Шимамуры.

Относительно повышенное положение кровли астеносферы под островной частью профиля и на крайнем валу, по-видимому, обусловливает относительно повышенный тепловой поток, отмечаемый в этих районах [11]. Под островным склоном желоба астеносфера пространственно связана с более глубинными разуплотненными объемами мантии, которые, по-видимому, сформировались за счет подъема к поверхности от границы ядро — мантия глубинного аномально разогретого легкого мантийного вещества, периодически подпитывающего мантию. Вдоль профиля на глубинах 130—220 км астеносфера подстилается плотным подастеносферным слоем — мезосферой — с плотностями от 3,41 до 3,50 г/см³. Под островным склоном желоба (интервал по профилю от 100 до 300 км) в нижней части разреза (см. рис. 4) на глубинах от 200 до 250 км отмечается крупное разуплотнение в подастеносферном слое с плотностями 3,40—3,45 г/см³. Это разуплотнение пространственно связано с астеносферным слоем и, по-видимому, как уже отмечалось выше, сформировано подъемом с больших глубин легкого разогретого вещества мантии, подпитывающего астеносферный слой.

Сейсмофокальный слой, или же погружающаяся океаническая литосферная плита, представлен на разрезе аномально уплотненным наклонным слоем, погружающимся под о. Хонсю. По всей глубине погружения литосферная плита окружена относительно более легкими объемами астеносферы и разуплотнения в подастеносферном слое. Плотность в холодной плите по мере ее погружения возрастает, что связано с фазовыми переходами перидотита к более плотным его модификациям по мере увеличения давления и температуры. Уплотнение в литосферной плите, располагающееся под желобом на глубинах от 30 до 90 км, связано, по-видимому, с эклогитизацией базальтовых включений в самой литосфере. В работе также были проведены расчеты относительно такой априорной плотностной модели, в которой априорная плотность погружающейся литосферной плиты была взята равной плотности вмещающей ее мантии, т. е. в плотностном отношении плита никак не выделялась. В результате решения обратной задачи относительно этой априорной модели погружающаяся плита по-прежнему выделяется в виде наклонного слоя, правда менее контрастного.

Историю геологического развития, приведшую к данной плотностной структуре тектоносферы вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан (см. рис. 4), можно представить следующим образом. В конце палеогена от границы ядро — мантия под литосферу геотраверса подступили большие объемы легкого аномально разогретого мантийного вещества. Подъем этого вещества к поверхности вызвал утонение литосферы под о. Хонсю, а также интенсивную вулканическую деятельность, сформировавшую провинцию зеленых туфов, где вулканизм продолжается с раннего неогена по настоящее время. Подъем легкого материала под литосферу вызвал также подъем территории острова, горный рельеф которого сформировался в современном виде в основном к плиоцену. До этого высота острова была небольшой [4]. Следует заметить, что подход аномально разогретого вещества в конце палеогена под континентальные области, существовавшие в то время на месте Японского моря [4], привел к его образованию в начале неогена. На это указывают интенсивный основной вулканизм, происходивший в конце палеогена — начале неогена в пределах современной акватории моря, данные глубоководного бурения [17], драгирования выступов акустинского фундамента [7, 18], НСП [19] и палеогеографические [4], согласно которым неоген-четвертичный осадочный чехол залегает с несогласием на разновозрастном фундаменте. Судя по результатам расчета распределения глубинных температур [9], аномаль-

ная мантия под Японским морем подошла, по-видимому, непосредственно к подошве земной коры, существовавшей на месте моря континентальной платформы. Последовавшие за этим эклогитизация и отрыв базальтового слоя привели к резкому погружению существовавшей территории и образованию Японского моря. Под о. Хонсю разогретая аномальная мантия лишь сократила мощность литосферы, однако полностью нормальную мантию из литосферы не вытеснила, что привело к подъему территории острова.

Под желобом и его островным склоном аномальная мантия с плотностью $3,15 \text{ г/см}^3$, выделившаяся из астеносферы, подступила непосредственно к подошве океанической литосферы. При этом литосфера становится гравитационно неустойчивой, вследствие того что ее средняя плотность превышает плотность аномальной мантии. Как следствие гравитационной неустойчивости в районе желоба и его островного склона возникает погружение литосферы. В результате этого процесса на рубеже палеогена — неогена возник Японский глубоководный желоб. Погружающаяся под действием своего избыточного веса литосферная плита поддерживается в наклонном положении восходящими потоками глубинного мантийного вещества, питающими астеносферу.

Судя по развитию (в плане) линзы аномально легкой мантии плотностью $3,15 \text{ г/см}^3$ (участок профиля от 200 до 350 км), можно предположить, что область погружения океанической литосферы находилась ранее (в конце палеогена) в начале астеносферной линзы (примерно 200-й километр профиля) и затем постепенно перемещалась на восток, пока не достигла края астеносферной линзы, т. е. современного положения желоба. Это предположение косвенно подтверждается тем фактом, что эффузивный вулканизм в Японском море начал проявляться уже в конце палеогена, т. е. раньше, чем в зоне Зеленых туфов [9]. Область погружения в конце палеогена находилась, по-видимому, в районе грабен-синклинорного прогиба Исикари-Хонсю, заполненного мощной толщей неогеновых отложений, залегающих на меловом и более древнем фундаменте, породы которого драгированы на антиклинальном поднятии Оясио [3]. Судя по северо-северо-западной ориентировке антиклинальных структур фундамента дна акватории между о. Хонсю и желобом (под углом к последнему), а также по данным о геологическом строении суши, было высказано предположение [26] о том, что мезозойская кора о. Хонсю, занимавшая ранее островной склон желоба, погрузилась в мантию вместе с океанической плитой. Согласно концепции текто-

ники плит, окраинный океанический вал должен образовываться почти одновременно со структурой желоба, как следствие изгиба эффе́ктивно-упругой части литосферной плиты перед зоной поддвига. Однако, как показано выше, окраинный вал и компенсирующее его разуплотнение в литосфере, вероятно, были образованы в мелу. Об этом свидетельствует интенсивный базальтовый вулканизм, происходивший в то время на валу. По-видимому,

подход аномальных объемов мантии под Японскую активную окраину происходил не одноактно. Такой же подъем аномальной мантии имел место, вероятно, и в мелу, что обусловило возникновение окраинного вала и вулканические проявления на нем, дальнейший подъем континентальной территории, существовавшей в то время на месте Японского моря и о. Хонсю, а также интрузивный магматизм в этих районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асано С., Окада Х. и др. Структура коры и верхней мантии под Северо-Восточной Японией, установленная по сейсмическим наблюдениям при взрывах // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
2. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М.: Изд-во МГУ, 1980.
3. Гнибиденко Г. С., Аносов Г. И. и др. Тектоника северо-западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1983.
4. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
5. Дорман Дж. Данные о поверхностных волнах и верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.
6. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наукова думка, 1981.
7. Леликов Е. П., Берсенев И. И. Раннепротерозойский гнейсомигматитовый комплекс юго-западной части Японского моря // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 223, № 3.
8. Окада Х., Асано С. и др. Региональное распределение скорости Рп-волн в районе Северо-Восточной Японии по записям взрывов // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
9. Родников А. Г., Гайнанов А. Г. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан.— М.: Наука, 1982.
10. Судзуки С. Латеральные вариации скорости Р-волн в верхней мантии Северной Японии, установленные по данным времен пробега от землетрясений // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
11. Туэзов И. К., Веселов О. В., Липина Е. Н. Тепловой поток запада Тихого океана, востока Азии и Австралии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
12. Aoki H., Sasaki Y. et al. Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observations // J. Phys. Earth.— 1972.— V. 20.
13. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by long-shot experiment // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin: Geophys. Monogr. N 19, Amer. Geophys. Union.— Washington, 1976.
14. Asada T., Shimamura H. et al. Long-shot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of North-Western Pacific // Phys. Earth and Planet Inter.— 1983.— N 31.
15. Gravity map of Shizuoka, Omaezaki and Yokosuka/ Compiled by M. Komazawa. Geological survey of Japan, 1982.
16. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1973.— V. 20.
17. Ibid.— 1975.— V. 31.
18. Iwabuchi Y., Mogi A. Summarization of submarine geology in each zone of Japanese Upper Mantle Project // The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area.— Geological survey of Japan, 1973.
19. Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. Sediments and structure of the Japan Sea // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1975.— V. 85, N 5.
20. Nafe J. E., Drake C. L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // Geophysics.— 1957.— V. 22.
21. Research Group for Explosion Seismology. Crustal structure in Central Japan as derived from the Mihoro explosion — seismic observations.— Pt 1: Explosions and seismic observations // Bull. Earthq. Res. Inst.— 1961.— V. 39, Pt 2.
22. Research Group for Explosion Seismology. Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations.— Pt. 1: Observation of seismic waves generated from the off Kesenuma, the off Oga Peninsula and the Tutihat explosions // Ibid.— 1968.— V. 46, Pt 3.
23. Segawa J., Bowin C. Gravity in the junction between the Japanese and Izu-Bonin islands // J. Phys. Earth.— 1976.— V. 24.
24. Tomada Y. Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971.— Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1974.
25. Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1971.— V. 9.
26. Yoshii T., Asano S. Time-term analyses of explosion seismic data // J. Phys. Earth.— 1972.— V. 20.

УДК 551.735/6 : 553.94

Гун Юмин, Линь Кэ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ КАРБОН-ПЕРМСКОГО УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В КИТАЕ

На территории Китая выделены четыре района карбон-пермского угленакопления, в состав которых входят угленосные зоны и бассейны. Обсуждаются

структура районов и история их развития, а также геотектонические условия угленакопления. Намечены области, перспективные на обнаружение угля.

КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

На территории КНР выделяются четыре угленосных района. Первый из них объединяет Северный Синьцзян и северную часть Северо-Восточного Китая. Угленосные бассейны района относятся к геосинклинальному типу, а их фундамент — к лавразиятскому типу. Массивы Джунгарский и Сунляо стабилизировались в конце протерозоя, а начиная с кембрия здесь вновь установились геосинклинальные условия. Бассейны района Северного Китая — Талиму относятся к платформенному типу, а их фундамент — к тихоокеанскому типу. Последний в пределах зоны Северного Китая стабилизировался раньше других и имеет возраст более 1,8 млрд лет. На большей же части района фундамент является среднеордовикским, реже кембрийским. Западная часть зоны Талиму, возможно, была связана с зоной Северного Китая до отделения ее в мезозое по алтайскому сдвигу. Район Цинхай — Северный Сизан (Южный Китай) представлен бассейнами платформенного типа с фундаментом тихоокеанского типа. В центральной части этого района фундамент зоны Янцзы сформировался в позднем протерозое. На востоке района фундамент зоны Южного Китая стабилизировался в конце палеозоя. Район сравнительно стабилен, за исключением рифта Панси, который отличался большой активностью, базальтовым вулканизмом и высоким тепловым потоком. На севере этого района, по-видимому, располагался ряд межконтинентальных морей и островных дуг, отделяющих его от смежного района. На юго-востоке района фундамент островов Тайвань, Хайнань и Циньцжоу, Гуанси геосинклинальный. Катазиатский массив разделял их друг

от друга. В западной части района зоны Кэтэ-сили и Баян-Хара являются геосинклинальными. Зона Тангула и Ланьпин на юго-востоке также геосинклинальная. Район Южный Сизан — Западная Юньнань объединяет бассейны платформенного типа с фундаментом гондванского типа, сформировавшимся в конце протерозоя (возраст метаморфизма определяется в 640—660 млн лет). Этот район с ордовика вступил в платформенную стадию развития (см. рисунок).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЕРИОДА УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Районы Северного Синьцзяна и севера Северо-Восточного Китая характеризуются развитием ангарской флоры, угленакопление в их пределах проходило в условиях субтропиков. Граница распространения ангарской и катазиатской флоры в районе Талиму — Северного Китая прослеживается отчетливо. В поздней перми на южной окраине Северного Синьцзяна — севера Северо-Восточного Китая, по-видимому, в результате перемещения в южном направлении некоторых блоков стало возможным сосуществование представителей двух флор. В карбоне — перми на территории Китая в целом доминировала тропическая катазиатская флора, встречающаяся главным образом в двух районах: Талиму — Северный Китай и Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай. Согласно [3, 4], район Талиму — Северный Китай характеризовался в основном наличием *Gigantopoclea*, относящихся к катазиатской флоре, район Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай — присутствием *Gigantopteris*, также относящихся к катазиатской флоре. Район Южного Сизана — Запад-

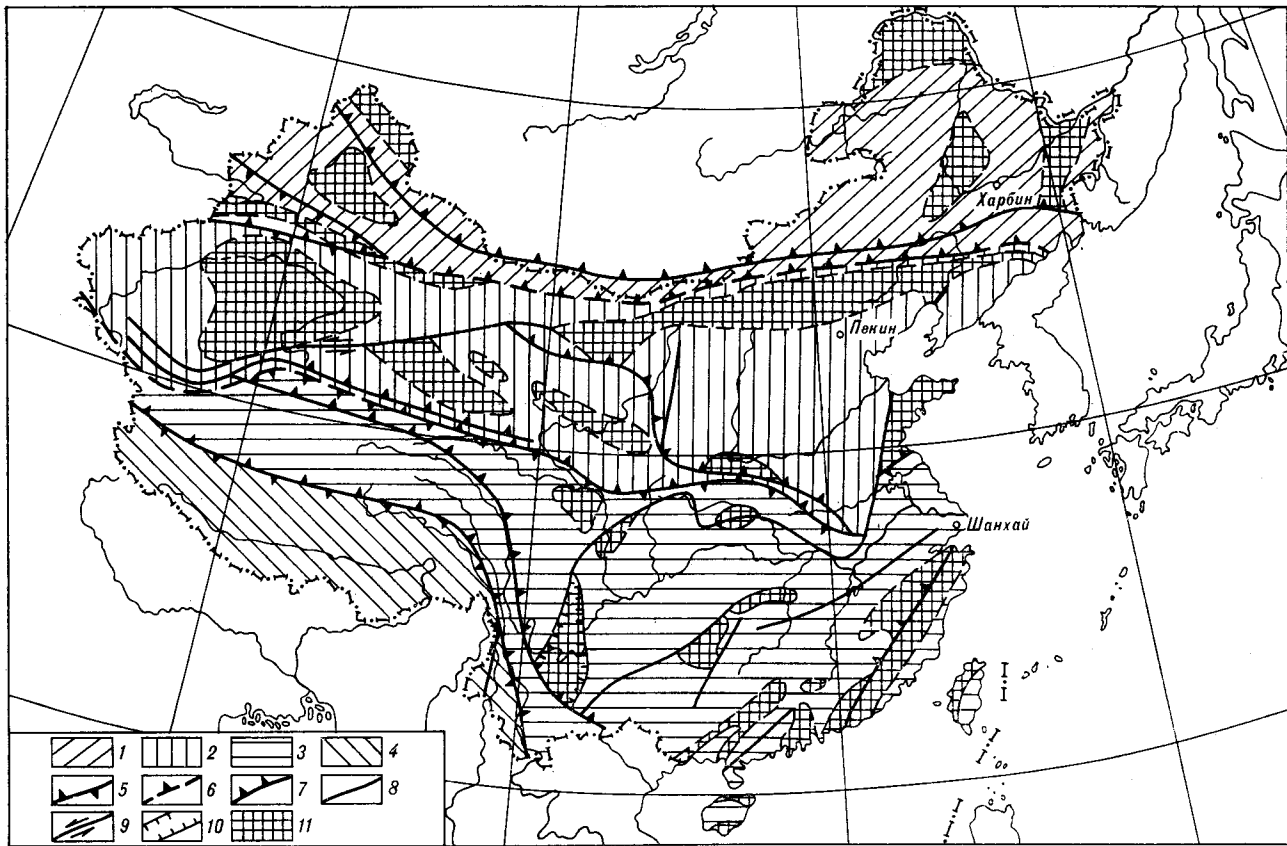


Схема тектонического контроля угленакопления в Китае в карбоне и перми.

1—4 — районы угленакопления: 1 — Северный Синцзян — север Северо-Восточного Китая, 2 — Талиму — Северный Китай, 3 — Цинхай и Северный Сизан — Южный Китай, 4 — Южный Сизан — Западный Юньнань; 5 — границы региона угленакопления; 6, 7 — границы зон угленакопления (6 — предполагаемые, 7 — установленные); 8 — основные конседиментационные зоны разломов; 9 — постседиментационные сдвиги; 10 — рифты; 11 — выступ фундамента.

ной Юньнани располагался в высоких широтах южного полушария, в умеренной зоне с гондванской флорой. Флоры Катазии и Гондваны четко разделены линией, проходящей по Жту-Динцин — р. Ланьцан. Происхождение катазиатской флоры отличается от происхождения гондванской и ангарской флор. Катазиатская флора произошла от евроамериканской в среднем карбоне, и несколько местных родов и видов можно рассматривать лишь как ростки катазиатской флоры; настоящая катазиатская флора постепенно формировалась в позднем карбоне и достигла расцвета в ранней перми. Кульминация ее развития приходится на начало поздней перми, а упадок — на конец перми. Катазиатскую флору в районах Цинхай, Северный Сизан — Южный Китай можно разделить на три ботанические ассоциации: *Gigantonoclae fukienensis* — *Tirrgia carbonica*, *Gigantopteris nicotianaefolia* — *Lobattannularia multifolia*, *Gigantonoclea quizhouensis* — *Ullmania* cf. *bronnii*, которые представляли ботанику стадии Маокоу в поздний период ранней перми, стадий Лунтань и Чансин соответственно в ранний и поздний периоды

поздней перми. Основные районы угленакопления постепенно смещались с ЮВ на СЗ, и в этом же направлении наблюдается повышение уровня содержания угля в пластах. Климат западной части района Талиму — Северный Китай был достаточно сухим, поэтому *Gigantopteris* катазиатской флоры, возможно, не адаптировался и не смог выжить. Во всяком случае, к востоку от Хэланьшани до настоящего времени не были обнаружены ископаемые остатки этого вида.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОТЕКТОНИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Процесс углеобразования является результатом взаимодействия палеоклимата, палеоботаники, палеогеографии и палеотектоники. Весьма важна последняя, доминирующая над палеоботаникой и палеогеографией. Она регулирует развитие процесса углеобразования, вновь формируя палеогеографическую обстановку.

В районе Северного Синцзяна — севера Северо-Востока Китая осадконакопление и угле-

накопление происходили в геосинклинальных условиях, за исключением Алтая, Сунляо Мэнэ, бывших приподнятыми длительное время, а также частично Цзюнь и Цзялусы. Осадконакопление часто сопровождалось извержением вулканитов среднего и кислого состава. Пермские серии обычно содержат уголь, в зоне Северного Синцзяна угольные пласты лучше развились в районе Цзимунай, а в районе Улумуци встречается в большом количестве горючий сланец. Угольные пласты в верхней части каменноугольной серии лучше выражены в районе Бутха Баоцин на севере северо-восточного участка. Мощность угольных пластов в районе Баоцин колеблется от 60 до 130 м. Хотя часто встречаются смешанные морские и континентальные отложения, условия образования энергетических ресурсов были неблагоприятны вследствие быстрых движений земной коры и сильного вулканизма. В районе Талиму — Северный Китай условия углеобразования на востоке отличаются от таковых на западе. Тектоническая зона Иньшань расположена к северу от района Северного Китая, широтные тектонические зоны Наньнин и Дабешань лежат к югу от этого района, первая сформировалась раньше второй. В результате образования обеих появилось много небольших углесодержащих бассейнов типа межгорных впадин, но условия аккумуляции угля здесь были неблагоприятными. Бассейн платформенного типа Северного Китая существовал в среднем карбоне в период опускания тектонических зон и формирования на их месте зоны перехода от континента к морю. Условия угленакопления были сравнительно устойчивы, но размеры бассейна иногда менялись. С постепенным подъемом основания с севера на юг уровень содержания угля в пластах также постепенно увеличивался. Насыщенная углем зона, образовавшаяся в районе смешанных морской и континентальной фаций, также переместилась с севера на юг. На севере средне- и верхнекаменноугольные серии насыщены углем, в нижнепермской серии содержание угля понижено на протяжении всего района, а верхнепермская серия на юге содержит большое количество угля. Богатые углем зоны имеют широтное простираение. Длительная стабильность палеотектонической и палеогеографической обстановок благоприятно сказалась на аккумуляции угля.

Зона Западного Талиму относительно сложна, за исключением районов Тянь-Шань — Бэйшань, южного участка гор Куьнлунь-Циньмин, которые были геосинклиналями, и Талиму — Цайдаму — древней суши. Другие районы, чьи основания были представлены сериями с возрастом от кембрия до девона, были

бассейнами платформенного типа. Существуют углесодержащие отложения морской и континентальной фаций ранее каменноугольно-пермского возраста, но с небольшим содержанием угля. К востоку от этой зоны, в зоне Циньяньшань, встречаются углесодержащие отложения нижнекаменноугольной и пермской смешанных морской и континентальной фаций, где угольные пласты развиты лучше.

Условия углеобразования на востоке отличаются от таковых на западе районов Цинхай, Северного Сизана — Южного Китая. Северный Циньлин — Дабешань были межматериковыми морями, а о-ва Тайвань и Хайнань и зона Циньчжоу — геосинклиналями на юго-востоке района Гуанси. Его западной окраиной была рифтовая зона Паньси. Извержение базальтовой магмы сильно повлияло на условия осадконакопления в этой зоне, результатом чего явилось развитие силикалитов в бассейне.

На западе основание зоны Янцзы относится к складчатому поясу Цзиньнин, а на востоке основание зоны Южного Китая — к каледонскому складчатому поясу. В пермско-каменноугольный период сложилась сравнительно стабильная обстановка островных морей, которая служила благоприятным условием для аккумуляции угля. В раннем карбоне в прибрежном районе сложилась на короткое время углеобразующая обстановка. В среднем и позднем карбоне трансгрессия расширилась и процесс углеобразования прекратился. В начале ранней перми произошла регрессия, в прибрежном районе образовались угленосные отложения. За этой стадией последовала крупномасштабная трансгрессия, и с конца ранней перми до поздней перми шел основной процесс углеобразования. Общая геодинамическая обстановка в это время характеризовалась сжатием и подъемом от восточной части Катазиатского древнего материка в направлении к его западной части древнего материка Сикан-Юньнань. Палеотектоническая линия углеобразования имела северо-восточное простираение. Береговая линия сместилась с юго-востока на северо-запад. Таким образом, угленакопление началось в ранней перми на юго-востоке и завершилось в поздней перми на северо-западе. В зоне смешанных морской и континентальной фаций на восточной окраине древней суши Сихан-Юньнань, на западной окраине Катазиатской суши и на западной и северной окраинах древней суши Тяньму-Хуайюй-Цзугуан образовалась богатая углем зона. Восточные окраины древней суши Сикан, Ландай, Шуйчэн, Паньсянь и Фуйнань были центром аккумуляции угля в Южном Китае в пермское время. Образовалась богатая углем зона, и в некоторых частях этой зо-

ны существовало более 100 крупных угольных пластов и не менее 20 угольных пластов, пригодных к эксплуатации.

Границей между зонами Янцзы и Южного Китая являлся разлом Чжанцзан-Чжэньюань. Фундамент первой более устойчив, чем второй. Мощность, литологический характер углеобразующей формации, литофациальный углеобразующий потенциал перекрывающих и подстилающих пластов на южной и северной стороне различались.

Западные углеобразующие бассейны относились к геосинклинальному типу, тектоническая обстановка угленакопления отличалась сложностью. В северной зоне Кэксили-Баян-Хар в период углеобразования часто происходили активные тектонические движения. Морские фации, содержащие вулканические породы, доминировали над осадочными фациями. Их мощность варьировала от 250 до 180 м, условия углеобразования были неблагоприятными, и можно проследить только отдельные угольные прослойки. В южном Танча-Лань (пин), Ши(мао), Шуанша, в провинции Сизан, в Ули, Цинхай и восточнее Сизана условия углеобразования были плохими в северной и южной части, но более благоприятными в центральной части. В зоне Цыцзяпу, на границе между районами Цинхай и Сизан, развились более 80 угольных пластов, среди них более 20 угольных пластов имеют небольшую мощность, но устойчивы по простиранию и образовались, по-видимому, в морских условиях. Содержание угля в пластах здесь выше.

В районе Шуанша в нижнетриасовых сериях содержатся два пласта угля, верхняя часть разреза представлена вулканическими породами. На юго-востоке серия Ланьпин Шимао состоит из обломочных пород среднекислого состава. Мощность формации Луньтань превышает 1100 м, верхняя часть ее представлена главным образом отложениями морской фации.

В карбоне и перми район Южного Сизана — Западной Юньнани относился к устойчивому платформенному типу шельфовой обстановки. Для верхнекарбоновой серии характерны ледниковые отложения Гондваны, на остальное приходится известняки. Осадочные типы района Гималаев — Ласа и зоны Баошань и их органические остатки очень похожи. Угленосные пласты района Южного Сизана — Западной Юньнани образовались не в каменноугольной и пермской системах. Исключением является каменноугольный сланец, который образовался в Южном Сизане в нижнепермской серии. В пермских же отложениях на южной стороне р. Хэн в Индии содержится 30 угольных пластов, прослеживающихся

до нижней части нижнетриасовой серии. Общая мощность угольных пластов варьирует от 60 до 70 м.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Палеоклиматические, палеоботанические, палеогеографические особенности фундамента углеобразующих районов, зон и бассейнов в карбоне — перми в Китае соответствуют различным палеотектонопалеогеографическим районам. Северный Синьцзян — север Северо-Восточного Китая были межконтинентальным морем, относящимся к эволюционной системе геосинклиналей и платформ палео-Азии, которая занимала пространство между Сибирской платформой и массивом Талиму — Северный Китай. В этом районе тектоническая активность в период углеобразования часто сопровождалась вулканической деятельностью и условия углеобразования были неблагоприятными. Ли Чунью [2] считает, что западная часть хребтов Цзюнь и Тяньшань и Северный Шань в Ганьшу являлись юго-восточным участком плиты Хасакэшитань, которая соединялась с Сибирской плитой вдоль линии Эрцысы — Кэламэйли. Две вышеупомянутые плиты столкнулись в конце герцинского орогенеза и образовали серию субширотных глубинных разломов и тектонических покровов. Западные части двух плит были соединены раньше и незадолго до их столкновения, как было установлено по совместному существованию ангарской и катазиатской флоры. Восточная часть Северного Китая относилась к системе геосинклиналей и платформ Тихого океана и начала развиваться в лулянский период с установления устойчивой тектонической обстановки. Следовательно, этот район стал углеобразующим районом в Китае в карбонепермский период. Развитие платформы района Талиму началось позднее, в обстановке шельфового моря и сухого климата, и соответственно условия для произрастания растений и углеобразования были неблагоприятными.

Считалось, что район Талиму — Северный Китай отделялся от района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай древней сушей Циньлин-Дабешань. Думается, что эта суша не существовала в карбоне — перми, и два района были отделены узким морским бассейном. Только в триасе эти районы соединились.

Зоны Янцзы и Южный Китай на востоке района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай относились к эволюционной системе платформ и геосинклиналей Тихого океана. Ее кора была относительно стабильной, а окружением служило шельфовое море с близко

расположенными островами, что обусловило благоприятные условия для углеобразования в триасовых отложениях. Зона Кэкэсили-Баянкэла на западе района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай относилась к геосинклинальному району. Ее кора претерпела активизацию с подводным базальтовым вулканизмом, условия для угленакопления были очень плохими. То же можно сказать и о зоне островов Тайвань и Хайнань и зоне Циньчжоу в Гуанси. Отложения пермской системы Тайваня были распространены на востоке центральных гор; возможно, они относились к другому тектоническому району. Зона Тангула-Ланьши, расположенная между реками Ланьцан, Цзиньша и Тэнтяо на юго-западе района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай, относилась к геосинклинальному району эволюционной системы геосинклиналей и платформ Тетиса. Хуан Цзицин и другие считали [1], что этот район является частью земли Гондвана и связан с северо-восточной частью района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай. В последние годы в провинции Юньнань обнаружено множество *Gigantopteris nicotianaefolia* лунтаньского периода, особая ботаническая ассоциация ископаемых по рекам Мо, Лу, Лисянь и на восточном склоне гор Билосюэшань, на западном берегу реки Ланьцан (округ Ланьпин в провинции Юньнань). Эта флористическая ассоциация ископаемых и ассоциация *Gigantopteris nicotianaefolia-Lobatannularia mutifolia*, обнаруженные в районах Чанду и Сизан, принадлежали к индийским ископаемым лунтаньского периода начала позднепермской эпохи. В районе Шуаншун в Сизане обнаружены также *Gigantonoclea quzhouensis* шансинского периода в позднее время позднепермской эпохи. Эти ископаемые являются важными представителями катазиатской флоры района Цинхай — Северный Сизан — Южный Китай, которые существовали в раннем периоде триасового времени до аккумуляции угля. Названный район был частью территории Цинхай — Северный Сизан.

Район Южного Сизана — Западной Юньнани относился к эволюционной системе геосинклиналей и платформ Тетиса. Граница его проходила между районом Цинхай — Северный Сизан и Южным Китаем вдоль Кэлакэнь-луньшань — реки Ланьцан. В период углеобразования район относился к платформенному типу, имея относительно устойчивую кору, на которой размещалось шельфовое море. Из-за отсутствия осадков смешанных морской и континентальной фаций условия для аккумуляции угля были очень плохими. На основе анализа данных о палеоклимате, палеонтологии и палеомагнетизме, полученных в последние го-

ды, высказано предположение, что этот район был частью Гондваны и, вероятно, сместился на север в конце карбона. В период угленакопления (карбон — пермь) район находился на расстоянии 1000 км от района Цинхай — Сизан — Южный Китай. Он был связан (столкнулся) с Евразией, и, следовательно, его флора отличается от катазиатской.

Углеобразующие бассейны карбона и перми в Китае подверглись тектонической миграции и преобразованиям наложенного характера в более поздний период, в результате чего приобрели современную структуру. Так, зоны Цзянсу-Аньхуи и Северный Сизан — Южный Китай непосредственно связаны с районами Талиму — Северный Китай, от которых они в настоящее время оторваны по левому сдвигу Таньчэн-Луцзян с амплитудой перемещения около 400 км.

В мезозое имела место некоторая тектоническая активизация, обусловленная восточным сжатием и коллизией Индийской плиты, что вызвало подъем и деформацию большинства каменноугольных и пермских бассейнов Китая. В это время в результате левостороннего перемещения по Алтуньскому глубинному разлому западная часть района Цинхай — Северный Сизан переместилась на север.

Интенсивная наложенная активизация угленосных бассейнов платформенного типа является продуктом тектонической диваактивности в индосинийский, яньшаньский и гималайский периоды.

ВЫВОДЫ

1. Среда, в которой проходила аккумуляция угля в Китае в карбоне — перми, можно разделить на четыре угленосные области (Северный Синцзян — север Северо-Востока, Талиму — Северный Китай, Цинхай, Северный Сизан — Южный Китай и Южный Сизан — Западная Юньнань). Тектонические условия, палеоботаника, палеогеография и другие характерные черты углеобразующих районов сильно отличаются друг от друга. 2. Среда, в которой происходила аккумуляция угля в указанных районах, сложнее, чем считалось до сих пор. Современное положение этих районов отличается от их положения в период формирования. В большинстве случаев произошло изменение их тектонического положения, а после аккумуляции угля они претерпели деформацию. Тектоническая обстановка угленакопления в районах платформенного и геосинклинального типа была различной. В углеобразующих районах или в одном и том же районе условия, этапы и центры углеобразования могут различаться. Эти особенно-

сти отражают сложность эволюции тектонической обстановки, в которой проходила аккумуляция угля. 3. Условия для угленакопления были лучше во внутреннем устойчивом районе, где образовались крупные зоны, бога-

тые углем. В активных зонах и на окраине блоков условия для аккумуляции угля были неблагоприятны из-за большой изменчивости тектонической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Huang Jiqing*. Preliminary Analysis of the Tethys-Himalayan Tectonic Domain // *Acta Geol. Sinica*.— 1984.— V. 58, N 1.
2. *Li Chunyu*. The Booklet of Direction on Geotectonic Map in Asia.— Map Publishing House, 1982.
3. *Li Xingxue*. New Procession on Studying Cathysa Flora // *Scientific Papers on Geology for International Exchange* (2).— Geological Publishing House, 1980.
4. *Li Xingxue*. The Coal-Bearing Strata in Permian in Southern China // *Journal of Stratigraphy*.— 1980.— V. 4, N 4.

*Институт геотектоники
г. Чанша, КНР*

*Поступила в редакцию
5 апреля, 1988 г.*

УДК 551.243.6 : 551.763.1 (571.62)

Б. А. Натальин, С. Н. Алексеенко

СТРУКТУРА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФУНДАМЕНТА
СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

Терригенные отложения нижнего и низов верхнего мела, залегающие в фундаменте Среднеамурской впадины, принадлежат к единому тектоническому комплексу. Они обладают одинаковыми седиментологическими характеристиками и имеют сходные характер и последовательность складчатых и разрывных дислокаций.

Меловые терригенные отложения фундамента Среднеамурской впадины расчленены на берриасскую горюньскую свиту, берриас-валанжинскую пионерскую, готерив-альбскую уктурскую и альб-сеноманскую ларгасинскую свиты [6]. Авторы составленной в 1983 г. Геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000 возраст уктурской свиты считают апт-альбским [2].

На последних схемах тектонического районирования [2] берриас-валанжинские отложения вместе с обнажающимися северо-восточнее триасовыми и юрскими терригенными толщами отнесены к Горинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы. Апт-альбские и сеноманские толщи выделены в Западно-Сихотэ-Алинскую структурно-формационную зону. Для такого разделения решающее значение имеют представления о готеривской складчатости [1, 2, 9] или о готеривском поднятии территории [7] и перерыве в осадконакоплении [3, 4].

Вместе с тем, по существующим описаниям, состав и строение разрезов берриас-валанжинских и апт-сеноманских свит достаточно близки [4, 7] — это морские терригенные флишоподные толщи, в верхах разрезов которых присутствуют вулканогенные образования среднего состава. Сведения о дислоцированности пород противоречивы.

Неокомовые толщи смяты в линейно вытянутые крупные складки преимущественно северо-восточного простирания с пологими (20—30°) и горизонтальными шарнирами, размахом крыльев от 4 до 12 км и углами падения последних 40—60°, реже 80°. Отмечается их осложнение мелкими складками с размахом

Наиболее существенный вклад в создание общей структуры внесли вязкие левосторонние сдвиговые смещения в плоскостях крутопадающей слоистости и в направлении, параллельном общему северо-восточному простиранию меловых толщ.

крыльев от 10—20 до 500—800 м. Складки симметричные, асимметричные и веерообразные, описаны опрокинутые и лежащие складки. Имеются сведения о рассланцевании пород и широком распространении будинажа.

По данным многих исследователей, характер складчатости отложений уктурской свиты идентичен описанному для неокома. Вместе с тем имеются указания на существенное отличие дислокаций уктурской свиты от неокомовых образований [7], и это даже предлагается использовать как один из признаков при их диагностике [8]. Породы ларгасинской свиты смяты в более простые, линейные, прямые складки, упоминаются также брахиформные структуры с углами падения слоев 20—40°. При среднемасштабном геологическом картировании Е. Б. Бельтеневым (1960 г.), Н. К. Осиповой (1962 г.), Г. В. Масибродой (1980 г.) и другими были выделены три группы разломов. Самыми ранними считались синхронные складчатости надвиги северо-восточного простирания с преимущественным падением поверхностей в юго-восточном направлении. К более молодым, возможно кайнозойским, отнесены меридиональные разломы и сбрососдвиги северо-западного простирания.

В 1986—1987 гг. нами были изучены обнажения в долине р. Амур на участке от пос. Вятское до пос. Омми (рис. 1). Здесь вскрываются как неокомовые, так и апт-альбские свиты. Все нижнемеловые толщи характеризуются одинаковыми седиментологическими особенностями. Основной объем слагают ритмично-слоистые песчаники и алевролиты. Подчиненное значение имеют пачки слоистых песчаников и мощные (до нескольких десятков

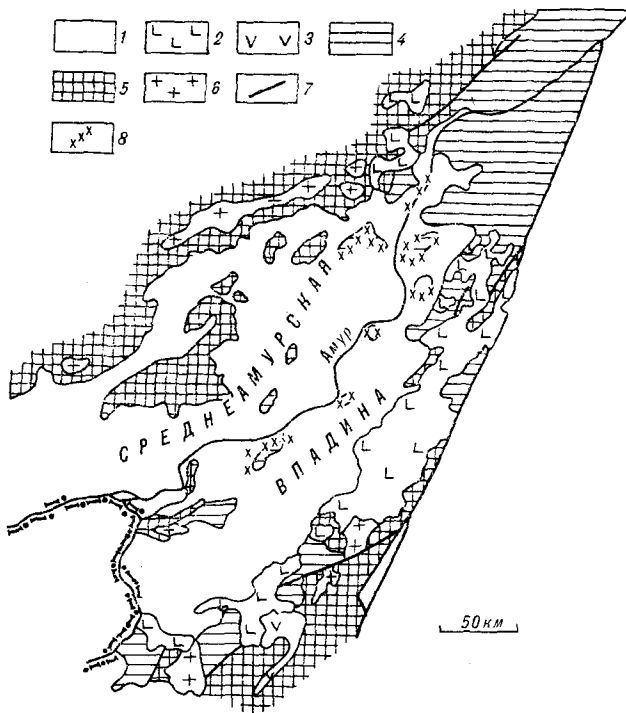


Рис. 1. Схема геологического строения Среднеамурской впадины.

1 — кайнозойские осадочные толщи (выполнения впадины); 2 — кайнозойские вулканогенные образования; 3 — меловые вулканогенные образования; 4 — терригенный комплекс нижнего и низов верхнего мела; 5 — вулканогенно-кремнистые и терригенные комплексы верхнего палеозоя — уры; 6 — меловые гранитоиды; 7 — разрывы; 8 — районы исследований.

метров) горизонты массивных песчаников. Ритмично-слоистые пачки характеризуются неодинаковой мощностью ритмов. Она варьирует от 1—3 см до 0,7—1 м.

В отдельных ритмах различаются элементы последовательности Боума. В мощных ритмах (0,3—1,2 м), как правило, устанавливается наиболее полная последовательность — ABCD. Подошва ритмов при этом неровная, покрытая многочисленными слепками эрозионных выемок и нередко осложненная мелкими диапировыми внедрениями в песчаники подстилающих глинистых пород. Нижний элемент А представлен среднезернистыми, реже крупнозернистыми или гравийными песчаниками. Размер зерен быстро (на 5—10 см мощности) убывает, и далее песчаники обладают однородными текстурой и зернистостью. Этот элемент относится к элементу А последовательности Боума. Выше располагаются параллельно-слоистые песчаники элемента В с мощностью прослоев 0,5—1,5 см. Слоистость в таких песчаниках различается в основном на хорошо отпрепарированных выветриваемых поверхностях. Элемент С представлен типичными для него косослоистыми сериями песчаников, волнисто-слоистыми песчаниками и (иногда) конволутными складками. Завершает ритм элемент D,

в котором обычно тонко переслаиваются мелкозернистые песчаники и алевролиты. Переслаивание параллельно-слоистое.

Тонкие ритмы (0,02—0,15 м), как правило, обладают ровными слоевыми поверхностями. В большинстве они начинаются с элемента В и завершаются алевролитами и аргиллитами. Бесструктурные аргиллиты верхней части ритмов, скорее всего, отвечают элементу Е. В некоторых местах обнажаются довольно мощные тонкоритмичные пачки, у которых ритмы начинаются с элемента С, представленного тонководнисто- и косослоистыми очень мелкозернистыми песчаниками.

Все ритмично-слоистые толщи бедны органическими остатками. По структурно-текстурным признакам их можно отнести к турбидитам. Принадлежности толщ к турбидитам не противоречат и другие ассоциации — слоистые и массивные песчаники.

Слоистые песчаники образуют пачки мощностью от 5 до 20 м. Мощность отдельных прослоев варьирует от 0,3 до 1,2 м. Чаще всего слоистые песчаники залегают на тонкоритмичных (3—7 см) турбидитах, и в основании их всегда устанавливается отчетливая эрозионная поверхность. Вверх по разрезу слоистые песчаники сменяются груборитмичными турбидитами с мощностью ритмов 0,3—1,0 м; основная мощность ритма приходится на песчаники. Далее по разрезу мощность ритмов постепенно убывает, увеличивается доля глинистых пород, слоевые поверхности ритмов становятся ровными и вблизи подошвы следующей пачки слоистых песчаников появляются тонкоритмичные турбидиты, которые нередко перемежаются со слоями массивных среднезернистых песчаников мощностью 0,15—0,3 м. Подобные смены характера ритмичности обычно осуществляются на расстояниях в 7—15 м, реже больше. Они характерны для турбидитовых серий и обычно интерпретируются как фашия заполнения каналов [11].

Мощные горизонты массивных песчаников также могут принадлежать к фации заполнения каналов. По вещественному составу эти песчаники близки к слоистым песчаникам и средне-грубозернистым песчаникам, слагающим нижние части груборитмичных пачек. Массивные песчаники обычно залегают в основании пачек слоистых песчаников. При благоприятных условиях наблюдения в массивных песчаниках можно увидеть неровные слоевые поверхности, свидетельствующие о сходстве условий седиментации массивных и слоистых песчаников.

Описание строения раннемеловых свит дано общим не только из-за стремления быть краткими. Используя вышеупомянутые структурно-текстурные признаки, характер ритмичности

и количество горизонтов массивных песчаников, специфичность строения отдельных свит довольно трудно выявить. Например, между поселками Малмыж и Ачан в уктурской свите довольно широко распространены пачки грубослоистых и горизонты массивных песчаников. Эта же свита в береговых обрывах вблизи поселков Иннокентьевка и Джонка большей частью представлена средне- и тонкоритмичными турбидитами. Строение уктурской свиты в береговых обрывах восточной части оз. Болонь практически ничем не отличается от неокомовых свит в береговых обрывах вблизи поселка Вятское. Примечательно, что в северо-западной части оз. Болонь к уктурской свите отнесены очень тонкоритмичные толщи, в большинстве случаев характеризующиеся последовательностью *CDE*. Турбидиты этого типа считают дистальными, наиболее удаленными от источников сноса, для них естественно предполагать наиболее глубоководные условия седиментации. Близкое строение имеют неокомовые толщи восточного берега оз. Петропавловское, которые отнесены к пиванской свите.

Таким образом, нам трудно согласиться с существующими представлениями о готеривском рубеже как переломном в истории развития Западного Сихотэ-Алиня. В последнем случае изменение условий седиментации было бы неизбежным, а они, скорее всего, были одинаковы. В раннем мелу и в начале позднего мела здесь в долинно-веерной системе формировалась единая турбидитовая ассоциация, характеризующаяся фацциальной изменчивостью, картирование которой — задача дальнейших исследований.

О принадлежности свит нижнего и низов верхнего мела к одному тектоническому комплексу свидетельствует единство складчатых и разрывных дислокаций. Дислокационная структура сформировалась в несколько этапов. Структурные парагенезисы каждого этапа и их последовательность в разновозрастных толщах одинаковы.

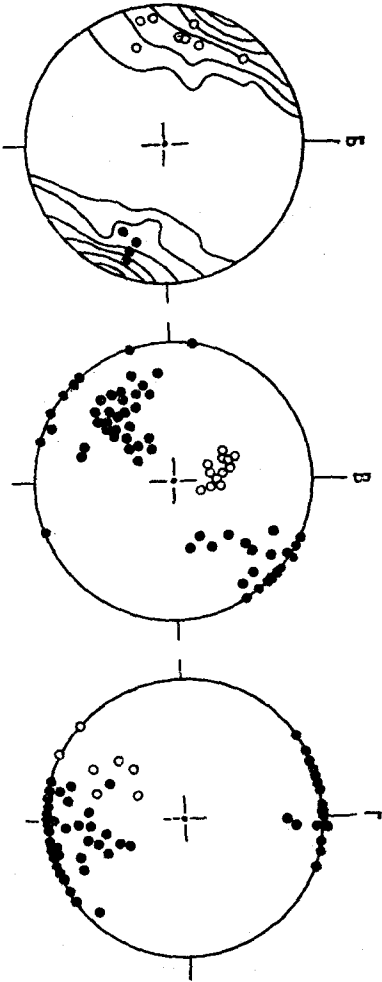
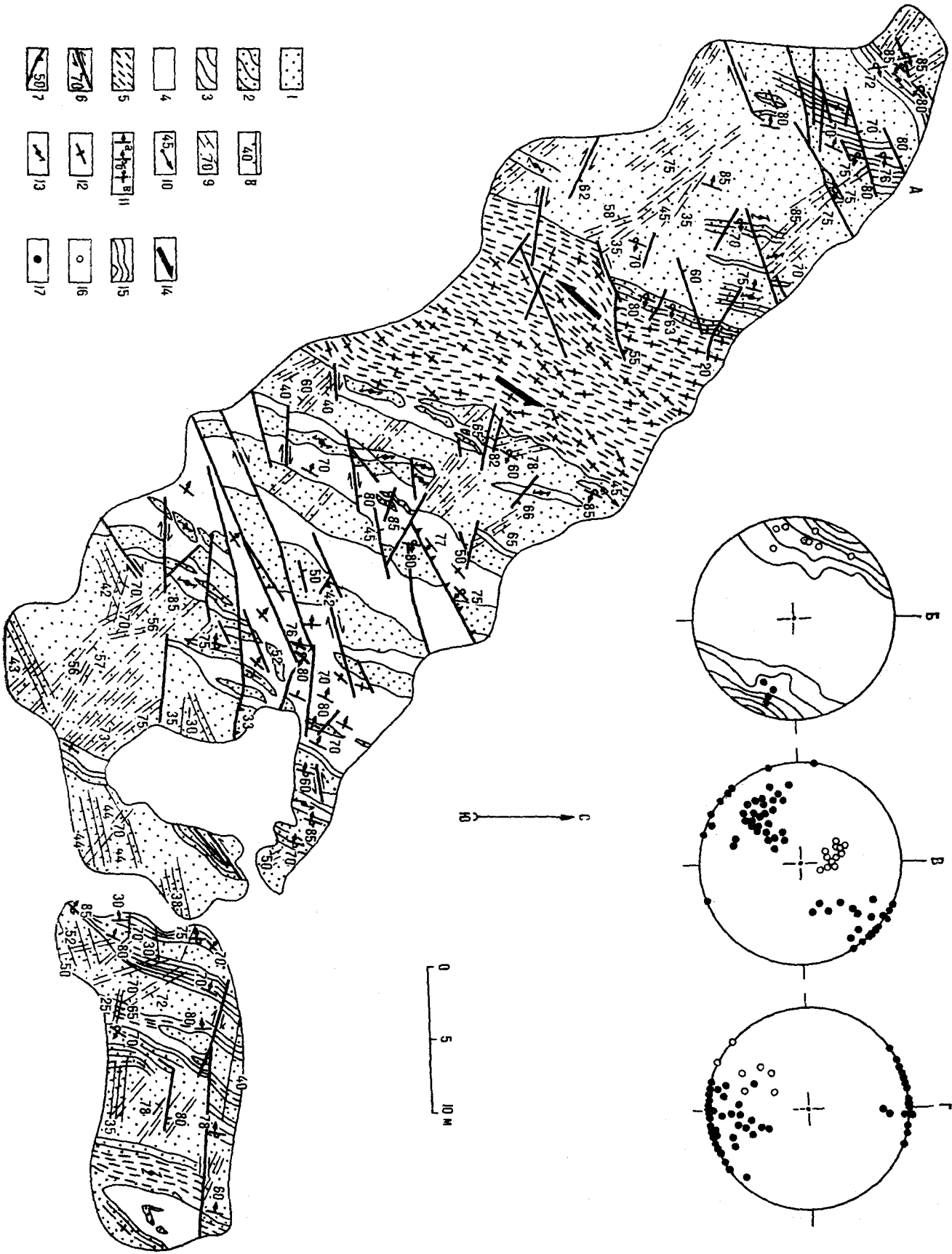
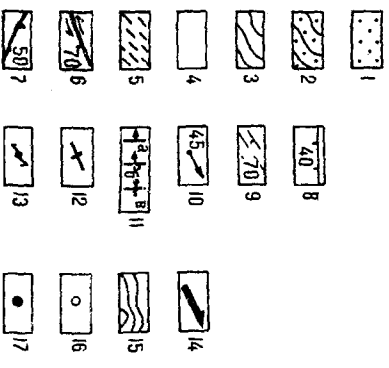
Наиболее ранними структурными формами являются изоклинные складки F_1 и связанные с ними послойные срывы. В современной структуре из-за наложения последующих деформаций их ориентировка различна, однако при диагностике важным является то, что шарниры ранних складок F_1 повсеместно обладают субгоризонтальными залеганиями. Ориентировка шарниров указывает на то, что трансляция материала в первый этап деформаций происходила в направлении, поперечном общему простиранию меловых образований.

Среди неокомовых и апт-альбских образований нами обнаружены горизонты олистостром мощностью до 150—200 м. Размеры включений варьируют от первых сантиметров до первых

десятков метров. В обломках, залегающих в песчаном (реже глинистом) матриксе, присутствует исключительно местный материал — средне-, реже крупнозернистые зеленовато-серые вулканомиктовые песчаники, мелкозернистые темно-серые песчаники и среднезернистые серые кварц-полевошпатовые песчаники. В некоторых случаях включения сложены ритмично-слоистыми породами. При плохой обнаженности аллохтонное залегание таких блоков можно надежно определить в том случае, если размеры их не превышают первые метры. Логично предполагать, что залегающие среди олистостром пачки ритмично-слоистых пород мощностью до 10—20 м в действительности являются олистолитами. На восточном берегу оз. Болонь наиболее крупным включением является глыба массивных песчаников, поперечные размеры которой достигают 30 м. Контакты олистостром, как правило, тектонические. Вблизи их обычно устанавливаются складки и послойные срывы этапа D_1 . На основании этого мы полагаем, что деформации этапа D_1 были конседиментационными, что послойные срывы представляли собой пологие надвиги, а осевые поверхности складок F_1 первоначально имели пологие залегания.

Складки и срывы этапа D_1 выявлены на всех изученных участках, и можно говорить об их повсеместном распространении, однако на уровне обнажений они распространены дискретно и встречаются в зонах, ориентированных субпараллельно слоистости и разделяющих пластины, в которых слоистость характеризуется моноклиальным залеганием. Мощность таких пластин, как правило, в несколько раз превышает мощность разделяющих их тектонических зон и иногда достигает 100—200 м.

Складки второго этапа деформаций сжатые и изоклинные. В современной структуре они обладают ориентировкой, сходной с ориентировкой складок F_1 , и в связи с этим их присутствие устанавливается только в тех случаях, когда непосредственно видно их наложение на складки F_1 . Распространенность мелких складок F_2 в целом такая же, как и у складок F_1 . Размах крыльев наблюдаемых в обнажениях изоклиальных складок редко превышает первые метры, хотя в некоторых местах встречались складки с размахом крыльев до 40 м. К сожалению, принадлежность крупных складок к первому или второму этапу деформаций определить затруднительно, но мы полагаем, что крупные линейные складки, выявленные среднемасштабным геологическим картированием, принадлежат ко второму этапу деформаций. В этот этап слоистость меловых пород и осевые поверхности складок F_1 приобрели практически повсеместные крутые залегания, обусловленные сокращением площади комплекса в



направлении, поперечном к общему простиранию. О том, что это было так, можно судить по ориентировке и кинематической характеристике структурных форм следующего этапа деформаций, который сыграл существенную роль в определении структурного облика меловых образований.

Третий этап деформаций выразился в образовании вязких сдвигов, более или менее равномерно распределенных во всех изученных обнажениях. Структурный парагенезис третьего этапа деформаций включает сами зоны вязких сдвигов, сопряженные с ними складки с крутыми шарнирами, сланцеватость, проявленную в зонах вязких сдвигов и параллельную осевым поверхностям изоклинальных и сжатых складок с крутыми шарнирами, продукты будинажа. Последние среди структур этапа D_3 распространены наиболее широко. Лишь в редких случаях устанавливаются пачки с хорошо сохранившейся параллельностью подошвы и кровли слоев. Но и в этих случаях в компетентных породах всегда присутствуют субперпендикулярные слоистости сколовые трещины. Линии пересечения трещин с поверхностями слоистости имеют крутые падения.

Наиболее выпукло структуры будинажа проявлены в пачках и прослоях грубослоистых пород (груборитмичные турбидиты, слоистые песчаники) и горизонтах массивных песчаников (рис. 2). Процесс будинажа здесь часто доходит до полного разлинзования и разобщения линз в субпараллельных слоистости плоскостях. В подавляющем большинстве случаев при полном разлинзовании будины и линзы в поперечном сечении имеют моноклинную форму симметрии, и это обстоятельство является надежным признаком того, что разлинзование осуществлялось не за счет простого расплющивания в направлении, перпендикулярном слоистости, а за счет сдвиговых деформаций в плоскости

слоистости. Термин «сдвиговая деформация» здесь означает условия простого сдвига по теории деформации, но и в геологическом смысле мы также можем говорить о простом сдвиге — удлинения будин и линз обладают крутыми падениями и свидетельствуют о субгоризонтальной трансляции в плоскостях слоистости.

Меньшая степень развития будинажа выражается в регулярном чередовании пережимов и выпуклостей прослоев компетентных пород. Примечательно, что переходы от полного разлинзования к структурам «пережим — выпуклость» обычно не осуществляются через растяжения будин, т. е. мы не встречаем классических, описанных во многих учебниках структурной геологии форм будин с характерными бочонковидными поперечными сечениями. Зияния между будинами наблюдаются только на крыльях и в замках складок F_3 (рис. 3, А; 4). С нашей точки зрения, это еще один довод в пользу предположения об обусловленности будинажа сдвиговыми деформациями в плоскости слоистости. Следует заметить, что удлинения выпуклостей и пережимов, видимые на плоскостях слоистости, имеют крутые падения.

Линзы, будины, прослои со структурами «пережим — выпуклость» характеризуются наличием системы достаточно частых трещин, круто ориентированных к поверхностям слоистости. Они, как правило, не выходят за пределы песчаника, имеют ровные поверхности, что позволяет относить их к сколам. Нами практически никогда не встречались случаи минерализации этих трещин или же заполнения их жильным материалом, т. е. на этапе D_3 и всех последующих этапах деформаций трещины были закрытыми. Это также признак обусловленности будинажа сдвиговыми деформациями. Линии пересечения сколовых трещин со слоистостью параллельны удлинению будин и обладают крутыми падениями.

Зоны вязких разломов этапа D_3 сложены тектонизированными алевролитами и филонитами. Они, как правило, приурочены к пачкам, обладающим тонкой ритмичной слоистостью или сложенным алевролитами. В слоистых песчаниках смещения приурочены к слоевым поверхностям. Мощность наиболее крупных зон вязких разломов достигает 10—20 м (см. рис. 2), но такие зоны сравнительно редки. В большинстве случаев их мощность измеряется первыми метрами и десятками сантиметров. Глинистые породы в зонах вязких разломов обладают четко выраженной сланцеватостью, подчеркнутой предпочтительной ориентировкой глинистых минералов и тонкими зонами глинок трения. В поперечном сечении система поверхностей делимости может быть как параллельной, так и линзовидно-параллельной. Зоны вязких разломов ориентированы параллельно слоистости

Рис. 2. Строение зон вязких разломов этапа D_3 и их обрамления (А) и характеристика ориентировки структурных форм (Б—Г).

1 — массивные, 2 — слоистые песчаники; 3 — ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов приблизительно равной мощности (3—7 см); 4 — ритмичное переслаивание песчаников (2—5 см) и алевролитов (3—7 см); 5 — зоны вязких сдвигов (этап D_3) — рассланцованные алевролиты с разлинзованными тонкими (1—2 см) прослоями мелкозернистых песчаников; 6 — сдвиги (этап D_3) с указанием направления и угла падения плоскости сместителя; 7 — взбросы (этап D_3) с указанием направления и угла падения плоскости сместителя; 8 — сбросы (этап ?) с указанием направления и угла падения плоскости сместителя; 9 — сколовые трещины (этап D_3) с указанием направления и угла падения плоскости сместителя; 10 — направление и угол падения будин; 11 — слоистость: а — нормальное, б — опрокиннутое, в — вертикальное залегание (стрелка в сторону подошвы); 12 — сланцеватость, вертикальное залегание; 13 — сдвиговые смещения по кинематическим индикаторам; 14 — общий характер сдвигового смещения в вязких разломах; 15—17 — условные обозначения к стереограммам; 15 — изолинии концентрации полюсов слоистости на рис. Б—175 замеров, интервалы 0—4—5—10—20—30%, 16 — опрокиннутые залегания слоистости на рис. Б, сбросы на рис. В, левые сдвиги на рис. Г, 17 — нормальные залегания слоистости на рис. В, сколовые трещины на рис. В, правые сдвиги на рис. Г.

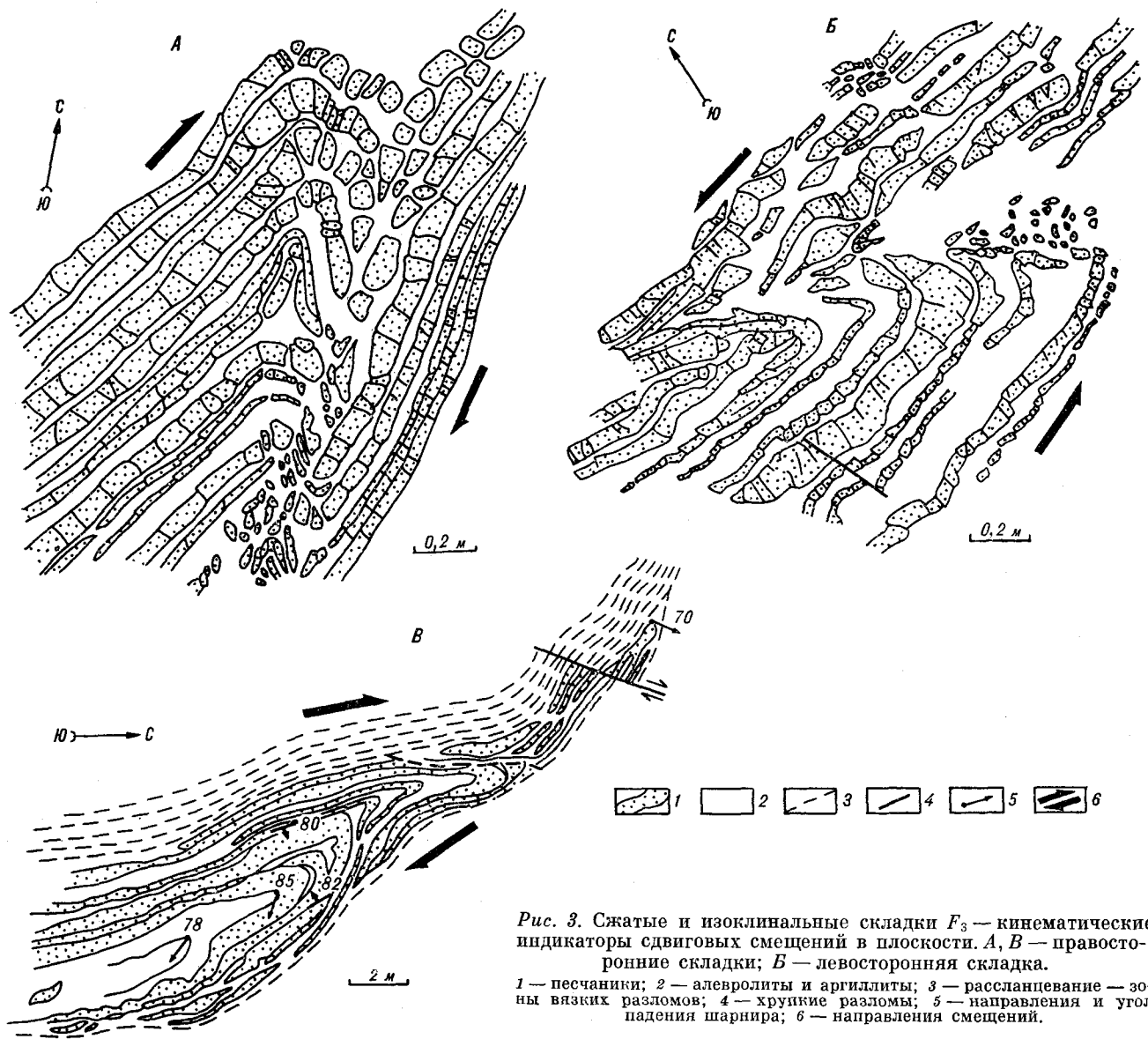


Рис. 3. Сжатые и изоклиальные складки F_3 — кинематические индикаторы сдвиговых смещений в плоскости. А, В — правосторонние складки; Б — левосторонняя складка.

1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — расщепление — зоны вязких разломов; 4 — хрупкие разломы; 5 — направления и угол падения шарнира; 6 — направления смещений.

вмещающих пород, но иногда пересекают ее под острым углом. На крыльях крупных зон вязких разломов будиная достигает высоких ступеней (см. рис. 2). Тонкослоистые породы здесь полностью разлинзованы. Полному разлинзованию часто подвергаются и мощные (до 5—10 м) горизонты массивных песчаников.

Между крупными зонами вязких разломов иногда зажаты изоклиальные складки с крутыми шарнирами (см. рис. 3, В). Геометрия образующих поверхностей свидетельствует о принадлежности этих складок к подобным, а резкие раздувы мощностей как некомпетентных, так и компетентных пород в замках позволяют предполагать для их образования механизм ламинарного течения, соответствующий типу деформаций сопряженных зон вязких разломов. Будины на крыльях этих складок па-

раллельны шарнирам, и их ориентировка не отличается от ориентировки будин во вмещающих, не вовлеченных в складки породах. В прослоях глинистых пород, вовлеченных в складки, присутствует сланцеватость, которая в замках сечет слоистость и в целом параллельна осевым поверхностям складок. Макроскопически эта сланцеватость неотличима от сланцеватости в зонах вязких разломов. Изоклиальные складки с крутыми шарнирами не образуют сопряженных пар. Крылья их срезаны вязкими разломами, и сопряженные складки оказываются разобщенными на расстоянии, превышающие несколько десятков метров. Наблюдались случаи наложения изоклиальных складок F_3 на складки F_{1-2} .

В большинстве случаев видимые в обнажениях складки F_3 сжатые, иногда открытые. По

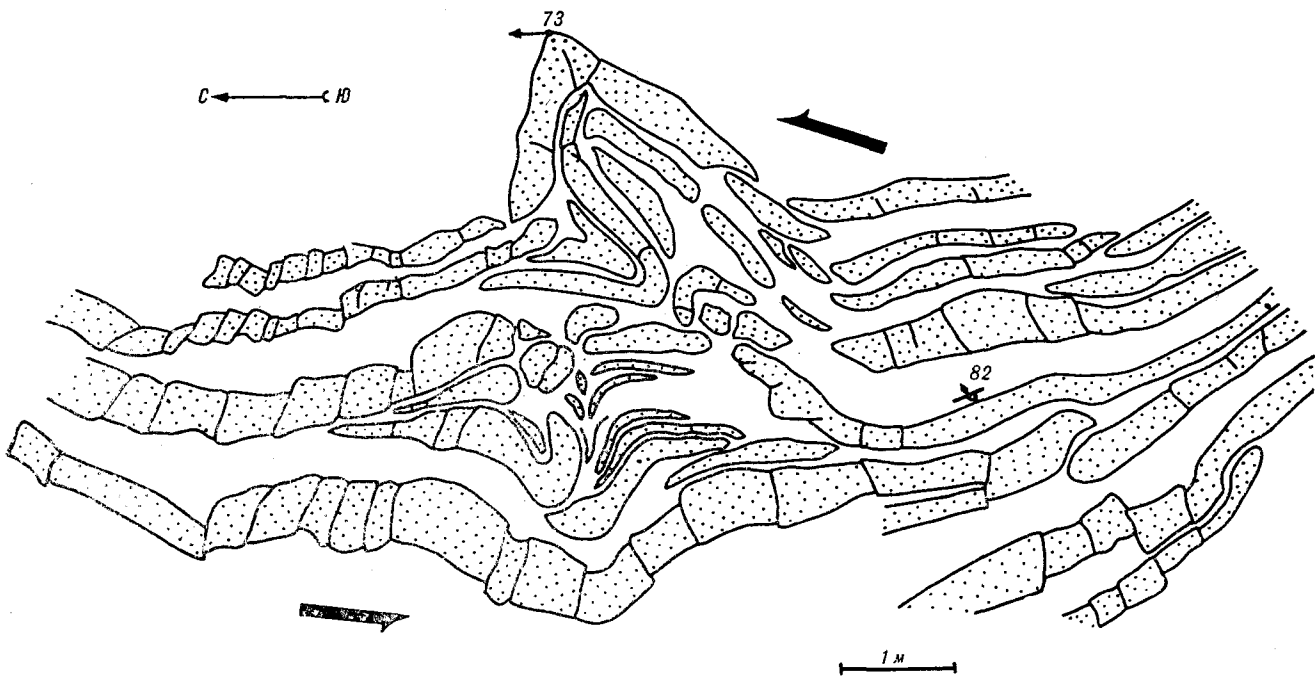


Рис. 4. Левосторонняя интрафолиальная складка в уктурской свите. (Усл. обозн. см. на рис. 3.)

механизму образования эти складки относятся к складкам изгиба (см. рис. 3, А, Б). Мощность прослоев песчаника в замках увеличена незначительно. Проблема пространства здесь, как и у всех концентрических складок, решается либо бóльшим сложением какого-либо прослоя (см. центральный слой на рис. 3, А), либо нагнетанием в замковую часть хрупко-разрушенных обломков компетентных пород (см. верхнюю часть рис. 3, А). Таким образом, в момент формирования геологические особенности среды для изоклинальных и сжатых складок несколько различались. Для сжатых и открытых складок характерна асимметрия. Обычно такие складки распространены вблизи зон вязких разломов. Особый интерес представляют интрафолиальные асимметричные складки (см. рис. 4), которые порой встречаются среди слабобудинированных чачек, т. е. там, где последние смещения были незначительны. Шарниры интрафолиальных складок параллельны удлинениям будин и круто наклонены.

Все охарактеризованные структурные формы указывают на послойные сдвиговые деформации в плоскостях слоистости и в направлении, параллельном общему простиранию меловых пород. Несмотря на дискретность распространения перечисленных структур в пределах обнажений, можно все же говорить об его региональной равномерности. Мы не думаем, что названные структуры приурочены только к зоне или к нескольким зонам крупных разломов, например Амурского [7]. Сдвиговыми деформациями был охвачен весь терригенный меловой

комплекс (об этом свидетельствует повсеместное присутствие будинажа), но наиболее крупноамплитудные смещения, конечно же, были приурочены к зонам вязких разломов.

Поскольку сдвиговые смещения осуществлялись в плоскостях слоистости и реже по поверхностям, пересекающим слоистость под острым углом, для определения кинематики смещений практически невозможно использовать маркирующие горизонты как реперы. Для этой цели мы использовали иные кинематические индикаторы. Наиболее надежным среди них является асимметрия складок. На рис. 3, А, Б и 4 показаны такие складки и черными стрелками обозначен характер смещений, вызвавших асимметрию. Зарисовками представлены левосторонние складки, но встречаются также складки с правосторонней асимметрией. Левосторонние складки распространены значительно шире правосторонних. Наблюдаемые в обнажениях складки имеют небольшие размеры, и первоначально возникало желание отнести их к складкам волочения, которые обычно присутствуют на крыльях крупных складок изгиба. В пользу этого, как казалось вначале, свидетельствовало и чередование зон складок с право- и левосторонним рисунком. Однако по мере накопления данных это предположение не подтвердилось. Как уже отмечалось, левосторонние складки преобладают, но ключевыми все-таки явились наблюдения литологического строения толщ в контактирующих зонах развития право- и левосторонних складок. При зеркальном повторении по разные стороны от кон-

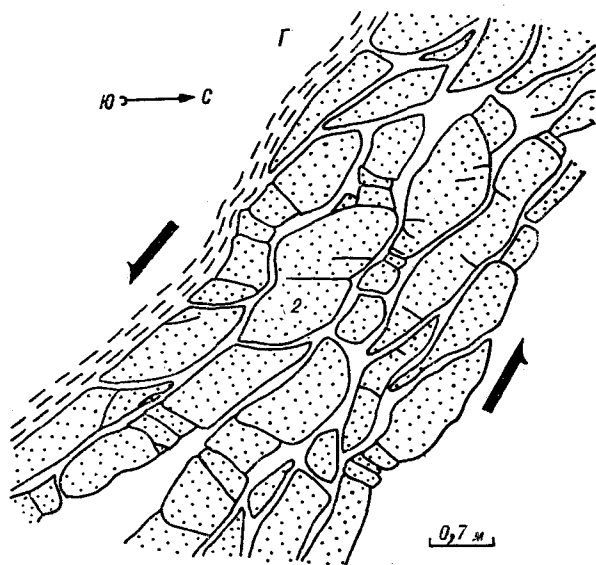
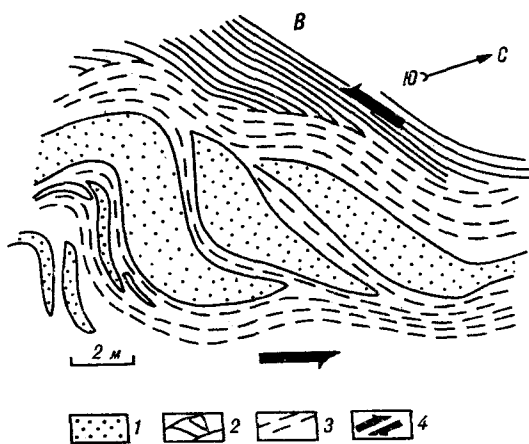
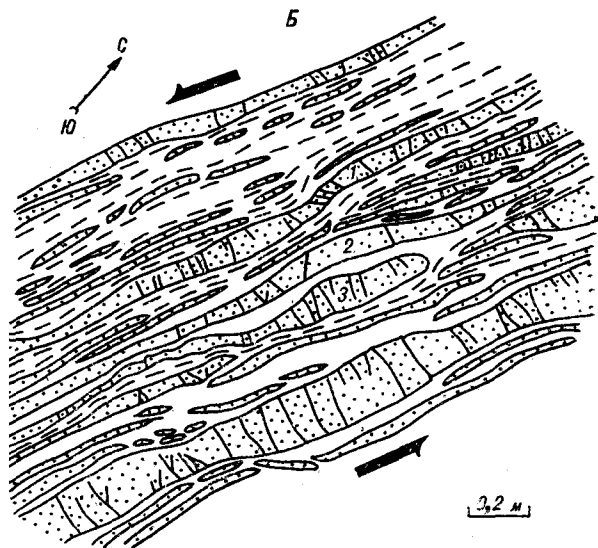
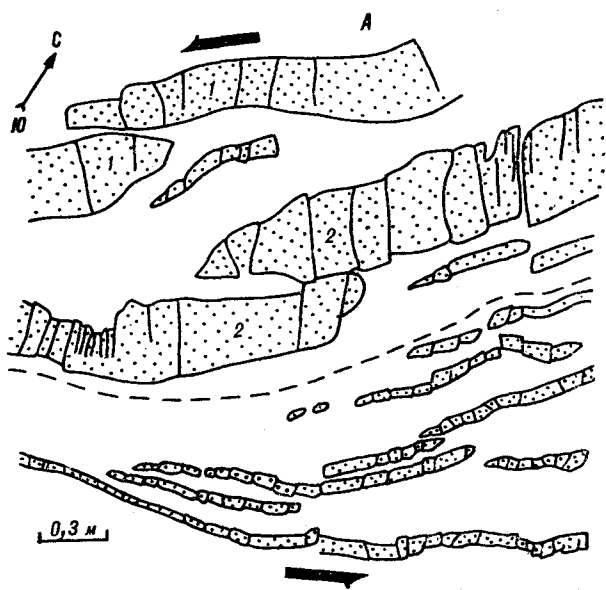


Рис. 5. Подстановки (дуплексирование) слоев — кинематические индикаторы сдвиговых смещений в плоскости (пояснения см. в тексте).

1 — песчаники; 2 — сколовые трещины между поверхностями слоистости; 3 — рассланцевание в алевролитах; 4 — указатели характера смещений.

такта отдельных слоев и пачек асимметричные складки можно было бы отнести к складкам волочения на крыльях крупных изоклинальных складок, но таких повторений наблюдать не удалось. Таким образом, мы считаем, что крупные складки F_3 , на порядок превышающие, например, складку, изображенную на рис. 3, В, в исследованных обнажениях вряд ли присутствуют.

Ко второму типу кинематических индикаторов сдвиговых смещений относятся подстановки или дуплексирование слоев. Однозначно интерпретируется левосторонняя подстановка слоев 1 и 2,

изображенных на рис. 5, А. Сложнее интерпретировать рисунок 5, В. Здесь левостороннюю подстановку относительно маломощных линз песчаников, заключенных между слоями 1 и 2 и ниже слоя 3, казалось бы, можно связать с седиментационными структурами, но в слабобудинированных турбидитах с той же мощностью ритмов таких линзовидно-слоистых ассоциаций мы не наблюдаем. Кроме того, глинистый материал, заключенный между песчаниками, обладает отчетливой сланцеватостью, и с учетом двух этих обстоятельств мы считаем, что подстановка тонких прослоев име-

ет тектоническое происхождение. Об этом же свидетельствует слабый изгиб с левосторонней асимметрией в центральной части слоя 1. В слоистых песчаниках, для которых линзовидная слоистость довольно частое явление, наиболее информативны структурные рисунки, свойственные центральной части слоя 2 (см. рис. 5, Г). Острые углы, образующие сколовые трещины со слоистостью, указывают на направление пары сил скалывающих деформаций. С этим согласуется левостороннее эшелонирование линз в верхней части рисунка, но кинематическая интерпретация правой нижней части рисунка неоднозначна. Дуплексирование сравнительно мощного горизонта массивных песчаников, изображенного на рис. 5, В, указывает на левостороннее смещение. К северу от дуплекса горизонт песчаников протягивается как единое тело на 30—40 м. На рис. 5 приведены только левосторонние подстановки слоев и линз, но, как и в случае с асимметричными складками, в обнажениях присутствуют и правосторонние подстановки. Для объяснения разных рисунков подстановок слоев позицией на разных крыльях складки логично привести доводы, характерные и для асимметричных складок.

Итак, структурные формы этапа D_3 указывают на региональные левосторонние сдвиговые смещения в плоскостях крутопадающей слоистости в северо-восточном направлении, параллельном общему простираению меловых толщ. Что касается кинематических индикаторов правосторонних смещений, то их появление можно связать с разной скоростью смещения отдельных, ограниченных поверхностями сдвигов, пластин. Этот процесс вряд ли вносил существенный вклад в структурообразование. Полевые соотношения право- и левосторонних кинематических индикаторов редко отличаются от соотношений, иллюстрируемых рис. 2.

Даже при пологих залеганиях слоистости наблюдаются субпараллельные ей маломощные зоны вязких разломов и, что особенно важно, удлинения будин всегда ориентируются субпараллельно линиям падения слоев. Таким образом, получается, что ориентировку зон вязких сдвигов контролирует общее залегание слоистости. Отсюда вытекают два следствия. Первое — сдвиговые зоны повторно деформированы, второе — вязкие сдвиги этапа D_3 формировались при очень однородных и крутых залеганиях слоистости (большая изменчивость ориентировок структурных форм обычно не свойственна пластическим деформациям).

Вязкие сдвиги сминаются двумя генерациями разноориентированных складок. К сожалению, их последовательность осталась невыяс-

ненной. К одной из них относятся открытые симметричные, реже асимметричные складки, обладающие крутыми погружениями шарниров. Размеры этих складок варьируют от первых метров до первых сотен метров. По ориентировке и форме они тоже отвечают условиям сдвиговых, преимущественно левосторонних, деформаций в крутопадающих плоскостях, т. е. при их образовании сохранилось поле напряжений этапа D_3 . Выделение этих складок в самостоятельную генерацию обусловлено тем, что они сминают зоны вязких сдвигов (см. рис. 5, В). Складки F_4 часто сопряжены с непротяженными хрупкими сколами, что также отличает их от складок F_3 . Другая генерация складок (F_5) имеет иную ориентировку. Это складки с большими углами между крыльями ($>130^\circ$) и пологими наклонами шарниров и осевых поверхностей. Именно они ответственны за частые чередования нормальных и опрокинутых крутых залеганий, наклоненных в противоположных румбах. Со складками F_5 , по-видимому, связана система пологих сколов, широко распространенная в большинстве изученных обнажений.

Завершают структурную эволюцию меловых толщ поперечные право- и левосторонние малоамплитудные хрупкие сдвиги. Располагаясь в контрастных по строению толщах, эти разломы выглядят весьма эффектно (см. рис. 2). Среди них преобладают левые сдвиги северо-западного и субмеридионального простираения. Правосторонние сдвиги северо-западные и субширотные.

Сдвиговая тектоника Сихотэ-Алиня освещалась в литературе неоднократно [5, 10]. Но всегда речь шла о хрупких деформациях, когда зона разлома хорошо выражена и картирование ее не составляет большого труда. Вязкие сдвиговые смещения выявлять сложно, но, как показывают наши исследования, их роль в структурообразовании весьма велика. В описанной геологической обстановке определение амплитуд смещений представляет собой трудно разрешаемую проблему, но необходимо отметить, что суммирование даже незначительных смещений по частым зонам одного и того же кинематического типа может привести к значительным величинам, соизмеримым с оценками амплитуд по Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу до 200 км. Возраст вязких сдвигов послесенонский, но эти сдвиги вряд ли затрагивают сенонские вулканогенные толщи, с несогласием перекрывающие меловые турбидиты. Причину сдвигообразования, скорее всего, следует связывать с мезозойским меридиональным (в современной системе координат) движением плиты Кула, косоориентированным к простираению окраины Азиатского континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенов Е. Б., Золотов М. В. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое // Мезозойский тектогенез.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1971.
2. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка.— Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1983.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых // Восток СССР.— Л.: Недра, 1984.— Т. 8.
4. Геология СССР // Хабаровский край и Амурская область: Геологическое описание.— М.: Недра, 1966.— Т. XIX, ч. 1.
5. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом.— Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
6. Решения Третьего межведомственного регионально-го стратиграфического совещания по докембрию и фанерозю Дальнего Востока СССР, Владивосток, 1978.— Магадан: Кн. изд-во, 1982.
7. Салун С. Н. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы.— М.: Недра, 1978.
8. Синюков В. И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1986.
9. Усенко С. Ф. Геодинамика формирования, тектоника и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
10. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
11. Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formation of northern Apennines (Italy) // J. Sed. Petrol.— 1975.— V. 45, N 1.

ИГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 февраля 1988 г.

УДК 551.763(084.2) : 551.243.4(571.63)

В. С. Маркевич, В. П. Парняков

О ВОЗРАСТЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТОЛЩ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РАЙОНА

Палинологическими данными подтверждается берриас-валанжинский возраст отложений в бассейне р. Рудной. Впервые для Приморья изучен представительный триасовый палинокомплекс из глыб пела-

гических пород в олистостромовых комплексах.

Проведено детальное сопоставление с разновозрастными палинофлорами других районов.

С целью определения возраста и структурного положения рудоносных толщ Дальнегорского района, имеющих большое промышленное значение, проведено палинологическое изучение отложений тетюхинской, горбушинской и таухинской свит.

в которых подстилающие и перекрывающие олистостромовые отложения флишвидные толщи были бы охарактеризованы палеонтологически (а вопрос о взаимоотношениях указанных толщ решался бы однозначно), вносит некоторую условность в проводимую стратификацию.

До недавнего времени считалось, что названные свиты залегают друг на друге согласно и возраст их соответствует: тетюхинской — триасу (морская фауна, в том числе конодонты), горбушинской — юре (морская фауна), таухинской — берриасу — нижнему валанжину (морская фауна, растительные остатки). По мнению ряда авторов [4, 7], названные подразделения контактируют тектонически и разновозрастны по времени своего формирования (возможно, частично). В основе новых представлений лежат результаты биостратиграфических исследований, проведенных в Дальнегорском рудном районе Приморья авторами, а также В. А. Красиловым, Н. Ю. Брагиным, Л. М. Олейник и Г. И. Бурый.

Эту точку зрения подтверждают палинологические данные, полученные при изучении отложений в бассейнах рек Нежданка и Рудная (рис. 1).

Новые находки флоры, фауны и микрофауны позволили рассматривать образования, относимые ранее к средневерхнеюрской горбушинской свите, а также к средневерхнетриасовой верхней карбонатной подсвите тетюхинской свиты [3], как аллохтонные тела — покровы и их фрагменты, тектонически перекрывающие в большинстве разрезов олистостромовую толщу берриас-валанжинского возраста.

Олистостромовая толща подстилается и перекрывается песчано-алевролитовыми толщами, датированными в ряде разрезов берриас-валанжинскими фауной и флорой, и рассматривается на этом основании в составе таухинской свиты. Однако отсутствие непрерывных разрезов,

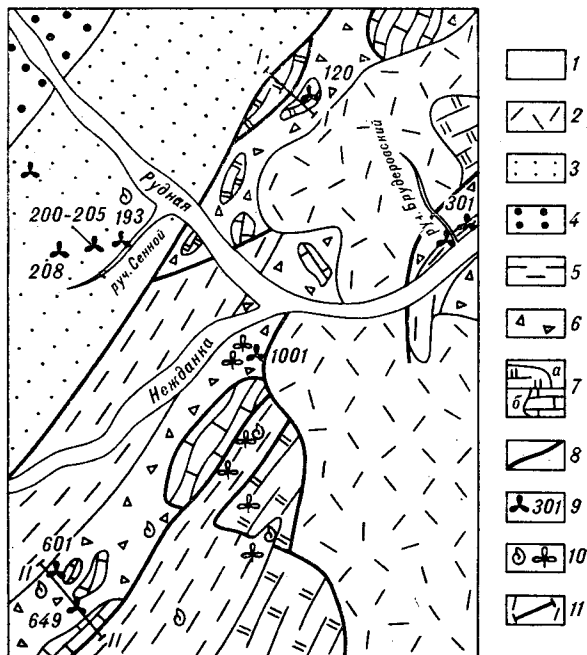
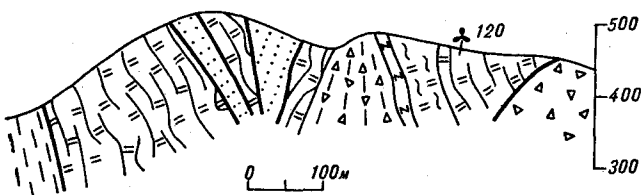


Рис. 1. Карта-схема фактического материала.

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные образования верхнего мела — палеогена; 3 — кемская (?) свита (K₁ (apt — alb?)); 4 — меандровская свита (K₁g — br); 5 — нижняя и верхняя флишвидные толщи таухинской свиты (K₁b — v); 6 — олистостромовая толща таухинской свиты (K₁b — v); 7 — покровные комплексы, фрагменты покрова, отдельные олистолиты: а — триас-нижнемеловой горбушинской толщи, б — карбонатные толщи среднего — верхнего триаса; 8 — тектонические разрывы; 9 — точки отбора палинологических проб и их номера; 10 — местонахождения берриас-валанжинских находок фауны и флоры; 11 — линии разрезов и их номера.



Б

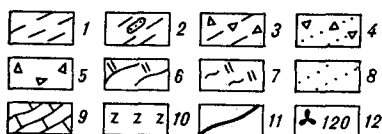
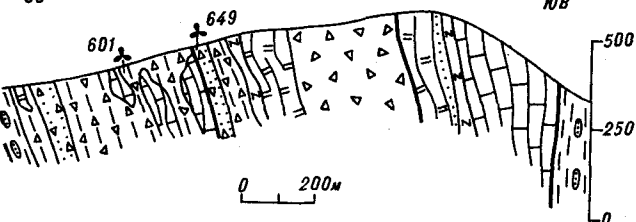


Рис. 2. Разрезы по линии I—I (А) и II—II (Б).

1 — алевролиты кемской (?) свиты (К₁(apt — alb?)); 2 — алевролиты с будинированными прослоями песчаников флюидной толщи таухинской свиты (К₁b — v); 3—5 — отложения олистостромовой толщи (К₁b — v); 3 — алевролиты, алевроаргиллиты с обломками и будинами пород, 4 — песчаники древеснястые, 5 — древесняники; 6—8 — покровные комплексы горбушинской свиты (Т — К₁); 6 — кремнистые породы, 7 — кремнисто-пелитологические породы, 8 — песчаники; 9 — олистолиты известняков среднего — верхнего триаса; 10 — доверхнемеловые диабазы; 11 — тектонические разрывы; 12 — точки отбора палинологических проб и их номера.

Палинологические данные подтверждают представления о берриас-валанжинском возрасте рудоносной олистостромовой толщи, а также более древнем возрасте (средний — поздний триас) заключенных в них гигантских тел кремнистых пород, относящихся к горбушинской толще, что указывает на аллохтонную природу последних. Кроме того, биостратиграфические исследования, проведенные авторами в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня на границе с Прибрежной зоной, позволили высказать предположение о берриас-валанжинском возрасте развитых здесь образований, условно относимых в настоящее время к апт-альбской кемской свите.

Палинологически изучены отложения в бассейнах рек Нежданки и Рудной (рис. 1, 2).

В бассейне р. Нежданки на водоразделе между ручьями Большичным и Кабаньим вскрыт контакт олистостромовой толщи с подстилающими образованиями. Толща представлена преимущественно мусорными алевролитами с редкими прослоями песчаников (более 500 м). В них включены крупные олистолиты известняков (до 60 м) с карнийской фауной двустворок. Из

алевролитов с *Turmaniceras* в 240 м выше нижнего контакта толщи изучен палинокомплекс (проба 601), который характеризуется большим разнообразием спор и пыльцы и хорошей сохранностью их оболочек. Среди спор доминируют гладкие трилетные *Syathidites minor*, *S. australis*, *Leiotriletes* spp. (до 30%). В небольшом количестве встречены споры, характерные для юрских палинофлор: *Tripartina variabilis*, *Contignisporites* sp., *Camptotriletes* sp., *Acanthotriletes pyramidalis*, *Duplexisporites* sp., *D. anagrammensis*, *Klukisporites variegatus*, *K. pseudoreticulatus*, *Cheuropleuria compacta*, *Concavisporites junctus*, *C. juriensis*. Для палинокомплекса характерно значительное участие типичных меловых видов — ребристых спор *Cicatricosisporites multicostatus*, *C. striatus*, *C. pseudoaurifera*, *C. sp.*, *Appendicisporites tricostratus*, *A. sp.*; крупных гладких *Concavisporites asper*, бугорчатых *Concavisporites variverrucatus*, *Impardecispora ariverrucata* и шиповатых *Pilosisporites echinaceus* и *P. verus*. Последние впервые появляются в валанжинской палинофлоре Приморья [6]. Им сопутствуют разнообразные глейхениевые: *Gleicheniidites laetus*, *G. senonicus*, *G. sp.*, *Plicifera delicata*, в небольшом количестве *Dictyophyllum harrisii*, *Leptolepidites verrucatus* и споры *Stereisporites stereoides*, *S. glabellus*.

Особенностью палинокомплекса является обилие пыльцы *Classopollis* (до 44%), которая в массе встречается в виде нераспавшихся тетраад. Голосеменные представлены также пыльцой *Ginkgocycadophytus* spp. (до 4,5%) и *Taxodiumpollenites* (3,5%) и немногочисленными двумешковыми зернами сосновых (1,5%).

По всей вероятности, формирование палинокомплекса проходило в условиях мелкого моря вблизи береговой линии. Об этом свидетельствуют следующие факты: обилие спор, особенно крупных ребристых с толстой экзиной, которые не могли переноситься на дальнейе расстояние, большое количество пыльцы *Classopollis* в тетрадах, крупные обрывки растительных тканей и кутикул, хорошая сохранность оболочек спор и пыльцы, значительное их видовое разнообразие.

В 120 м выше по разрезу из слоя грубозернистых песчаников мощностью 14 м (проба 649) получен палинокомплекс, в котором доминируют споры (до 78%) главным образом за счет ребристых (38%): *Cicatricosisporites multicostatus*, *C. exilioides*, *C. striatus*, *C. minor*, *C. minutaestriatus*, *C. sp.*, *Appendicisporites imperfectus*, *A. tricostratus*, *A. sp.* Им сопутствуют гладкие трилетные *Syathidites minor*, *S. australis*, *Leiotriletes micromunus*, *L. microrugosus*, *Deltoidosporites* sp. (в сумме до 36%). В небольшом количестве встречены *Concavissimisporites asper*, *Stereisporites glabellus*, *S. sp.*, *Os-*

mundacidites nicanicus, O. sp., *Gleicheniidites senonicus*, G. *laetus*, G. sp., *Leptolepidites verrucatus*. Среди голосеменных преобладает пыльца *Classopollis* (около 15%), встречаемые двумешковая пыльца сосновых *Pinuspollenites* sp., *Alisporites similis*, безапертурная *Inaperturopollenites dubius*, моносулькатная *Ginkgocycadophytus* spp., а также единичные зерна *Eucommiidites troedsonii*.

Новые палинологические данные получены и по западной части Дальнегорского рудного района, относящейся к смежной структурно-фацциальной зоне — Главному синклинию Сихотэ-Алиня, граничащему с охарактеризованными выше образованиями Прибрежной зоны по Нежданкинскому разлому (см. рис. 1). Здесь, в бассейне руч. Сенного, правого притока р. Рудной, расчисткой вскрыт разрез песчаниково-алевролитовых отложений, относящихся условно к апт-альбской кемской (?) свите.

Из песчаников и алевролитов с обильным углефицированным детритом, относящихся к третьей пачке кемской (?) свиты мощностью до 470 м, изучен палинокомплекс (пробы 193, 200—205, 208). Для него характерны большое таксономическое разнообразие спор и пыльцы (свыше 40 видов), хорошая сохранность их оболочек, обилие обрывков растительных тканей с четко различимым клеточным строением и крупные остатки кутикулы с устьицами (преимущественно остатки хвойных). Среди спор, которые доминируют (28—88%), многочисленны споры, характерных для юры: *Concavisporites junctus*, *C. juriensis*, *Duplexisporites anagrammensis*, *D. sp.*, *Coronatispora incerta*, *Tripartina variabilis*, *Klukisporites variegatus*. Однако количественно они значительно уступают типичным представителям меловых палинофлор: ребристым *Cicatricosisporites striatus*, *C. dorogensis*, *C. exilioides*, *C. multicostatus*, *C. sp.*, *Appendicisporites tricostatus*, *A. macrorhynchus*, *A. sp.*, а также крупным трилетным спорам с гладкой, бугорчатой и шиповатой скульптурой экзины: *Concavissimisporites asper*, *C. variverrucatus*, *C. sp.*, *Impardecispora apiverrucata*, *Pilosporites echinaceus*, *P. verus*. Второстепенное значение имеют споры *Gleicheniidites laetus*, *G. sp.*, *Osmundacidites senectus*, *O. sp.*, *Leptolepidites verrucatus*, *Densoisporites vellatus*, *Retitriletes subrotundus*, *R. sp.*

Среди пыльцы голосеменных доминируют *Classopollis* и моносулькатная пыльца, объединяемые в группу *Ginkgocycadophytus* spp. (до 34%). Двумешковые зерна *Pinaceae* и *Podocarpaceae*, а также безапертурная пыльца *Inaperturopollenites* немногочисленны; единичны зерна *Callialasporites dampieri*, *Araucariacidites* sp., *Eucommiidites troedsonii*, *E. sp.*, *Gnetaceapollenites* sp.

Пыльца цветковых не встречена.

В верхней части рассматриваемой пачки найден валанжинский аммонит *Neocomites* sp. (определение Э. А. Доруховской).

На юго-восточном склоне долины р. Нежданки, в ее приустьевой части, магистральной канавой вскрыт мощный пласт древянистых песчаников с редкими обломками известняков и силицитов. В основании этих пластов обнаружены обильные растительные остатки, Последние послужили основанием считать возраст кластических пород не триасовым, а раннемеловым (берриас — валанжин). Заключенные в них тела известняков с триасовой фауной представляют собой аллохтонные образования — метаолистолиды [4, 7].

Палинокомплекс из слоя с растительными остатками (проба к-1001) беден в видовом отношении. В нем много гладких трилетных спор *Cyathidites minor*, *C. australis*, *Leiotriletes rotundiformis*, *L. sp.*, встречены ребристые *Cicatricosisporites dorogensis*, *C. sp.*, *Appendicisporites* sp. и крупные споры с гладкой (*Concavissimisporites asper*, *C. sp.*), бугорчатой (*C. variverrucatus*, *Impardecispora apiverrucata*, *I. sp.*) и шиповатой (*Pilosporites verus*, *P. sp.*) поверхностью экзины. Споры глейхениевых папоротников немногочисленны. Из реликтов юрской палинофлоры отмечены *Tripartina variabilis*, *Concavisporites junctus*.

Среди голосеменных преобладают моносулькатные *Ginkgocycadophytus* spp. Двумешковые зерна сосновых немногочисленны. Это в основном пыльца *Alisporites similis*, *Rugubivesiculites* sp. Пыльца *Classopollis* составляет 14%.

Таким образом, палинокомплексы из олистостромовой толщи таухинской свиты (бассейн р. Нежданки) и отложений, условно относимых к кемской (?) свите (руч. Сенной), сходны и рассматриваются нами как единая палинофлора, наследующая черты берриасовых палинофлор: преобладание в споровой части гладких трилетных спор, значительное участие юрских таксонов наряду с типичными меловыми, обилие пыльцы *Classopollis*. Но увеличение роли ребристых спор, особенно рода *Appendicisporites* (первое их появление связывают с берриасом), шиповатых *Pilosporites*, участие которых отмечается не ранее валанжина, позволяет установить сходство этой палинофлоры с берриас-валанжинской палинофлорой Приморья [5, 6] и других районов.

Наиболее близкими по видовому составу и количественному соотношению к описанной палинофлоре оказываются берриасские и валанжинские палинофлоры: таухинской свиты в бассейне рек Кавалеровки, Устиновки и Рудной; ключевской свиты в бассейне р. Уссури в Приморье [5, 6]; итикутской свиты Зей-Буреинской

[4] и солонийской подсвиты ургальской свиты Верхнебуреинской [6] впадин и др.

Палинокомплекс из расчистки по руч. Сенному, возможно, несколько моложе и относится к валанжину — готеривскому времени, так как более сходен с палинокомплексами этого возраста, но может отражать и локальные условия захоронения и в этом случае соответствовать берриасу — валанжину.

Отложения, развитые в бассейне руч. Сенного, условно относимые в настоящее время к кемской (?) свите, могут быть сопоставлены с берриас-валанжинской журавлевской свитой, являющейся фациальным аналогом таухинской свиты. Тем самым представления о Нежданкинском разломе — основном структурном шве между Главным синклиналием и Прибрежной зоной Сихотэ-Алиня — как о надвиге с большой амплитудой перемещения нельзя считать обоснованными, что подтверждают ранее высказанные соображения [4].

В целом полученные палинологические данные вызывают необходимость в корректировке существующей геологической карты Дальнегорского рудного района.

Особый интерес представляют палинокомплексы, обнаруженные в аллохтонных телах, сложенных силицитами горбушинской толщи и песчаниками, заключенными в олистостромовой толще.

Отложения горбушинской толщи слагают крупные аллохтонные пластины — конседиментационные тектонические покровы, захороненные среди берриас-валанжинских отложений. Толща подразделяется на пачки: нижнюю — кремнистую, среднюю — переслаивание алевролитов и песчаников — и верхнюю — песчаниковую.

Из кремней нижней пачки горбушинской толщи определены конодонты средневерхнетриасового возраста [2], а в средней пачке найдены радиолярии, возраст которых, по определению Л. М. Олейник и Н. Ю. Брагина, юра — ранний мел.

Палинокомплекс изучен из нижней пачки горбушинской толщи в магистральной канаве на водоразделе руч. Резаного и пади Шубинской, левых притоков р. Рудной. Эта пачка залегает в тектоническом блоке среди олистостром берриас-валанжинского возраста — хаотических полимиктовых брекчий (см. рис. 2). Палинокомплекс изучен из линзы черного углеродистого алевролита (проба 120). Он характеризуется довольно разнообразным видовым составом. Сохранность миоспор неудовлетворительная, вследствие чего многие из них определены лишь до рода, систематическая принадлежность некоторых вообще не установлена.

В палинокомплексе преобладает пыльца главным образом группы *Ginkgocycadophytus*

spp. Много *Spheriipollenites balmei*, *S. punctatus* T. Sem., *Aggerella triassica* E. Sem., *Granulatisporites ovaloides* Leschik, *Pilasporites crateraformis* Jain, а также *Ovalipollis* cf., *O. pseudoalatus* (Thiergart) Schuurman, *Cordaitina gunyalensis* (Pant et Sriv.) Balme, *Leiotriletes* spp. Совместно с ними встречены гладкие трилетные *Cyathidites breviradiatus* Helby, *Dictyophyllidites mortonii* (Jersey) Playford et Dettmann, *D. harrisii* Couper, шиповатые *Osmundacidites parvus* Jersey, *O. senectus* Balme, бугорчатые *Baculatisporites comaumensis* (Cookson) Potonie, *Toroisporites granifer*, *Polycingulatisporites crenulatus* Playford et Dettmann, *Discisporites psilatus* Jersey, *Punctatosporites walkomii* Jersey, *Camerosporites secatus* Leschik, но участие их невелико. Микрофитопланктон представлен акритархами рода *Verihachium* sp.

Сходный палинокомплекс изучен из тел песчаников, заключенных в верхней части флишовой толщи таухинской свиты, в которой по материалам крупномасштабных геолого-съёмочных работ отмечаются аллохтонные тела наибольших размеров. Разрез расположен у слияния ручьев Брудеровского и Инза с р. Рудной (западная часть пос. Дальнегорск) и характеризует ядро Центральной антиформы Высокогорско-Горбушинского поднятия Прибрежной зоны [3]. Песчаники, из которых изучен палинокомплекс, серые массивные мелкозернистые полимиктовые, слагают редкие глыбы, вытянутые параллельно вмещающим их флишовой толщам отложениям таухинской толщи. Для него (проба 301), как и для приведенного выше, характерно преобладание моносулькатной пыльцы *Ginkgocycadophytus* spp. (до 43 %), асаккатной *Ovalipollis pseudoalatus*, *O. sp.*, *Cordaitina orientalis*, *C. gunyalensis*, *Minutossacus schiseatus*, характерны споры *Dictyophyllidites mortonii*, *D. harrisii*, *Osmundacidites parvus*, *O. sp.*, *Baculatisporites comaumensis*, *Punctatosporites walkomii*, *Camerosporites secatus*, *Toroisporites granifer* и др. (таблица).

Для обоих комплексов характерно небольшое участие пыльцы *Alisporites* cf. *A. oblatinoides* Mal., *A. sp.*, а стрiatedная двумешковая пыльца, типичная для триасовых палинофлор, отсутствует.

Аналоги описанных палинокомплексов на Дальнем Востоке пока не известны. Они сопоставимы с палинофлорами триаса других районов. По характерным видам и в целом по сходству таксономического состава устанавливается некоторая связь их с палинофлорами рубежа среднего и позднего триаса [8—13]. Возраст большинства этих палинокомплексов обоснован морской фауной или остатками растений.

Наиболее характерными и важными в биостратиграфическом отношении видами являются споры *Dictyophyllidites harrisii* и *D. mortonii*,

Распространение характерных таксонов в палинокомплексах триаса

Споры и пыльца	Приморье, бассейн р. Рудной	Западный Кавказ	Новая Зеландия
<i>Ginkgocycadophytus</i> spp.	+	+	+
<i>Spheriipollenites balmei</i>	+		
<i>S. punctatus</i>	+		
<i>Sulcosaccites alaticiformis</i>	+		+
<i>Cranulatisporites</i> spp.	+	+	+
<i>G. ovaloides</i>	+	+	+
<i>Pilasporites crateriformis</i>	+		+
<i>Cordaitina orientalis</i>	+		
<i>C. gunyalensis</i>	+	+	
<i>Minutosaccus schizeatus</i>	+	+	
<i>Psophosphaera granulosa</i>	+		+
<i>Ovalipollis</i> sp.	+	+	
<i>O. cf. O. pseudoalatus</i>	+	+	
<i>Equisetosporites steevesi</i>	+		
<i>Alisporites</i> cf. <i>A. oblatinoides</i>	+		
<i>A. sp.</i>	+	+	+
<i>Gnetaceapollenites</i> sp.	+	+	
<i>Leiotriletes</i> sp.	+	+	+
<i>Cyathidites breviradiatus</i>	+		+
<i>Dictyophylli dites mortonii</i>	+	+	+
<i>D. harrisii</i>	+	+	+
<i>Osmundacidites senectus</i>	+	+	+
<i>O. sp.</i>	+	+	+
<i>Baculatisporites comaumensis</i>	+	+	+
<i>Polycingulatisporites crenulatus</i>	+		+
<i>P. sp.</i>	+	+	+
<i>Toroisporites granifer</i>	+		
<i>Discisporites psilatus</i>	+	+	+
<i>Punctatosporites walkomii</i>	+	+	+
<i>P. sp.</i>	+	+	+
<i>Camerosporites secatus</i>	+	+	
<i>Rotinella trisecta</i>	+	+	+
<i>Lophotriletes</i> sp.	+		+

которые доминируют во многих палинокомплексах верхнего триаса и нижнего лейаса. В палинокомплексе из отложений в бассейне р. Рудной эти виды встречаются в небольшом количестве (менее 2%). Первое появление спор *Dictyophyllidites harrisii* связано с рубежом среднего и верхнего триаса (Западный Кавказ) [9]. Споры *Dictyophyllidites mortonii* известны из среднего триаса (норий — рэт) бассейна р. Тхач (Западный Кавказ) [9]; среднего триаса (анизий) Румынии и верхнего триаса Северной Америки; нижнего — верхнего триаса и рэт-лейаса Южной Австралии; среднего — верхнего триаса Новой Зеландии (фор-

мации Brackstone, Aberdare conglomerate, Raseviw Ripley, Road Sandstone), встречаются в юрских формациях Wallon Coal Measures, Marburg Formation, Heliton Sandstone [10—14].

Споры, близкие к дисперсным *Dictyophyllidites harrisii*, *D. mortonii*, были изучены R. J. Litwin [15] из спорангия папоротника *Phlebopteris Smidthii* (Daugherty) Arnold em. Ash et al. из позднего карния формации Chinle Аризоны и Нью-Мексико.

Хорошими биостратиграфическими индикаторами признаны также споры *Camerosporites secatus*. Известно, что основное распространение этого вида связано с карнийскими отложениями многих районов: Якутии, Западного Кавказа, Швейцарии, Северного моря, Израиля, Англии, Северной Америки и др.

Споры *Baculatisporites comaumensis* впервые появляются в среднем триасе (кейпер) Южного Прибалхашья, верхнем триасе Новой Зеландии, в небольших количествах встречаются в юрских и меловых палинофлорах [14].

Шиповатые споры *Osmundacidites senectus* имеют широкий возрастной диапазон: от верхней перми до верхнего триаса [9, 12], в более молодых отложениях они не встречаются.

К диагностическим видам палинофлоры рубежа среднего и начала верхнего триаса можно также отнести споры *Punctatosporites walkomii* de Jersey, *P. triassicus* Schulz, *Discisporites psilatus* de Jersey, *Polycingulatisporites* cf. *P. liasicus* Schulz, *Osmundacidites parvus* de Jersey, которые в палинокомплексе бассейна р. Рудной встречаются единично. В однообразных палинофлорах других районов они составляют значительный процент от общего числа встреченных мiosпор. Многие виды, характерные для этого рубежа, такие как *Perotriletes minor*, *Concentricus nevesii*, *Rotinella trisecta*, *Nevesisporites limatulus*, *Osmundacidites wellmanii* и другие, в триасе бассейна р. Рудной не встречены. Возможно, это связано с недостаточной палинологической изученностью отложений этого возраста на территории Приморья, но может объясняться и фациальной или региональной приуроченностью.

Таким образом, палинологические данные свидетельствуют о наличии в олистостромовых комплексах, содержащих глыбы пелагических пород с триасовыми конодонтами, также и глыб кластических пород, по-видимому, континентального или мелководно-морского генезиса. Выделенные из них споры и пыльца составляют первый на Дальнем Востоке представительный триасовый палинокомплекс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бигюцкая П. И., Брызгалова Е. Г. и др. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеан-

ской биостратиграфической области // Палинологический метод в стратиграфии.— Л.: Недра, 1973.

2. Бурый Г. И. Первые находки триасовых конодонтов в кремнистых отложениях Дальнегорского рудного района // Новое в геологии Дальнегорского рудного района.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
3. Геология СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. 32.
4. Красилов В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита, олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 3.
5. Маркевич В. С. Палинофлора берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Экосистемы в стратиграфии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Маркевич В. С. Меловая палинофлора Приморья: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
7. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.
8. Ярошенко О. П. Миоспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии // Сов. геол.—1969.— № 5.
9. Ярошенко О. П. Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа.— М.: Наука, 1978.
10. De Jersey N. I. Triassic spores and pollen grains from the Ipswich coalfield. // *Publs. Geol. Surv. Queensland.*— 1964.— V. 321.
11. De Jersey N. I. Triassic spores and pollen grains from the Clematis Sandstone // *Ibid.*— 1968.— V. 338: *Palaeontol. Pap.*— № 19.
12. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Blackstone Formation, Aberdare conglomerate and Receview Formation // *Ibid.*— 1970.— V. 348: *Palaeontol. Pap.*— № 22.
13. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Tivoly Formation and Kholo Sub-Group // *Ibid.*— 1971.— V. 353: *Palaeontol. Pap.*— № 28.
14. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Esk Beds // *Ibid.*— 1972.— V. 357: *Palaeontol. Pap.*— № 22.
15. Litwin R. J. Fertile organs and in situ spores of ferns from the late Triassic Chinle Formation of Arizona and New Mexico, with discussion of the associated spores // *Pev. Palaeobot. Palynol.*— 1985.— V. 44, N 1/2.

БПИ ДВО АН СССР,
Владивосток,
ПГО «Приморгеология»,
Дальнегорск

Поступила в редакцию
16 июня 1986 г.

2. Бурый Г. И. Первые находки триасовых конодонтов в кремнистых отложениях Дальнегорского рудного района // Новое в геологии Дальнегорского рудного района.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
3. Геология СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. 32.
4. Красилов В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита, олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 3.
5. Маркевич В. С. Палинофлора берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Экосистемы в стратиграфии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Маркевич В. С. Меловая палинофлора Приморья: Автореф. канд. дис. . . — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
7. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.
8. Ярошенко О. П. Миоспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии // Сов. геол.— 1969.— № 5.
9. Ярошенко О. П. Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа.— М.: Наука, 1978.
10. De Jersey N. I. Triassic spores and pollen grains from the Ipswich coalfield. // Publ. Geol. Surv. Queensland.— 1964.— V. 321.
11. De Jersey N. I. Triassic spores and pollen grains from the Clematis Sandstone // Ibid.— 1968.— V. 338: Palaeontol. Pap.— № 19.
12. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Blackstone Formation, Aberdare conglomerate and Receview Formation // Ibid.— 1970.— V. 348: Palaeontol. Pap.— № 22.
13. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Tivoly Formation and Kholo Sub-Group // Ibid.— 1971.— V. 353: Palaeontol. Pap.— № 28.
14. De Jersey N. I. Triassic miospores from the Esk Beds // Ibid.— 1972.— V. 357: Palaeontol. Pap.— № 22.
15. Litwin R. J. Fertile organs and in situ spores of ferns from the late Triassic Chinle Formation of Arizona and New Mexico, with discussion of the associated spores // Rev. Palaeobot. Palynol.— 1985.— V. 44, N 1/2.

БПИ ДВО АН СССР,
Владивосток,
ПГО «Приморгеология»,
Дальнегорск

Поступила в редакцию
16 июня 1986 г.

УДК 551.24 : 550.8

С. Е. Апрельков, О. Н. Ольшанская

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

По данным геологической и гравиметрической съемок проведено тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки. Выделены Охотская неоплатформа и складчатые зоны — Западно-Камчатская, Восточно-Камчатская и Южно-Камчатская, а также Центрально-Камчатский межгорный прогиб

Положение Камчатского полуострова в переходной зоне между континентом и океаном определяет пристальное внимание исследователей к его геологии, и в частности к тектонике. По ряду вопросов тектонического строения полуострова существует значительное количество публикаций, анализ которых может составить предмет особого исследования. Они в большинстве случаев касаются отдельных регионов, однако обобщающих работ мало. К обобщающим работам следует отнести тектоническую схему полуострова Г. М. Власова, Ю. В. Жегалова и В. А. Ярмолюка [9], с успехом использовавшуюся при геолого-съёмочных

сложного строения и вулканического пояса. Выделяется как особая структура Ирунейская вулканическая дуга. По комплексу геолого-геофизических данных характеризуется внутреннее строение выделенных структур. Отмечается большая роль разрывной тектоники, в частности системы широтных разломов.

В настоящее время ряд положений этой схемы нуждается в серьезном пересмотре и уточнении. Г. М. Власов с соавторами выделял серию региональных параллельных структур северо-восточного простирания, в том числе и Камчатско-Корякский антиклинорий, протягивающийся по всему Срединному хребту. Геологические и геофизические данные показывают, что этой структуре соответствует Центрально-Камчатский вулканический пояс (ЦКВП) [2], фундамент которого имеет очень сложное строение.

Представляемый в настоящей статье вариант тектонического районирования южной полови-

Средние плотностные характеристики (г/см³) горных пород Центральной и Южной Камчатки

Западная зона		Срединный выступ и его обрамление		ЦКВП		Восточная зона		Интрузивные образования			
Свиты, серии	г/см ³	Свиты, серии	г/см ³	Свиты, серии	г/см ³	Свиты, серии	г/см ³	Породы	г/см ³		
Энемтенская N ₂	1,51	Кирганикская } Ирунейская } Кихчикская } K ₂	2,70	Алнейская N ₁₋₂	2,46	Сторожевская N ₂	2,41	Мiocеновые			
Эрмановская	1,73		2,72		Березовская N		2,55		Тюпевская N ₁	2,26	Граниты
Этолонская	1,80		2,67	Паратунская P ₃	2,52		Чажминская P ₃		2,46	Гранодиориты	2,69
Какертская	N ₁	Квахонская K ₁ (?)	2,82	Вилочинская P ₃	2,46	Палеоген полуострова Камчатский Мыс	2,42	Диориты	2,72		
										Ильинская	2,00
Кулувенская + вивен	2,10	Хейванская } Андреановская } Камчатская } P ₂	2,68	2,78	2,71	Палеоген Кроноцкого полуострова	2,15	Позднемеловые	2,63		
Текская										2,20	Колпаковская } PR
Утхолокская	P ₃ -N ₁	2,29	2,35	2,47	2,56	Хапницкая } Станиславская } K ₂	2,72	2,75	2,83		
Гакхинская										2,29	2,35
Ковачинская	P	2,47	2,56	2,65	2,71	Ветловская	2,61	Габбро	2,88		
Снатольская										2,47	2,56
Напанская	2,56	2,65	2,71	2,77	2,88	Валагинская K ₂	2,76	Перидотиты	2,91		
Терригевный мел										2,56	2,65
						Протерозой (?)	2,88	Сerpентиниты	2,71		
								Гипербазиты	2,26		

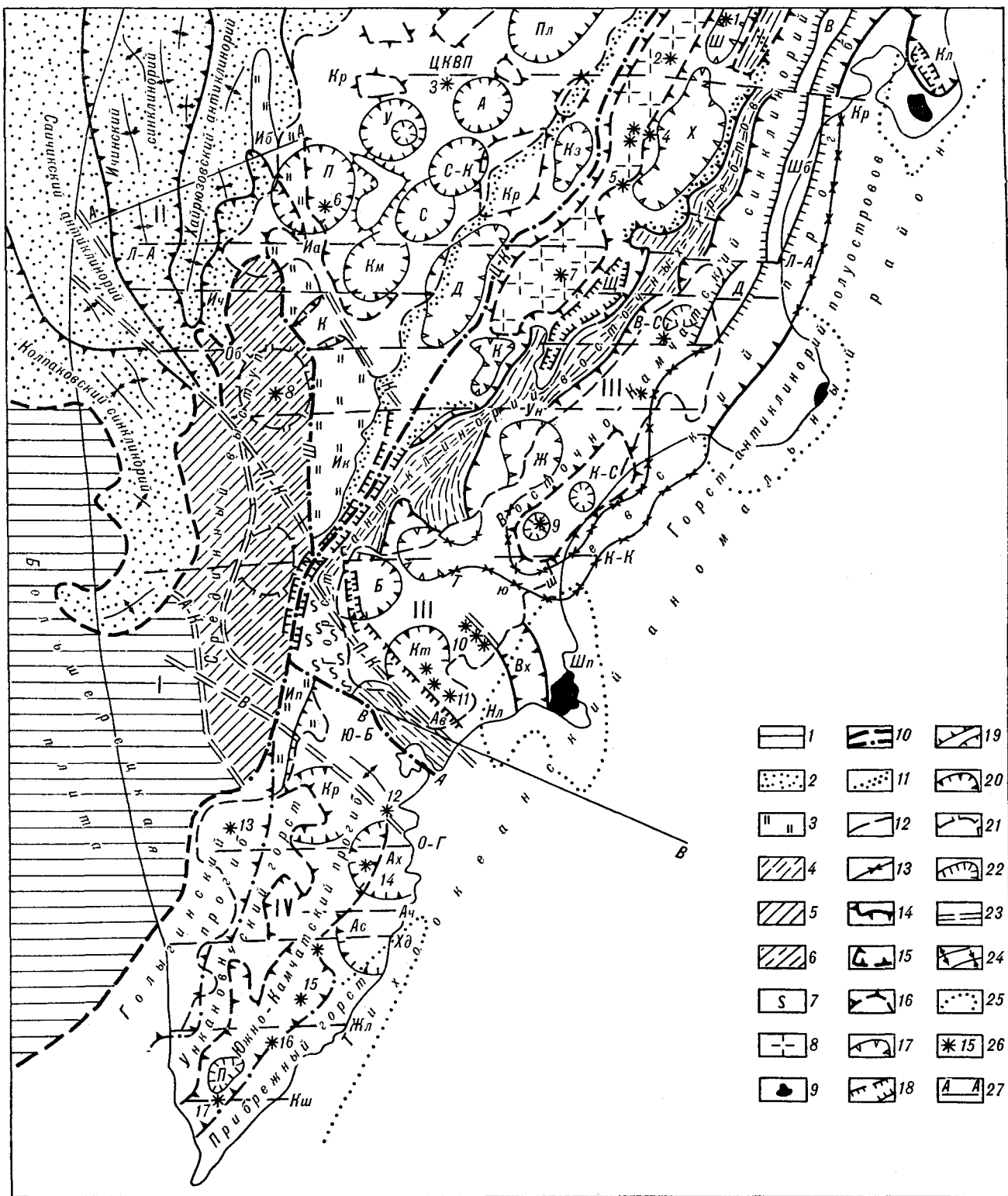


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центральной и Южной Камчатки. Составили С. Е. Апрельков, О. Н. Ольшанская.

1 — миоцен-плиоценовые отложения чехла платформы. Формации: 2 — граувакковая, туфодиамитовая, молассовая Западно-Камчатской зоны (палеоген — миоцен), 3 — вулканогенно-кремнистая, 4 — юрско-меловая граувакко-сланцевая и базальт-андезит-туфокремнистая; 5 — преимущественно терригенные образования палеозоя и верхнего мела; 6 — метаморфические породы сиалического состава; 7 — метаморфические породы Ганальского хребта; 8 — основные и ультраосновные породы Хавыевского погребенного поднятия; 9 — выходы основных — ультраосновных пород на полуостровах. Границы: 10 — Охотской неоплатформы.

ны Камчатского полуострова, скорее всего, также не бесспорен, но следует подчеркнуть, что он кроме геологической основы базируется на данных площадной среднemasштабной гравиметрической съемки. Для рассматриваемой территории авторами обобщен и проанализирован большой фактический материал по физическим свойствам горных пород, составлена сводная гравиметрическая карта, проведено районирование гравитационного поля, которое и явилось основой тектонического районирования. При анализе физических свойств было установлено, что плотность пород возрастает от молодых отложений к более древним и, как следствие, что положительным аномалиям отвечают положительные структуры. Исключение составляют метаморфические породы южной части Срединного хребта, имеющие пониженную плотность по сравнению с плотностью более молодых отложений. Почти повсеместно основной гравитирующей границей является поверхность верхнемеловых отложений, плотность которых выше плотности вышележащих отложений на $0,15-1,25 \text{ г/см}^3$ (таблица).

На территории Южной Камчатки выделен ряд региональных структур, существенно отличающихся по составу слагающих их формаций, особенностями строения и режимов развития: Охотская неоплатформа, Западно-Камчатская, Восточно-Камчатская и Южно-Камчатская складчатые (структурно-формационные) зоны. К числу наложенных и относительно молодых структур мы относим вулканические пояса, Центрально-Камчатский межгорный прогиб и новейшие грабены (рис. 1).

ОХОТСКАЯ НЕОПЛАТФОРМА

Представления о платформенной структуре Охотского моря были высказаны еще в 50-х годах [8]. Анализ результатов сейсморазведочных работ позволил Т. Ф. Морозу, В. А. Иванову и др. (1964 г.) сделать вывод, что к структуре платформенного типа на полуострове относятся Срединный Камчатский массив и Охотско-Большерецкая впадина. Дальнейшее развитие эти представления получили в работе

Л. М. Смирнова [24]. Мы выделяем платформенную структуру в несколько иных границах, чем у Л. М. Смирнова. Нам представляется более приемлемым термин «неоплатформа», предложенный Н. А. Шилов и И. К. Туезовым [30] и подчеркивающий относительную молодость и небольшую мощность чехла платформенной структуры.

Срединный выступ представляет собой складчато-кристаллическое основание молодой платформы, протягивающейся через Большерецкую плиту в акваторию Охотского моря. Преобладающая часть выступа сложена протерозойскими и палеозойскими отложениями, приведенными с востока выступа в резкий тектонический контакт с верхнемеловыми эвгеосинклинальными вулканогенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты. По составу и возрасту слагающих породных комплексов и характеру гравитационного поля Срединный выступ четко разделяется на два блока. Восточный блок, сложенный гнейсами, кристаллическими сланцами протерозоя и в меньшей мере метаморфизованными породами палеозоя, насыщенный разновозрастными интрузиями гранитоидов, четко выражен единым протяженным минимумом силы тяжести меридионального простирания, на фоне которого выделяются две интенсивные отрицательные аномалии, соответствующие гранитогнейсовым куполам — Хангарскому и Пымтинскому. Внутренняя часть Хангарской аномалии осложнена локальным минимумом силы тяжести, по размерам и морфологии совпадающим с кальдерой вулкана Хангар.

Западный блок сложен отложениями палеозоя, нижнего мела и главным образом верхнемеловыми терригенными отложениями, имеющими преобладающее субмеридиональное простирание, участками — северо-западное. В целом блок характеризуется положительной аномальной зоной силы тяжести. Зона ограничена четкими гравитационными ступенями, свидетельствующими о тектонических ограничениях блока.

Выполненные на основании гравиметрических данных расчеты показали, что, используя

мы (I) и складчатых зон — Западно-Камчатской (II), Восточно-Камчатской (III) и Южно-Камчатской (IV) нормальные (а) и по разрывным нарушениям (б), 11 — Центрально-Камчатской депрессии, 12 — вулканических поясов, 13 — Туюшевского наложенного прогиба в акваториях заливов и под вулканитами, 14 — антиклинорий, горстов нормальные (а) и по разломам (б), 15 — синклинориев нормальные (а) и по разломам (б), 16 — погребенных под вулканитами или осадочными отложениями поднятий: Кр — Крапивненского, К — Киреунского, К-С — Карымско-Семлячского; 17 — впадины: Д — Долиновская, Х — Халинская, Кз — Козыревская, Ш — Шивелучская, К — Китильгинская, Ж — Жупановская; 18 — новейшие грабены: О — Ольховский, Ш — Шапанинский, М-Б — Мильковско-Быстринский, Ав — Авачинский; 19 — внутренние поднятия Восточно-Камчатского синклинория: В — Веловское, ШБ — Шуберта, Д — Дроздовское; 20 — вулканотектонические структуры: Пл — Половининская, А — Анавайская, У — Уксичанская, П — Паялпанская, С-К — Северо-Козыревская, С — Сухаринская, Км — Кимтинская, К — Кирганинская, Б — Бакенинская, Кт — Китхойская, Ах — Ахотенская, Ас — Асачинская; 21 — гранитогнейсовые купола; 22 — кальдеры и вулканотектонические депрессии, 23 — региональные разломы: а) пиротного простирания: Кр — Крестовский, Л-А — Лаучанско-Андрюновский, Ич — Ичинский, Об — Облуковинский, Ун — Унанский, К-К — Кагнисинско-Карымский, О-Г — Опалинско-Гореловский, Ач — Асачинский, Хд — Ходутинский, Жл — Желтовский, Кш — Кошелевский, б) других направлений — П-К — Петропавловско-Крутогоровский, К — Кирганинский, В — Вилючинский; 24 — антиклинальные (а) и синклинальные (б) зоны; 25 — предполагаемые границы мантийных блоков; 26 — вулканы: 1 — Шивелуч, 2 — Харчинский, 3 — Анаун, 4 — Ключевской группы, 5 — Толбачик, 6 — Ичинский, 7 — Николка, 8 — Хангар, 9 — Малый Семейчик, 10 — Жупановский, 11 — Авачинский, 12 — Вилючинский, 13 — Бол. Ипелька, 14 — Мутновский, 15 — Ксудач, 16 — Желтовский, 17 — Камчатский. Блоки Ирунейской вулканической дуги: ИБ — Белоголовская ветвь Хайрюзовского антиклинория, Иа — Ангрениский, Ик — Кирганинский, Ип — Плотниковский, ЮБ — Южно-Быстринский; 27 — линии геолого-геофизических разрезов.

плотностные характеристики образований, слагающих и обрамляющих Срединный выступ, можно получить разрез, полностью отвечающий наблюдаемому полю силы тяжести. Глубина компенсации отрицательного эффекта за счет процессов метаморфизма и гранитизации (т. е. разуплотнения разреза) оказалась равной 8—9 км, глубже происходит выравнивание плотностных характеристик.

Большеречная плита на востоке по серии нарушений граничит со Срединным выступом. Между плитой и выступом на севере глубоко выклиниваются отложения Западно-Камчатской складчатой зоны. На западе плита продолжается в Охотском море, где сливается с Охотоморским сводом. Гравитационное поле в районе Большеречной плиты отличается спокойным характером. Здесь установлены отдельные локальные аномалии силы тяжести разного знака, которые имеют неправильную или изометричную форму и характеризуются небольшими градиентами. Как показывает профиль КМПВ, плита имеет двухъярусное строение. Здесь прослежены две сейсмические границы со скоростями 2,2 и 5,0—5,2 км/с. Первая соответствует кровле третичных отложений, вторая — поверхности фундамента [25]. Мощность отложений чехла, представленного кавранской серией, по профилю изменяется от 200 м на востоке до 600 м на западе, севернее профиля мощность чехла достигает 1200—1500 м. Фундамент плиты практически не изучен, можно лишь предполагать, что он достаточно разнороден как по вещественному составу, так и по возрасту слагающих его отложений. Об этом свидетельствуют данные драгирования на поднятиях в Охотском море, продолжающих Большеречную плиту [15].

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

На юге зона выклинивается между Срединным выступом и Большеречной плитой, на востоке она, огибая Срединный выступ, погружается под вулканы Центрально-Камчатского пояса, а на западе ограничивается акваторией Охотского моря. Характерной особенностью зоны является полосовое строение гравитационного поля, выраженное чередованием линейных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, отражающих соответствующие складчатые структуры (Хайрюзовский и Сагчикский антиклинории, Ичинский и Колпаковский синклинории). По результатам морской и континентальной съемки представляется возможность расценивать указанные антиклинории и синклинории как структуры одного ранга. Все структуры испытывают разворот с северо-западного простирания

на юге на северо-восточное на севере, что отражается соответствующим поведением аномалий. Разворот структур отчетливо выражен на мелкомасштабных космических снимках.

Хайрюзовский антиклинорий — протяженная положительная структура (175 × 65 км) субмеридионального простирания. Соответствующая антиклинорию положительная аномальная зона силы тяжести имеет достаточно сложное внутреннее строение. Западная граница аномальной зоны отчетливо следует по линии повышенных горизонтальных градиентов, выдержанной по простиранию. Ее можно рассматривать как тектоническое ограничение Хайрюзовского антиклинория с запада. С востока очертания Хайрюзовского антиклинория, представляющего собой серию анти- и синклинальных зон, пересеченных разломами, имеют более сложную конфигурацию. В сводовых частях антиклинальных складок обнажаются палеогеновые терригенные отложения мощностью около 1000 м, на крыльях их мощность возрастает до 1500 м и более. В Белоголовской ветви антиклинория в своде выходят верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения.

При дешифрировании космических снимков восточнее антиклинория выделяется субкольцевая структура, известная как Центрально-Камчатский мегасвод [20]. Вся территория этой структуры занята четвертичными вулканитами. Ксенолиты, возможно содержащиеся в четвертичных лавах, к настоящему времени не изучены, поэтому мы не имеем представления о вещественном составе фундамента. Разворот структур с северо-западного простирания на северо-восточное, происходящий в пределах Западно-Камчатской складчатой зоны, заставляет предполагать влияние какого-то жесткого массива, расположенного в пределах Анаунско-Галгаучского вулканического района. Остатком такого массива может быть выделенный в поле силы тяжести Крапивненский блок, расположенный на границе Центрально-Камчатского межгорного прогиба и одноименного вулканического пояса. Здесь сейсмопрофилеированием КМПВ установлено неглубокое залегание метаморфического фундамента (3 км).

Ичинский синклинорий представляет собой сложную структуру, состоящую из серии сопряженных антиклинальных и синклинальных зон, простирание которых изменяется от северо-западного на юге до северо-восточного на севере. Синклинорию в поле силы тяжести отвечает отрицательная аномалия, которая в континентальной части представляет собой своеобразный клин, заключенный между двумя положительными зонами. Она имеет продолжение на шельфе, где ее западная граница разворачивается вдоль береговой линии.

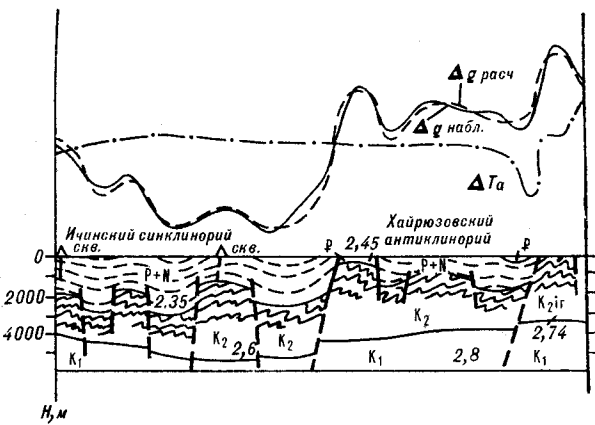


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии А — А.

По данным бурения и сейсморазведки, складчатый комплекс основания здесь представлен верхнемеловыми терригенными образованиями, а расчеты по гравиметрическим данным показывают, что верхнемеловые образования имеют повышенную мощность. Мощность палеоген-неогеновых отложений, выполняющих синклиниорий, достигает 3500 м (рис. 2).

Сайчикский антиклинорий разделяет Ичинский и Колпаковский синклиниории и выклинивается по направлению к Срединному выступу. В пределах района, где названный антиклинорий имеет северо-западное простирание, он занимает незначительную площадь; основная часть антиклинория расположена в акватории Охотского моря, где он простирается вдоль береговой линии. Границы антиклинория тектонические, что отчетливо фиксируется узкими линейными зонами повышенных горизонтальных градиентов Δg . В континентальной части антиклинорий образует клин, рассеченный Петропавловско-Крутогоровским разломом. В пределах северо-восточного крыла, которое приподнято по отношению к юго-западному, выделяется ряд положительных аномалий, которым отвечают антиклинальные зоны. Юго-западное крыло антиклинория от Лиманского поднятия, занимающее центральную часть этой структуры, начинает интенсивно погружаться в сторону Колпаковского синклиниория. На Лиманском поднятии наблюдаются сокращенные мощности отложений палеоген-неогенового возраста. Верхнемеловое основание в пределах антиклинальных поднятий, по данным бурения, залегает на глубинах 1400—2000 м. Качественно структура гравитационного поля находится в полном соответствии с тектоническими построениями, что подтверждается и бурением.

Колпаковский синклиниорий выпуклой к востоку дугой огибает так называемый Соболевский выступ и характеризуется в целом отрицательным и менее сложным полем силы тяжести, чем в охарактеризованных вы-

ше структурах. Отрицательная аномальная зона образует полукольцо, заключенное между положительными зонами, и на севере разворачивается в субширотном направлении. В этом же направлении на протяжении 15—20 км она следует на шельфе Охотского моря, затем резко изменяет направление на северо-западное и сливается с впадиной Тинро. Через южную часть синклиниория пройден Соболевский профиль КМПВ, по данным которого глубина залегания складчатого основания составляет 2500 м. В районе Соболевского выступа мощность чехла не превышает 1500 м. Северо-западную часть синклиниория пересекает Береговой профиль КМПВ, показывающий, что на этом участке складчатый комплекс погружается на глубину 3500 м. На Кунжикском поднятии глубина залегания верхнемеловых отложений составляет 1330 м (Таучская скважина). Колпаковский синклиниорий образован в зоне перехода между платформой и краевым прогибом, поэтому отличается от смежных структур зоны менее напряженной складчатостью.

ИРУНЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДУГА

Ирунейскую вулканическую дугу авторам пришлось выделить отдельно, так как в сантон-кампанское время она представляла собой самостоятельную эвгеосинклиналию зону, а после позднемерелового орогенеза выступает в виде разных тектонических элементов различных складчатых зон. Здесь условно в Западно-Камчатскую складчатую зону включены Белоголовская ветвь Хайрюзовского антиклинория. Ангренский и Кирганикский блоки. Последний находится между Срединным выступом и Восточно-Камчатской зоной. Белоголовская ветвь на юго-востоке погружается под вулканы ЦКВП, однако продолжение его до Ангренского горста (междуречье правых притоков р. Ичи — Кетачана и Самки) четко фиксируется в наблюдаемом и трансформированном полях положительной аномалии, которая испытывает резкий пережим в районе Ичинского вулкана. Ширина положительной зоны здесь резко сокращается от 15 до 4 км. Этот пережим вызван образованием обширной кальдеры Ичинского вулкана в среднеплейстоценовое время. Наибольшими площадными размерами и высокой интенсивностью аномалий Δg характеризуется Кирганикский блок шириной около 50 км. На севере, на границе с ЦКВП, он разделяется на две ветви, одна из которых (северо-западная) следует на северо-запад к Хайрюзовскому антиклинорию. Положительное поле силы тяжести, характерное для этой ветви, осложнено резко отрицательной изометричной формы аномалией, связанной с формиро-

ванием Кирганикской кольцевой вулканотектонической структуры. Кирганикский блок обрамляет Срединный выступ с востока и северо-востока и сложен вулканогенно-осадочными отложениями ирунейской и кирганикской свит, сильно дислоцированными и местами надвинутыми на метаморфические породы выступа. Отложения ирунейской свиты формировались в эвгеосинклинальных условиях, тогда как вулканы кирганикской свиты являются типичными образованиями островной дуги.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ

В работах предшественников [12] Центрально-Камчатская депрессия рассматривалась как крупный синклиорий (прогиб), заключенный между антиклинорными структурами Срединного и Восточного хребтов. Составленная гравиметрическая карта наглядно отражает сложную структуру депрессии, которая выполнена молассовыми отложениями неогена — квартера. В рассматриваемом межгорном прогибе выделяются протяженное Хавывенское погребенное поднятие, разделяющее серию крупных впадин, а также погребенные блоки на западном борту прогиба.

Хавывенское поднятие. Вдоль всей депрессии, начиная от Хавывенской возвышенности на севере до вулкана Николка на юге, прослежена мощная линейная положительная аномальная зона силы тяжести, которая отождествляется нами с погребенным поднятием (500 × 40 км). Западная граница аномальной зоны силы тяжести фиксируется фрагментом Центрально-Камчатской линейной зоны повышенных градиентов силы тяжести, которая следует в северо-восточном направлении через весь рассматриваемый район и отвечает крупнейшему глубинному разлому. В пределы аномальной зоны за границами района входит Хавывенская возвышенность, где поле достигает максимальных значений. Возвышенность сложена кристаллическими сланцами основного состава и телами серпентинизированных гипербазитов. Южнее, в бассейне р. Еловки, в пределах аномальной зоны обнажается предположительно верхнемеловая толща шаровых базальтов и туфогенных пород, прорванная крупным телом габбро-порфиритов, обладающих высокой плотностью (до 3,03 г/см³). Остальные блоки аномальной зоны закрыты чехлом палеоген-неогеновых отложений, в связи с чем интенсивность аномалии убывает, но имеются данные, что и эти блоки сложены теми же породами. Так, в ксенолитах вулканов Шивелуч, Ключевской группы установлены хлорит-актинолит-тремо-

литовые и амфиболовые сланцы, гнейсы, пироксениты и перидотиты [15, 21, 24]. Тем не менее только основным составом пород нельзя объяснить мощный гравитационный эффект зоны. Плотности пород кристаллического фундамента оказывается недостаточно, чтобы компенсировать всю амплитуду аномалии, создаваемой над Хавывенским выступом. Поэтому надо предполагать, что в создании гравитационного эффекта участвуют породы с более высокими плотностями, какими могут быть гипербазиты. Выходы гипербазитов отмечаются в пределах самой аномальной зоны. К востоку от зоны, в северной части хр. Кумроч, обнажается мощный разрез офиолитовой формации, представленной гипербазитами, габбро, параллельными дайками, подушечными лавами базальтов и кремнисто-вулканогенными осадками верхнего мела, — кумулятивный комплекс, по Р. Г. Колману [17]. По имеющимся данным, гипербазиты имеют плотность 3,0—3,3 г/см³. Однако образования офиолитовой формации хр. Кумроч и гипербазиты Кратонского массива не создают столь мощного гравитационного эффекта. Из этих данных логично заключить, что Кратонский базит-гипербазитовый массив имеет аллохтонную природу, а метаморфический комплекс Хавывенской возвышенности — автохтонный характер и может рассматриваться как крупная базит-гипербазитовая пластина, уходящая на глубину*. Расчеты на примере Хавывенской возвышенности показывают, что погребенное поднятие на глубинах 1—2 км сложно, вероятно, метаморфическими породами амфиболитовой фации с плотностью 2,9—3,0 г/см³, а на глубине 3—4 км мантийными породами с плотностью 3,3—3,4 г/см³ [6].

По своему пространственному положению между Центрально-Камчатским вулканическим поясом и Восточно-Камчатской складчатой зоной, по ряду геологических и геофизических признаков выделенная аномальная зона может рассматриваться как палеозона Бенъофа [6, 10].

Кроме охарактеризованного выше Хавывенского поднятия, выделены Хапицкая, Шивелучская, Козыревская, Долиновская, Китильгинская впадины, линейный Быстринско-Мильковский грабен, поднятые блоки — Крапивненский, Киреунский. В поле силы тяжести структурам депрессии отвечают контрастные аномалии, знак которых находится в прямом соответствии со знаком структур. Наблюдается полное качественное сходство результатов гравиметрических и сейсмических данных.

Долиновская впадина, является относительно лучше изученной из серии подобных структур Центрально-Камчатского проги-

* Вопрос, что это — диапир или субдукционная пластина, остается открытым.

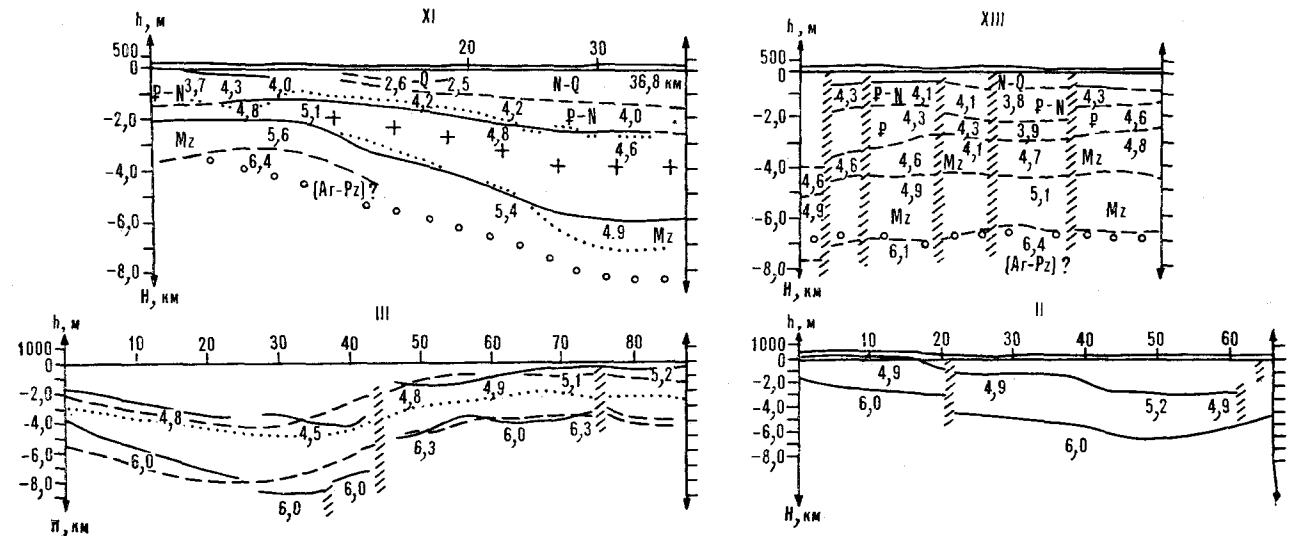


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы по профилям КМПВ в Центрально-Камчатском прогибе (XI, XIII — в районе р. Быстрой, II — Кирганикский, III — Кимитинский). Цифрами обозначены граничные скорости.

ба. Впадина (80 × 35 км), по данным бурения, выполнена четвертичными молассовыми отложениями (500—580 м), слабоуплотненными неогеновыми алевролитами, глинами с прослоями листоватых бурых углей (470—520 м) и переслаиванием палеогеновых туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов с прослоями туфогравелитов (1330 м). Представление о внутреннем строении впадины дает Кимитинский профиль КМПВ, пересекающий впадину (А. Н. Портнов, 1977 г.). А. Н. Портнов показал, что впадина имеет резко асимметричное строение. Разлом, ограничивающий впадину с востока и в поле силы тяжести отраженный резкой градиентной зоной, на профиле КМПВ (рис. 3) фиксируется резким поднятием поверхности складчатого основания с глубин 4—4,5 км до 2 км в районе пересечения профилем р. Камчатки. В глубокой части впадины в рельефе основания установлен антиклинальный перегиб с амплитудой 500 м. Восточнее разлома наблюдается подъем границы фундамента от 2 до 700—800 м. Максимальная мощность осадков в пределах впадины оценивается в 4,5—5 км.

На северо-востоке Долиновская впадина граничит с Крапивненским блоком (45 × 35 км), который в гравитационном поле отражен максимумом прямолинейных очертаний, что свидетельствует о его тектонических границах со смежными структурами.

По профилю КМПВ здесь непрерывно прослежены две преломляющие границы: поверхность основания (верхнемеловые отложения) с $V_r = 4,9—5,5$ км/с и преломляющая граница в чехле с $V_r = 4,6—5,4$ км/с. В пределах максимума отчетливо устанавливается на глубине 3 км преломляющая граница с $V_r = 6,4$ км/с,

которую принято считать кровлей гранитно-метаморфического слоя.

Приведенные данные позволяют предполагать, что Крапивненский блок представляет собой остаток массива, сложенного метаморфическими породами, близкими по составу к породам южной части Среднего хребта.

Козыревская впадина, как и Долиновская, вытянута в северо-восточном направлении, хотя размеры ее меньше (50 × 25 км). Сейсмопрофилирование показало, что мощность отложений, выполняющих впадину, достигает 6 км, на такой глубине прослеживается сейсмическая граница с $V_r = 4,9—5,5$ км/с, отождествляемая с поверхностью основания впадины.

Киреунский блок (25 × 10 км), располагающийся к северо-западу от Козыревской впадины и выраженный положительной аномалией силы тяжести, пересечен профилем КМПВ. За поверхность докайнозойского основания принята граница с $V_r = 4,6—4,8$ км/с, которая прослеживается в центральной части блока на глубине чуть больше 2 км. Наиболее интенсивной аномалией отражена Хапицкая впадина, размещающаяся между Ключевской группой вулканов и хр. Кумроч (75 × 40 км). К сожалению, кроме гравиметрических, других данных о геологическом строении впадин очень мало. Хапицкая впадина охвачена профилем ГСЗ [1, 27]. В районе названной впадины были отмечены сейсмические границы с $V_r = 5,4$ км/с (поверхность складчатого основания) на глубине 5 км и с $V_r = 6,2$ км/с на глубине 7 км. По расчетным гравиметрическим данным, мощность осадков в Хапицкой впадине достигает 3,5 км.

Шивелучская впадина имеет четкие

линейные очертания и, вероятно, тектонические границы. Размеры ее меньше Хапицкой — 55×15 км, уровень поля силы тяжести относительно уровня Хапицкой впадины более высоких. Впадины выполнены палеоген-неогеновыми отложениями.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Восточно-Камчатская зона отличается сложным геологическим строением и весьма напряженной тектоникой, что соответственно хорошо отражает сложный характер гравитационного поля. Для поля силы тяжести зоны в целом характерно сочетание линейных аномалий разного знака северо-восточного простирания. В указанной зоне выделяются следующие структуры: горст-антиклинорий восточных хребтов, Восточно-Камчатский синклинорий, горст-антиклинорий полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий, отдельные блоки юго-восточного побережья (включая Шипунский полуостров). Значительную площадь занимают в пределах зоны вулканы Восточно-Камчатского пояса.

Восточная зона в целом находится под влиянием мощного регионального фона, особенно это касается Тихоокеанского побережья.

Горст-антиклинорий восточных хребтов является весьма протяженной структурой, прослеживающейся от северной границы района вдоль юго-восточного борта Центрально-Камчатского межгорного прогиба до Авачинской губы, и состоит из отдельных крупных блоков. Наиболее древние отложения зоны вскрываются в Ганальском блоке и представлены метаморфическими породами симатического состава протерозойского возраста, которые, по сложившимся представлениям, считаются основанием Восточно-Камчатской геосинклинали [19]. Ганальский блок в связи с высокой плотностью слагающих пород ($\sigma_{cp} = 2,88$) довольно резко выделяется среди других блоков, составляющих горст-антиклинорий восточных хребтов, высоким уровнем поля Δg . Блок практически со всех сторон ограничен резкими градиентными зонами, отвечающими установленным разломам. Гнейсы и кристаллические сланцы в пределах блока смяты в складки северо-западного простирания и прорваны многочисленными интрузиями различного состава. Породы Ганальского хребта во многом идентичны метаморфическим образованиям Хавывенской возвышенности, однако интенсивность аномалии силы тяжести в районе хребта значительно меньше, чем на Хавывенской возвышенности. Это дает основание предполагать, что Ганальский хребет является «бескорневой» структурой и был надвинут на комплекс более молодых отложений. В этой

связи обращает на себя внимание отсутствие на непосредственном стыке Срединного выступа и Ганальского блока отложений ирунейской свиты.

Соседний с севера Северо-Ганальский блок, прослеживающийся от собственно Ганальского блока до стыка с Валагинским хребтом, имеет субмеридиональное простирание и сложен метаморфизованными существенно терригенными верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями. В пределах блока мезозойские отложения изменяют простирание от северо-западного на юге до меридионального — северо-восточного. Блок граничит на западе с новейшими грабенами: на западе с Мильковско-Быстринским, на востоке с Авачинским.

В ядре Валагинского блока вскрываются отложения вахвинской свиты и валагинской серии. На стыке северо-западного склона Валагинского хребта и Центрально-Камчатского прогиба прослеживается разлом, который зафиксирован и сейсморазведочными работами. Он установлен в зоне гравитационной ступени и представляет собой взброс значительной амплитуды (более 3 км). Юго-восточное крыло Валагинского блока горста-антиклинория в бассейне р. Кавычи сложено образованиями ветловской свиты, простирание которой изменяется с северо-восточного в северной части на юго-восточное. Верхнемеловые отложения смяты в узкие часто изоклиналильные складки с крутыми углами падения крыльев, развитые многочисленными разломами и надвигами. Севернее Унанского широтного разлома от Валагинского блока ответвляется горстовое поднятие хр. Широкого субмеридионального простирания. Поднятия хребтов Широкого и Валагинского разделены линейным Шапинским грабеном северо-восточного простирания, выполненным отложениями тюшевой серии и более молодыми вулканидами и осадочными породами и выраженным локальными минимумами.

Тумрокский блок отличается от Валагинского и следующего севернее Кумрокского широким развитием в его пределах неоген-четвертичных вулканидов.

Восточно-Камчатский синклинорий занимает большую часть территории зоны и сложен главным образом маастрихт-палеоценовыми отложениями. Синклинорий граничит с горст-антиклинориями восточных хребтов и полуостровов Кроноцкий и Камчатский Мыс.

В центральной части синклинория прослеживается цепь внутренних антиклинальных поднятий, выраженных линейными положительными аномалиями (Ветловское, Шуберта, Дроздовское, Карымско-Семячинское). В ядре первых двух поднятий вскрываются отложения ветловской свиты. Исследования ГСЗ [22],

выполненные по широтному профилю, подтверждают наличие антиклинального поднятия в районе мыса Шуберта поведением границы с $V_r = 5,2$ км/с, которая устанавливается здесь на глубине 500 м. Карымско-Семьячинское поднятие ($80 \times 25 - 30$ км) полностью закрыто вулканитами Восточно-Камчатского пояса, но четко выделяется по гравиметрическим данным. Мощность перекрывающих поднятие отложений 2—3 км.

Указанная цепь поднятий разделяет Восточно-Камчатский синклиниорий на две зоны, различающиеся по составу, мощности осадков и дислоцированности. Западная зона синклиниория выполнена главным образом маастрихт-палеоценовыми отложениями, мощность которых оценивается в 6—8 км. Они интенсивно дислоцированы, смяты в изоклинальные складки, часто опрокинутые на юго-восток, крылья и осевые зоны антиклиналей, синклиналей осложнены взбросами и надвигами, амплитуда которых достигает 800—1000 м [28].

Восточную часть синклиниория в основном занимают отложения наложенного Тюшевского прогиба, хорошо выделяющиеся по линейным отрицательным аномалиям силы тяжести, интенсивность которых меньше аномалий западной части. Соответственно мощность отложений в восточной части синклиниория меньше — 4—6 км. Здесь характерны линейные и брахиформные складки. Отложения Тюшевского прогиба, имеющие по отношению к подстилающим отложениям маастрихт-палеоценового возраста дефицит плотности, равный $0,1 - 0,4$ г/см³, прослеживаются системой отрицательных аномалий от Кроноцкого перешейка в акватории Кроноцкого залива до устьевой части, а далее до верховьев р. Жупановой, где наблюдается обширный изометричный минимум. Относительно этого минимума существовало мнение, что он обусловлен наличием внутрикорового магматического очага кислого состава [14]. Допускалось также, что на уровне подошвы тюшевской серии или несколько глубже размещаются один или несколько очагов магмы [16]. Значительный дефицит плотности между отложениями валагинской серии и маастрихт-палеоценовыми отложениями, а также между последними и отложениями тюшевской серии позволяет объяснить этот значительный минимум осадочным выполнением Жупановской впадины (8—10 км).

Горст-антиклинорий, по данным морских геолого-геофизических исследований, прослеживается на полуостровах Кроноцкий и Камчатский Мыс, а южнее огибает с северо-восточной стороны Шипунский полуостров [13].

Горст-антиклинорий на Кроноцком полуострове сложен вулканогенно-кремнистыми, эффузивно-пирокластическими и туфогенными обра-

зованиями верхнемелового и палеогенового возраста. Верхнемеловые отложения вместе с телами гипербазитов и габбро образуют ядро структуры, а вулканиты палеогена — ее северо-западное крыло. Интенсивные гравитационные ступени, ограничивающие район Кроноцкого полуострова, свидетельствуют в пользу горстового характера этой структуры. Основываясь на простирации магнитных аномалий О. И. Супруненко [26] выдвинул предположение, что поднятие Кроноцкого полуострова является крайним фрагментом северо-западной структуры подводных Императорских гор, однако, Г. С. Гнибиденко и др. [13] прослеживают горст-антиклинорий в северо-восточном направлении, на полуостров Камчатский Мыс. На отмеченном полуострове основной положительной структурой является Мысовый горст, занимающий юго-восточную часть и отделенный от Восточно-Камчатского синклиниория современной депрессией озер Нерпичье и Столбовое. В северо-восточной части полуострова выделяется Култучный синклиниорий, сложенный главным образом палеогеновыми отложениями и имеющий северо-западное простираие.

Осложняющей структурой на стыке Мысового горста и Култучного синклиниория является Ольховский грабен, выполненный плиоценовыми и четвертичными молассами и выраженный интенсивным минимумом силы тяжести.

На юге к Восточно-Камчатской складчатой зоне относятся структуры Шипунского полуострова и северной части Авачинского залива. Эти участки отличаются очень высоким уровнем гравитационного поля. Связь их с остальными структурами зоны отчетливо не проявлена ни по геологическим, ни по гравиметрическим данным, поскольку они разделены широкой полосой неоген-четвертичных вулканитов.

ЮЖНО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

На территории этой зоны очень широко развиты олигоцен-четвертичные вулканиты, практически слагающие всю территорию, за исключением западной, равнинной части. Характер гравитационного поля зоны очень сложный. В районе сочленения Южно-Камчатской и Восточной складчатых зон в структуре гравитационного поля наблюдается резкий разворот простираения всех элементов с общего северо-восточного на северо-западное. Геологическая же граница складчатых зон привязывается к линии корреляции элементов поля (Авачинский разлом), проходящей по юго-западному борту Ганальской зоны и делящей Начикинскую зону на два блока — Петропавловский и Южно-Быстринский.

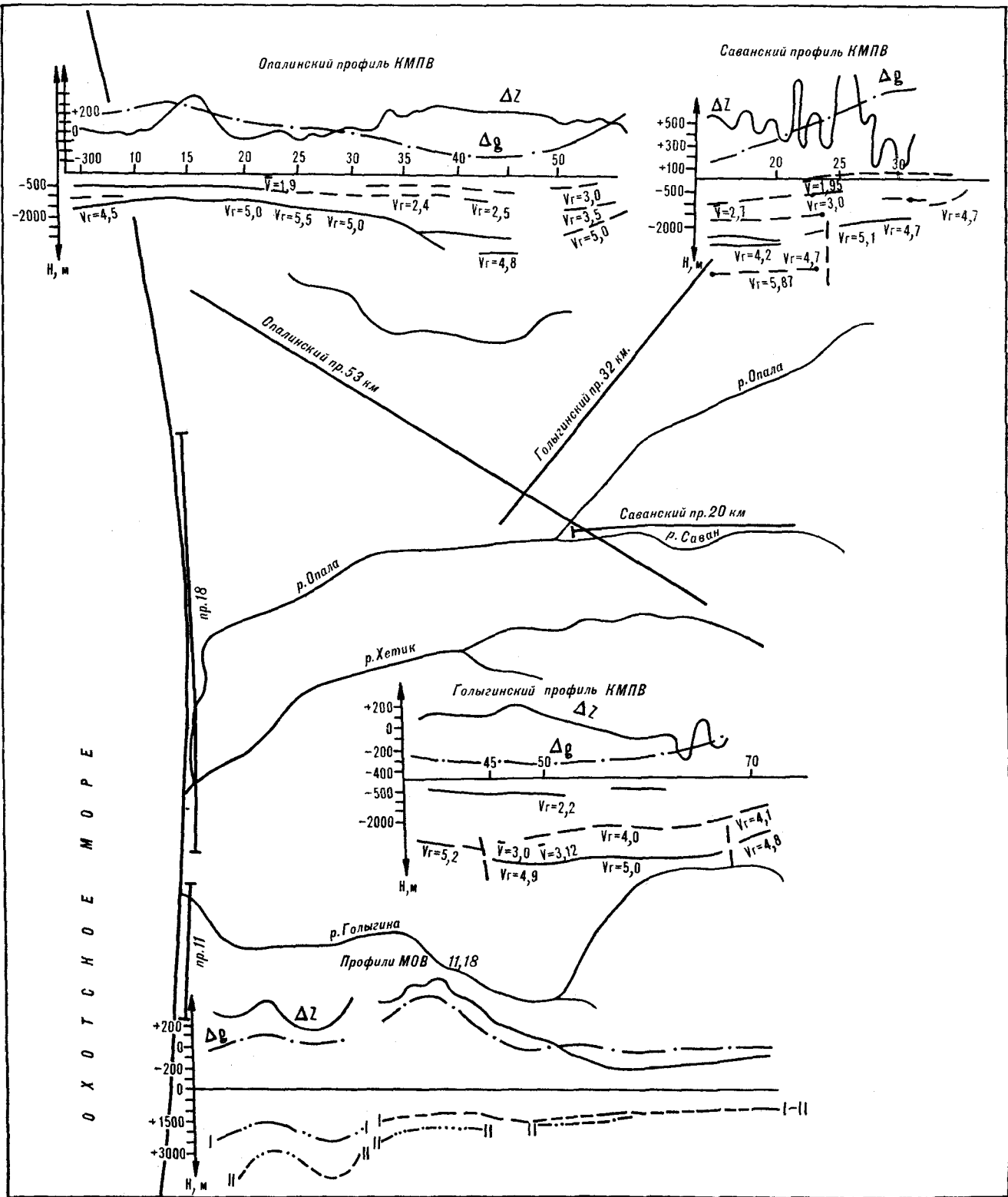


Рис. 4. Профили КМПВ и МОВ в Гольгинском прогибе. I-I и II-II — отражающие горизонты.

Юго-западная граница Южно-Быстринского блока проходит по Вилючинскому разлому. На юг от Вилючинского разлома структуры гравитационного поля в региональном плане приобретают вновь северо-восточное простирание, отвечающее современному тектоническому плану. Характер гравитационного поля в его локальных проявлениях представляет собой сочетание множества аномалий разного знака самой разнообразной формы, размеров и интенсивности. Подобная мозаика свойственна полям распространения вулканитов.

По комплексу геолого-геофизических данных в пределах зоны выделяются последовательно чередующиеся региональные структуры: Ирунейская вулканическая дуга, состоящая из двух горстов — Ункановичского и Плотниковского, Южно-Быстринский блок и продолжающий его к югу Прибрежный горст, отрицательными структурами являются субпараллельные прогибы — Голыгинский и Южно-Камчатский.

В связи с нефтепоисковыми работами наиболее изучен Голыгинский прогиб, представляющий собой продолжение на суше Южно-Охотской глубоководной котловины. По данным проведенных геофизических работ установлены границы прогиба и определена мощность выполняющих его отложений. Голыгинский прогиб имеет ширину не более 30—40 км. Западная граница прогиба с Охотской платформой следует по плавному погружению поверхности докайнозойского основания, которая в пределах Большерецкой плиты находится на глубине 0,5—1 км и в прогибе опускается до 3,5—4 км. Восточная граница имеет тектонический характер, что подтверждается резкими гравитационной ступенью и ступенчатообразным подъемом поверхности докайнозойского основания в бассейне р. Саван (рис. 4). Прогиб сложен главным образом отложениями кавранской и воямпольской серий, содержащих в своем составе значительное количество вулканогенного материала. Присутствие палеоцен-эоценовых слоев в прогибе проблематично; так, Крестовская скважина на глубине 3500 м, т. е. на глубине, близкой к фундаменту, не вышла из отложений гакхинской свиты. В прогибе установлен ряд локальных антиклинальных брахискладок.

Ункановичский и Плотниковский блоки Ирунейской вулканической дуги отделяют Голыгинский прогиб от Южно-Камчатского. Это узкое горстовое поднятие, ограниченное разломами, отраженными гравитационными ступенями, прослеживается в субмеридиональном направлении от Камбального залива до Ганальского хребта цепью положительных и в целом линейных аномалий и на большей своей части закрыто кайнозойскими вулканогенными образованиями. Поднятие сложено образова-

ниями ирунейской свиты. О том, что закрытая часть поднятия сложена отложениями ирунейской свиты и, возможно, более древними образованиями, свидетельствуют находки в туфо-конгломератах алнейской серии бассейнов рек Саван, Опала гальки кремней, филлитов [5]. В роговообманковых диоритовых порфиритах р. Лев. Саван обнаружены ксенолиты амфиболитов. Эти данные подтверждают высказанный нами ранее тезис [3] о том, что полностью компенсированный осадками Голыгинский прогиб заложился на коре континентального типа.

Несмотря на то что мощность неогеновых вулканогенных отложений в пределах Ункановичского горста изменяется от 0 до 2,5 км на юге, интенсивность гравитационного поля резко возрастает в южном направлении.

Южно-Камчатский прогиб практически весь закрыт молодыми вулканическими породами (неоген — квартал) и выделен в основном по гравиметрическим данным. На севере он обрамлен Южно-Быстринским блоком, а по Тихоокеанскому побережью — Прибрежным горстом. Мозаичность гравитационного поля прогиба, скорее всего, обусловлена вулканогенным чехлом. Ширина прогиба 30—40 км, глубина залегания основания, по расчетным данным, 3,5 км.

Южно-Быстринский блок (ранее Начикинская складчато-глыбовая зона) граничит на северо-востоке с Ганальским и Петропавловским блоками горст-антиклинория восточных хребтов и сложен островодужными вулканитами кирганикской свиты и олигоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в складки северо-западного простирания. Замки асимметричных складок наклонены на северо-восток. Блок характеризуется довольно высоким уровнем гравитационного поля, что свидетельствует о неглубоком залегании пород основания.

Прибрежный горст прослеживается от Южно-Быстринского блока вдоль юго-восточного Тихоокеанского побережья и сложен преимущественно вулканогенно-осадочными породами олигоценового возраста, прорванными интрузиями гранитоидов. Горст характеризуется интенсивным положительным полем силы тяжести, которое, однако, не отражает локальных особенностей геологического строения. Природа аномального поля обсуждается отдельно. Складчатые структуры для горста малохарактерны, как и вообще в полях развития кайнозойских вулканитов. Здесь выделяется серия вулканотектонических структур [4].

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Образования Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов занимают значительную территорию и представ-

дляют собой по отношению к фундаменту discordантные структуры. Плотность пород вулканических поясов явно меньше плотности промежуточного слоя (плотность вулканитов пояса $2,5 \text{ г/см}^3$, промежуточного слоя — $2,67 \text{ г/см}^3$), в региональном плане площадями распространения вулканитов поясов могут отвечать минимумы силы тяжести. Как указывает Г. М. Власов [11], преобразование пород обусловлено не только температурой и давлением, но и первичным составом пород, авто- и постмагматическими процессами, которые способны вызвать многообъемный региональный метаморфизм (метасоматоз) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и тем самым их разуплотнение.

Отрицательные поля поясов отличаются сложным внутренним строением. Для вулканических поясов в целом характерна мозаичная рисовка поля, представленная множеством локальных аномалий изометричной и неправильной формы. На фоне этой пестрой картины выделяется ряд положительных аномалий, которые отвечают выходам наиболее древних комплексов отложений пояса. В частности, в пределах Центрально-Камчатского пояса положительным локальным аномалиям отвечают выходы пород анавгайской серии, но следующие южнее максимумы поля Δg такого совпадения с полями развития пород анавгайской серии не обнаруживают и отражают, по всей вероятности, поведение основания пояса.

В северной части рассматриваемого участка ЦКВП, в области сплошного развития четвертичных вулканитов (район вулканов Анауна, Алнея), максимумы поля силы тяжести, имеющие как линейные, так и изометричные формы, очевидно, отражают разрозненные поднятые блоки фундамента. Характер гравитационного поля не дает никаких оснований считать, что под вулканитами пояса погребена крупная антиклинорная структура, как это показано на тектонической схеме Г. М. Власова [12].

В поле силы тяжести довольно четко отражаются и некоторые кольцевые вулканотектонические структуры, например Анавгайская [29], Уксычанская и др. Для перечисленных структур характерны довольно крупные максимумы силы тяжести в центральной части структур, отражающие как поднятие фундамента, так и насыщение его интрузивными и субвулканическими образованиями. Максимумы обычно окружены отрицательными аномалиями, по ним следят кольцевые разломы. В вулканических поясах в гравитационном поле весьма четко отрисовываются кальдеры резкими минимумами овальной или кольцевой формы, близко совпадающие с очертаниями кальдер, отраженных в рельефе (рис. 5), но, как правило, меньше их по размерам. По раз-

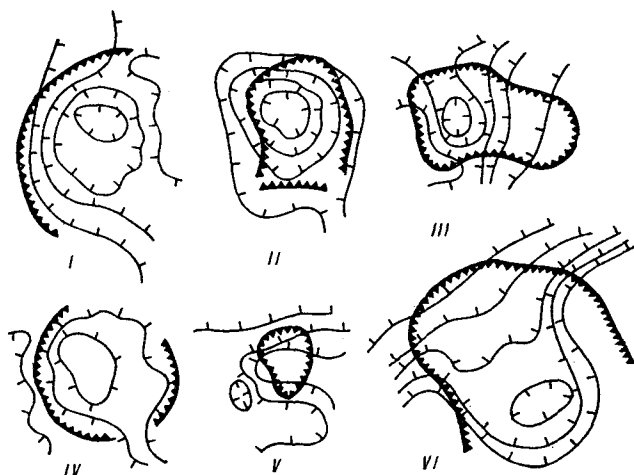


Рис. 5. Примеры морфологии поля силы тяжести в районах кальдер вулканов.

мерам, геофизическим характеристикам кальдеры вулканов Хангар, Опала, Горелого, М. Семьичка весьма близки к кальдерам Японии — Асо, Хаконе, Товада [22].

Однако отмечаются хорошо выраженные в рельефе кальдеры, которые в отличие от вышеохарактеризованных, фиксируются в поле силы тяжести положительными аномалиями (см. рис. 5).

Положительные аномалии Δg отмечаются и на ряде вулканов в центральной части построек и явно связаны с магматическими очагами под ними. На это указывает положительная аномалия в центральной части вулкана Большая Ипелька, приуроченная к серии субвулканических тел основного состава.

СТРОЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО АНОМАЛЬНОГО РАЙОНА

Район отличается от всех известных на Камчатке аномалий значительной протяженностью, чрезвычайно высоким уровнем поля, большой интенсивностью градиента силы тяжести. Аномальный район представлен рядом блоков, значения силы тяжести которых достигают максимальных величин. Спад уровня поля наблюдается в пределах акваторий Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов, где происходит погружение аномальных блоков под воды Тихого океана. Самый южный из выделенных участков протягивается от мыса Лопатки до бухты Вилкочинской и охватывает значительную часть Прибрежного горста, сложенного главным образом палеоген-неогеновыми вулканитами и прорывающимися их гранитоидами. Они в целом характеризуются низкой и сред-

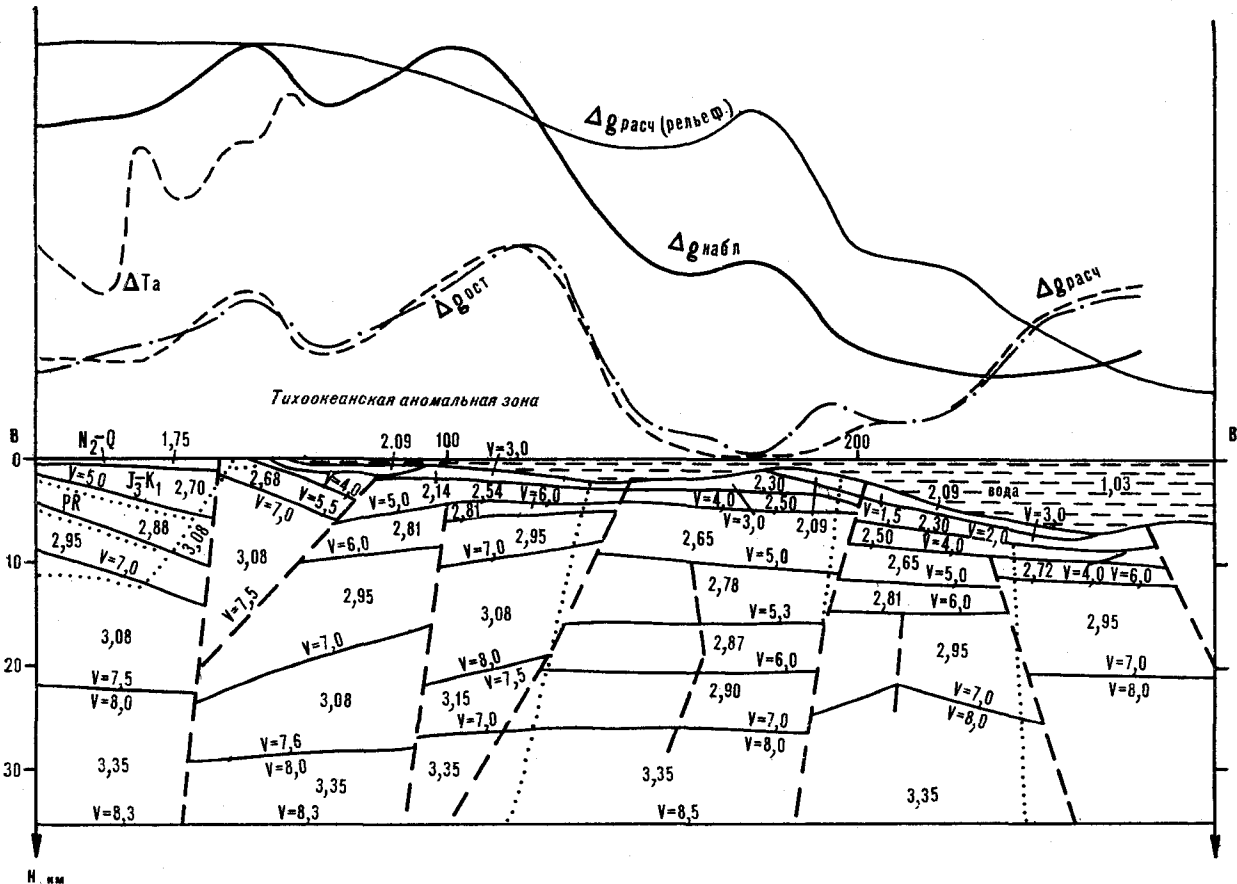


Рис. 6. Плотностной и скоростной разрез по наземно-морскому профилю ГСЗ (скоростной разрез по [7]).

ней плотностью (2,5 и 2,7—2,8 г/см³). Из изложенного ясно, что гравитационный эффект зоны обусловлен не вулканитами и не подстилающими их верхнемеловыми образованиями ($\sigma_{cp} = 2,71$ г/см³). Значительная амплитуда аномалии и интенсивный горизонтальный градиент позволяют предполагать наличие блока на относительно небольшой глубине с плотностью, весьма превышающей плотности известных здесь геологических образований. Севернее, в пределах восточных полуостровов, закартированы габброидные и ультрабазитовые интрузии со средней плотностью около 3,0 г/см³. Уровень поля в районе полуостровов и Южно-Камчатского участка одинаков, все аномальные участки укладываются в единую региональную полосовую аномалию, что обусловлено, по-видимому, их одинаковой геологической природой. Проведенные сейсмические работы (ГСЗ) указывают на наличие в разрезе переходной зоны высокоскоростного и соответственно высокоплотного блока на небольшой глубине [7]. По результатам региональных исследований методом МТЗ [20] вдоль восточного побережья установлен высокоомный блок, западная граница которого совпадает с ограничением Тихоокеанской аномалии в континен-

тальной части. Таким образом, мы располагаем комплексом геофизических данных, свидетельствующих о наличии блока пород с аномально высокими значениями плотности, скорости и сопротивления (рис. 6).

В результате анализа геологических и гравиметрических материалов получено много новых данных по разрывной тектонике рассматриваемого района. Прежде всего следует отметить, что по гравиметрическим данным, пожалуй, впервые установлены широкое развитие сквозных широтных разломов и их значительная роль в блоковой тектонике.

Аналогичную роль широтные разломы играют и в Южно-Камчатской складчатой зоне, где движения по этим разломам определяют ширину и конфигурацию Гольгинского прогиба. Из разломов других направлений особо следует выделить Центрально-Камчатский. Этот линеймент прослеживается через всю рассматриваемую территорию, на юге ограничивая с востока Гольгинский прогиб.

Заслуживают более детального изучения зоны крупных разломов, четко выражающиеся в гравитационном поле, — Шаромского и Вилючинского. Шаромский разлом, отделяющий Срединный выступ от Кирганикского блока,

характеризуется локализацией вблизи него значительных проявлений меди. Вилючинский разлом выделяется сосредоточением в его зоне золотополиметаллических и золотосеребряных рудопроявлений.

Выявленные особенности тектоники района позволяют более обоснованно определить направление поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Тектонические зоны Камчатки // Геология и геофизика.— 1972.— № 4.
2. Апрельков С. Е., Жегалов Ю. З. О вулканических поясах Камчатки // Геотектоника.— 1972.— № 2.
3. Апрельков С. Е. К вопросу о мезозойско-кайнозойском развитии Курило-Камчатской островной дуги // Тектоника дна морей, океанов, островных дуг и континентальных окраин.— Владивосток, 1977.
4. Апрельков С. Е., Ежов Б. В. Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения // Геология и геофизика.— 1978.— № 12.
5. Апрельков С. Е., Попруженко С. В. Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.
6. Апрельков С. Е., Смирнов Л. М., Ольшанская О. Н. Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным.— Владивосток, 1985.
7. Балеста С. Т., Гонтовая Л. И. Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология.— 1985.— № 4.
8. Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки.— М.: Гостоптехиздат, 1961.
9. Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки // Сов. геол.— 1962.— № 6.
10. Власов Г. М. Критерии выделения палеозон Бенюфа // Древние сейсмофокальные зоны.— Владивосток, 1981.
11. Власов Г. М. Природа метаморфической зональности складчатых областей.— Тихоокеан. геология.— 1982.— № 3.
12. Геология СССР.— Т. XXXI: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое строение.— М.: Недра, 1964.
13. Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.— М.: Недра, 1980.
14. Декин Г. П., Зубин М. И. Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки // Геофизические поля Тихоокеанского подвижного пояса.— Владивосток, 1976.
15. Дубик Ю. М., Федоров М. В. Ксенолиты как источник информации о глубинной фазе вулканического процесса // Бюл. вулканол. станции.— 1975.— № 51.
16. Ермаков В. А., Цикунов А. Г., Черных Е. Н. Новая концепция техники и вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология.— 1984.— № 4.
17. Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
18. Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.
19. Марков М. С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой островных дуг.— М.: Наука, 1976.
20. Мороз Ю. Ф. Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ // Геология и геофизика.— 1976.— № 10.
21. Оточкин В. В. Структурные особенности Центрально-Камчатского обращенного мегасвода // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока.— Владивосток, 1982.
22. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом // Тр. Лабор. вулканол. АН СССР.— 1956.— Вып. 11.
23. Потаньев С. В., Мараханов В. И. О глубинном строении Восточной Камчатки и структуре хребта Кумроч // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 215, № 4.
24. Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника.— 1971.— № 3.
25. Супруненко О. И., Шеварц Я. Б. Результаты сейсморазведочных работ КМПВ в Большерецкой впадине // Сов. геол.— 1967.— № 3.
26. Супруненко О. И. О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 206, № 1.
27. Утнасин В. К., Балеста С. Т. Глубинное строение структурных зон Камчатки // Сов. геол.— 1975.— № 2.
28. Шапиро М. Н., Селиверстов В. А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова // Геотектоника.— 1975.— № 4.
29. Шеймович В. С. Особенности развития дочетвертичных вулканотектонических депрессий на Камчатке // Там же.— 1974.— № 6.
30. Шило Н. А., Тузов И. К. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.

УДК 551.243.5 : 551.2 + 551.25(571.66)

С. М. Сеница

К ГЕОЛОГИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОКАМЧАТСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Рассматриваются взаимоотношения между разными минеральными и структурно-текстурными фациями слоисто-метаморфических и гранитоидных пород. На этой основе делается вывод о том, что Срединнокамчатский массив в южной части представляет собой позднемезозойский зональный плутонометаморфический комплекс, сформировавшийся за счет до-

Вопросы строения Срединнокамчатского кристаллического массива обсуждаются долгое время и многие из них продолжают оставаться дискуссионными. Ниже эти вопросы рассматриваются применительно к району верховьев рек Сунтунк, Коль, Воровская и Лунтос, который в течение ряда лет изучался автором.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЙОНА И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ ЕГО ГЕОЛОГИИ

Изученный район (рис. 1) при относительно небольших размерах (около 700 км², т. е. примерно 1/10 площади массива) во многих отношениях достаточно представителен. В его пределах наблюдается значительная часть того разнообразия минеральных и структурно-текстурных фаций слоисто-метаморфических и плутонических пород, которое имеется в Срединнокамчатском массиве. Слоистые метаморфиты здесь представлены рядом переходов от аспидных сланцев и филлитизированных песчаников через хлорит-серицитовые и биотитовые филлиты к гранат-, ставролит- и андалузитсодержащим кристаллическим сланцам и далее к силлиманитсодержащим гнейсам и мигматитам. Будучи разнообразными по своим вторичным, метаморфогенным свойствам, слоистые породы довольно однообразны по первичному составу. В основном это терригенные образования: аргиллиты, алевролиты и песчаники с небольшой примесью грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов и брекчий. Однообразие состава при отсутствии органических остатков затрудняет стратиграфическое расчленение слоистых образований. С давних времен признается, что слабо-

позднемезозойских осадочно-вулканогенных пород и плагиогранитоидов. Отмечается своеобразие деформационной структуры комплекса — наличие гнейсовокупольных форм при отсутствии линейно-складчатых, — позволяющее видеть в структуре Срединнокамчатского массива показательный пример плутонического тектогенеза.

метаморфизованные отложения, развитые в междуречье рек Лев. и Прав. Коль (на северозападе района), сопоставимы с кихчикской свитой из охарактеризованных позднемеловой фауной разрезов сопредельных районов. Вопрос же о стратиграфической принадлежности терригенных пород остальной части района долгое время оставался открытым и решался по-разному. Предпринимались попытки произвести стратиграфическое расчленение на основе метаморфического критерия. При этом среди метатерригенных пород выделялся ряд комплексов, которые датировались в интервале от мезозоя до докембрия. Попытки эти не получили признания, так как с начала 60-х гг. [6] было установлено, что метаморфизм в Срединнокамчатском массиве был полифазциальным и соответственно его изограды не имеют стратиграфического значения. При этом было выдвинуто альтернативное представление, согласно которому все слоистые метаморфиты района принадлежат к кихчикской свите [4, 8].

Как одна из причин, затруднявших выяснение структурных взаимоотношений среди слоистых образований, воспринималось то обстоятельство, что терригенные породы верхней и нижней частей разреза в рассматриваемом районе непосредственно не соприкасаются, будучи разделенными выходами зеленых сланцев. Последнее определялось тем, что эти породы, отвечающие по своему химизму магматитам основного — ультраосновного состава, рассматривались как метаинтрузивные образования, не имеющие стратиграфического значения. При ближайшем рассмотрении, однако, выяснилось, что такая трактовка зеленых сланцев неверна. В этих породах при их макро-

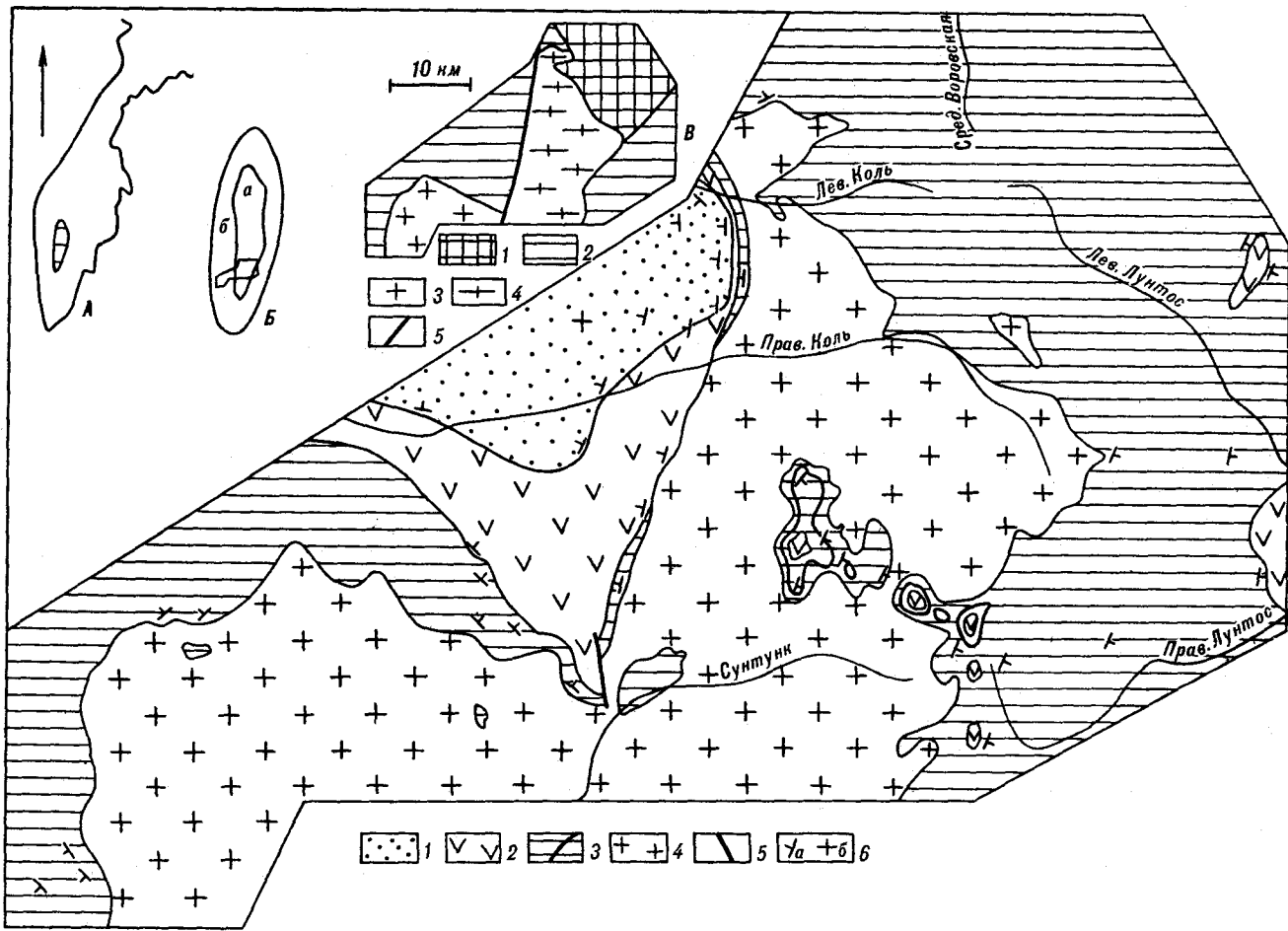


Рис. 1. Геологическая карта южной части Срединнокамчатского массива (район верховьев рек Сунтунк, Коль, Воровская и Лунтос).

1 — кихчикская свита, филлитизированные терригенные породы; 2, 3 — малкинская серия — метавулканыты (2) и метатерригенные породы с прослоями метавулканытов (3); 4 — тоналиты с приконтактовой порфировой фацией; 5 — разрывы; 6 — залегающие слоистости наклонные (а) и горизонтальное (б). Врезка А — местоположение Срединнокамчатского массива. Б — схема его строения: а — гнейсово-мигматитовое ядро, б — зонально-метаморфизованное обрамление. На схеме показан контур изученного района. В — схема распределения минеральных и структурно-текстурных фаций слоисто-метаморфических и плутонических пород в пределах изученного района (по данным М. М. Лебедева, Ю. А. Альбова, А. Ф. Шпагина): 1 — гнейсы и мигматиты; 2 — аспидные сланцы, филлиты, кристаллические сланцы; 3, 4 — тоналиты массивные (3) и гнейсовидные (4); 5 — разлом («краевой шов» Срединнокамчатского массива, по Ю. А. Альбову и А. Ф. Шпагину).

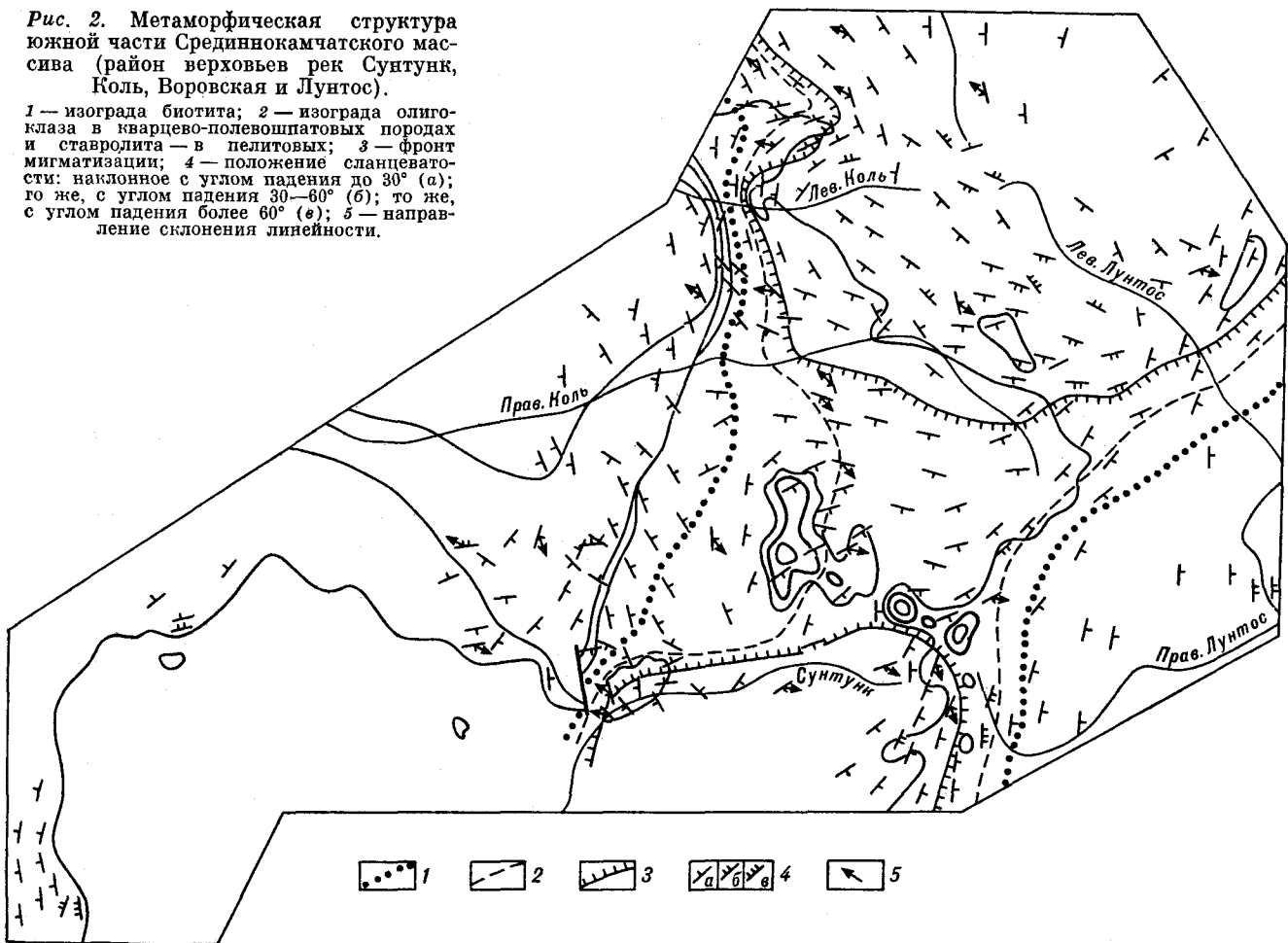
микроскопическом изучении хорошо распознаются структурно-текстурные свойства, характерные для эффузивов и туфов. Контакты зеленых сланцев с черными метатерригенными сланцами повсеместно располагаются согласно со слоистостью последних. Исключение могут составлять локально развитые диабазы, имеющие с вмещающими породами интрузивные взаимоотношения. На границе зеленых сланцев с метатерригенными породами нижней части разреза наблюдается переслаивание тех и других. На верхней же границе подобного переслаивания нет. В то же время в обломочном материале кихчикских песчаников и гравелитов нередко присутствуют породы, сходные с подстилающими зелеными сланцами. С учетом этих данных в настоящее время в районе выделяются три толщи, из которых верхняя залегает на подстилающих породах без видимого

структурного несогласия, но с разрывом, а средняя и нижняя тесно структурно связаны между собой: верхняя терригенная толща видимой мощностью 1000—1200 м, средняя вулканогенная толща мощностью до 700—800 м и нижняя терригенная толща мощностью более 1000 м. В то время как верхняя толща сопоставляется с позднемезозойской кихчикской свитой, две нижние толщи относятся к малкинской серии, широко распространенной в Срединнокамчатском массиве [12] и датированной на основе палинологических данных палеозоем [10].

Выделение маркирующей толщи зеленых сланцев способствовало решению давно дискутируемого вопроса о взаимоотношении разных минеральных фаций слоистых метаморфитов. Установлено, что породы одного и того же верхнего горизонта нижней терригенной тол-

Рис. 2. Метаморфическая структура южной части Срединнокамчатского массива (район верховьев рек Сунтунк, Коль, Воровская и Лунтос).

1 — изограда биотита; 2 — изограда олигоклаза в кварцево-полевошпатовых породах и ставролита — в пелитовых; 3 — фронт мигматизации; 4 — положение сланцеватости: наклонное с углом падения до 30° (а); то же, с углом падения $30-60^\circ$ (б); то же, с углом падения более 60° (в); 5 — направление склонения линейности.



щи, непосредственно подстилающего метавулканы, метаморфизованы в широком диапазоне ступеней от хлорит-серцитовой до ставролитовой. Тем самым было дано фактическое обоснование давно развиваемого представления о полифациальном характере метаморфизма, проявившегося в Срединнокамчатском массиве. Однако в современной трактовке метаморфической геологии массива, в том числе и рассматриваемой его части, этим данным придается ограниченное значение [9 и др.]. Современные представления являются компромиссом между «полифациальной» и долгое время противопоставлявшейся ей «полиарусной» моделями. В настоящее время среди метаморфитов, разные ступени которых вписываются в общую зональность (рис. 2), характеризующую нарастанием интенсивности метаморфизма от окраин массива к его ядру, выделяются три разновозрастных метаморфических комплекса. К ним относятся позднемезозойский кихчикский комплекс филлитизированных терригенных пород, палеозойский зонально-метаморфический малкинский комплекс метатерригенных и метавулканогенных пород и

докембрийский колпаковский комплекс метатерригенных гнейсов и мигматитов.

Переход от противопоставления «полифациальной» и «полиарусной» моделей строения срединнокамчатских метаморфид к их сочетанию представляется вполне оправданным, поскольку, как известно, наложение зонального метаморфизма на полиарусную структуру представляет собой обычное явление. Последнее, однако, не означает, что распространенный в настоящее время вариант компромиссной модели может рассматриваться как вполне достоверный. Слабость этой модели, которая заставляет оценивать все построения как сугубо гипотетические, состоит в том, что остаются слабо изученными взаимоотношения выделяемых метаморфических комплексов.

Кольский гранитоидный плутон, заходящий в пределы рассматриваемого района своей северной частью, полифациален. Слагающие его породы, будучи однообразными по составу, широко изменчивы по структурно-текстурным свойствам. Эти породы традиционно называются плагиогранитами [2], но, как выяснилось при ближайшем рассмотрении [12], в основном

это тоналиты. Они представлены здесь как в собственно гранитной, т. е. массивной, так и в гнейсовой фациях. Эта особенность, присущая всему комплексу плагиогранитоидов Срединнокамчатского массива [2], давно привлекает к себе внимание геологов, но пока не получила общепризнанного объяснения. Нередко высказывается мнение, что разнофациальные гранитоиды разновозрастны [2, 9 и др.]. В таких случаях гнейсоподобные разности обычно относятся к докембрию, а массивные — чаще к мезозою. Это объяснение, кажущееся приемлемым для отдельных участков Срединнокамчатского массива, обнаруживает свою несостоятельность, когда его прилагают к Кольскому плутону. Если в других местах разные структурно-текстурные фации гранитоидов наблюдаются в разных плутонах, то в данном районе они представлены в одном плутоне, и здесь видно, что эти фации связаны между собой постепенными переходами. Учитывая эту особенность, исследователи района выдвинули представление о том, что массивная и гнейсовая фации кольских тоналитов близко-одновременны и сингенетичны [4]. По мнению этих геологов, в Кольском плутоне представлена вся гранитная серия Г. Г. Рида, т. е. все переходы от очага гранитообразования (гнейсовая фация) к интрузивным отщеплениям (массивная фация). Эта модель, однако, осталась слабо разработанной, и при ее рассмотрении легко обнаруживаются противоречия. Так, авторы модели констатируют наличие в кольских гранитоидах явных признаков наложенных преобразований (деформации и перекристаллизации), но вместе с тем предлагают считать наблюдаемое фациальное разнообразие гранитоидов заведомо первичным явлением. Поэтому, в частности, данное объяснение полифациальности Кольского плутона нельзя признать удовлетворительным.

Нерешенным вопросом геологии рассматриваемого района и Срединнокамчатского массива является также и вопрос о формах залегающих кристаллических пород. Суждения, высказываемые на этот счет, противоречивы. В одних случаях подчеркивается простой — купольный — характер структурных форм [7], в других же отмечается сложное сочетание брахиальных и линейных складок [9].

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВОГО ЯДРА МАССИВА И ЗОНАЛЬНО МЕТАМОРФИЗОВАННОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Попытки решить вопрос о взаимоотношении гнейсов и мигматитов с кристаллическими сланцами путем прямых наблюдений в зоне контакта предпринимались многократно, но ус-

пеха не имели, так как контакт не удалось локализовать. Наблюдаемая в зоне контакта картина постепенного перехода объясняется двояко. По одним представлениям, граница распространения гнейсов и мигматитов действительно является нерезкой и представляет собой элемент метаморфической зональности — фронт мигматизации, по другим — контакт является резким, стратиграфическим или тектоническим, а наблюдаемая постепенность — кажущейся, обусловленной вуалирующим воздействием метаморфизма.

Возможность выбора модели, более подходящей к данному случаю, дают наблюдения над распространением и последовательностью проявления в метаморфитах жильных образований. В метаморфизованных породах рассматриваемого района жильные тела распространены повсеместно, начиная от внутренней, прилегающей к изограде биотита, части хлорит-серицитовой зоны. На значительной части метаморфического ареала, вплоть до внешней части ставролитовой зоны, жилы сложены кварцем. Вблизи изограды ставролита нередко наблюдаются две генерации кварцевых жил, при этом жилы более поздней генерации обычно являются полевошпатсодержащими. На расстоянии несколько сотен метров от изограды ставролита в направлении высокотемпературной части метаморфического ареала появляются кварцево-полевошпатовые (аплитовидные и пегматоидные) жилы и прожилки, причем они не сменяют собой кварцевые, а добавляются к ним, будучи при этом более поздними (рис. 3). Далее в том же направлении количество жил возрастает, а состав метаморфогенной серии усложняется за счет появления новых генераций кварцево-полевошпатовых жил. Затем к кварцевым и кварцево-полевошпатовым жилам добавляются жилы гранита, сначала одной, а потом двух генераций (рис. 4, 5). Завершается жильная серия жилами и прожилками мусковит-, гранат- и турмалинсодержащих пегматитов. С удалением от мест появления первых жил гранита количество гранитного материала в мигматитах возрастает. Форма гранитных тел становится более сложной, а их контакты с вмещающими породами — менее четкими. По мере насыщения гранитным материалом мигматиты из жилковатых переходят в небулитовые, что наблюдается, в частности, в верховьях рек Сред. Воровская и Лев. Лунтос, у северной границы района.

Приведенные данные указывают на постепенный характер границы распространения мигматитов и соответственно дают основание считать, что мигматиты являются новообразованием того же метаморфического комплекса, к которому принадлежат окружающие их

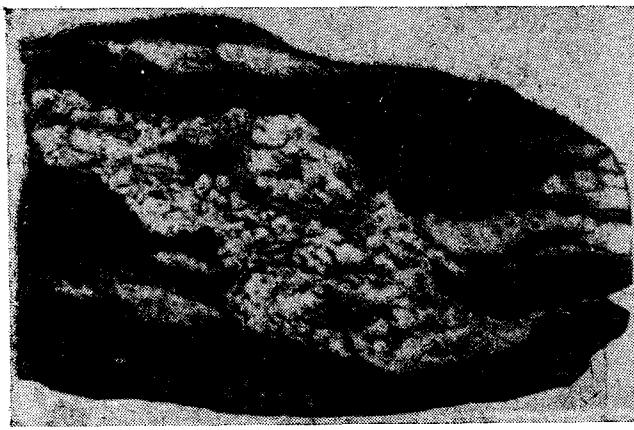


Рис. 3. Мигматит. Кварцевые жилы пересекаются кварцево-полевошпатовой жилой. Полированный штуф. Натур. величина.



Рис. 4. Мигматит. Смятые в складку кварцево-полевошпатовые жилы срезаются недеформированной жилой гранита. Полированный штуф. Натур. величина.

кристаллические сланцы. Фронт мигматизации проходит в породах малкинской серии. Нельзя полностью исключить возможность того, что какая-то часть мигматитов, наблюдаемых на современном срезе, сформировалась по более древним, домалкинским, породам, но достоверных данных на этот счет в настоящее время нет.

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ МАЛКИНСКИХ И КИХЧИКСКИХ МЕТАМОРФИТОВ

При выделении кихчикских и малкинских метаморфитов в качестве самостоятельных комплексов обычно принимается, что метаморфизм тех и других пород происходил в различных условиях и контролировался разными факторами. Малкинский метаморфизм рассматривается как преимущественно термальный, кихчикский же — как сугубо дислокационный. Эти представления, однако, неосновательны. Там, где те и другие метаморфиты наблюдаются в территориально близких участках, они выглядят идентично. Петрографическими методами их различить трудно (если не невозможно). Не удивительно, что ранее, до того, как была осознана маркирующая роль зеленых сланцев, малкинские и кихчикские метакластиты часто путали. И в малкинских, и в кихчикских метаморфитах хорошо проявлена деформационная сланцеватость, так что и те, и другие породы представляют собой метаморфические тектониты. Сланцеватость занимает произвольное положение относительно границы малкинских и кихчикских метаморфитов, являясь, таким образом, транзитной (см. рис. 2). Поэтому логично относить кихчикские метаморфиты к низкотемпературной

зоне того же полифацциального комплекса, к которому принадлежат малкинские филлиты, кристаллические сланцы и мигматиты.

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ФАЦИЙ КОЛЬСКОГО ПЛУТОНА

Облик кольских тоналитов изменяется сопряженно с изменением степени метаморфизма слоистого обрамления. На низкотемпературной

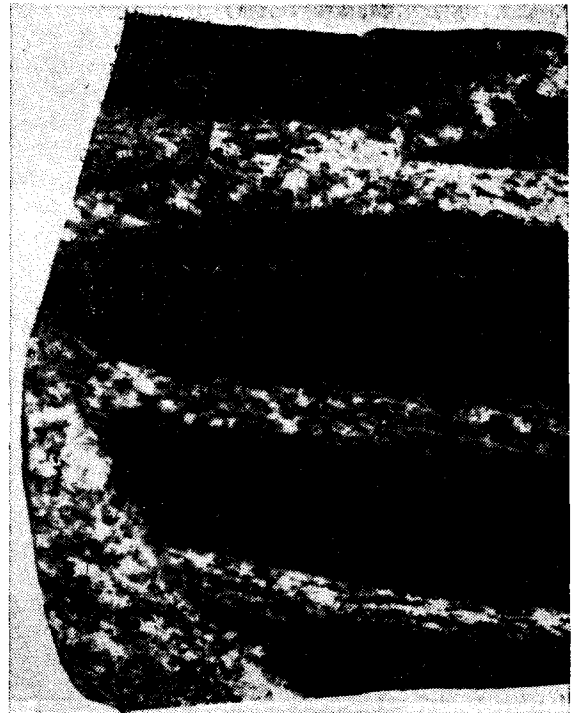


Рис. 5. Мигматит. Жилы гранита I генерации срезаются апофизой гранита II генерации (внизу) и послегранитной жилой турмалин-мусковитового пегматита (наверху). Полированный штуф. Натур. величина.

окраине метаморфического комплекса тоналиты имеют массивную текстуру и типичную гипидиоморфно-зернистую структуру, в высокотемпературном ядре — гнейсовую текстуру и кристаллобластовую или бластомилонитовую структуру. В промежуточных зонах структурно-текстурные свойства являются промежуточными. Рассмотрим зону перехода, двигаясь от массивных разностей к гнейсовым. Начиная от линии, которую обычно обозначают как «краевой шов» Срединнокамчатского массива (см. рис. 1, схема В), и далее к востоку массивные биотитовые тоналиты переходят в хлоритовые бластокатаклазиты типа альпийских «протогинов». Частью эти породы сохраняют первичную массивную текстуру, частью же они принимают вид более или менее сланцеватых тектонитов. Ширина зоны хлоритовых бластокатаклазитов составляет 0,5—2 км. На восточной ее границе хлорит, замесивший первичный биотит тоналитов, в свою очередь, замещается вторичным мелкочешуйчатым метаморфогенным биотитом. Изограда метаморфогенного биотита в тоналитовых бластокатаклазитах на севере плутона подходит вплотную к его границе и далее сменяется аналогичной изоградой в слоистых метаморфитах малкинской серии. В биотитовых бластокатаклазитах первичные выделения кварца часто гранулированы. Нередко грануляцией затрагивается и плагиоклаз. В 0,5—4 км к востоку от изограды биотита бластические новообразования плагиоклаза по составу отвечают альбиту, далее же альбит в бластах сменяется олигоклазом. Линия перехода на севере плутона подходит под углом к его контакту и далее, в слоистом обрамлении, сменяется изоградой олигоклаза в метапсаммитах, с которой примерно совпадает изограда ставролита в метапелитах (см. рис. 2).

Начиная примерно от изограды биотита текстура тоналитов почти повсеместно становится сланцеватой. Структура же пород приобретает своеобразный характер, определяемый смещением с гранитного (крупные выделения плагиоклаза относительно правильной формой зерен) и метаморфогенного (бластические зерна) элементов. Бластические зерна развиты в промежутках между крупными выделениями, но нередко они присутствуют и внутри последних, так что данная структура принимает вид известной структуры «наполненных полевых шпатов» [11]. Исследователи района интерпретируют эту структуру в трансформистском духе, рассматривая сланцевые тоналиты с такой структурой как звено в цепи превращений слоисто-метаморфических пород в гранитоидные [4, 5]. Между тем бластический материал, который в крупных выделениях обычно представлен отдельными зернами или гнездами, имеющими вид захваченных вклю-

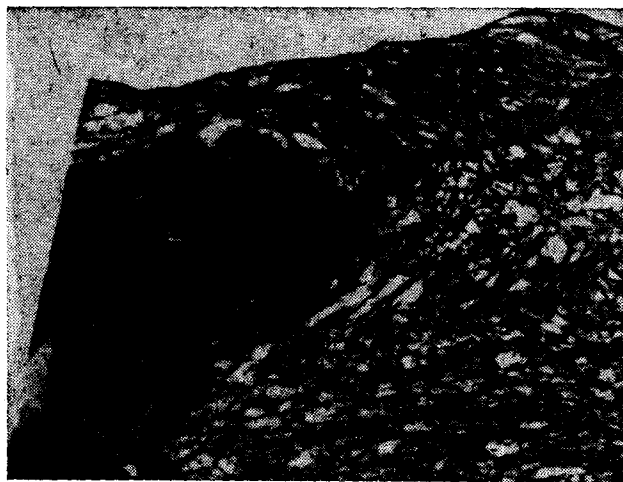


Рис. 6. Включение боковой метатерригенной породы в сланцеватом метатоналите. Полированный штуф. Натур. величина.

чений, иногда слагает также просечки, так что они явно моложе гранитных элементов структуры, а не древнее их, как это предполагается в указанной модели. В соответствии с последней сланцеватые тоналиты должны быть связаны со слоистыми метаморфитами постепенными переходами, тогда как в действительности наблюдаются резкие типично интрузивные контакты (рис. 6). Сказанное позволяет считать более приемлемой в данном случае традиционную интерпретацию структуры «наполненных полевых шпатов», по которой она представляет собой результат метаморфической перекристаллизации гранитоидных пород. Уместно заметить, что трансформистская, или порфиробластовая, модель образования структуры «наполненных полевых шпатов» вообще является сугубо гипотетической, так как в настоящее время неизвестен пример структуры, применительно к которой можно было бы с уверенностью отдать предпочтение этой модели перед метагранитной.

В Кольском плутоне констатированы и явно первичные структурные вариации. Так, в эндоконтактной зоне плутона и в его апофизах нередко наблюдаются переходы от крупнозернистых порфировидных тоналитов к плагиопорфирам. Порфиробластовые фации распознаются в разных зонах плутона вплоть до гнейсовой и повсеместно метаморфизованы изофациально со слоистыми породами, в контакте с которыми находятся. Порфиробластовым фациям тоналитов в экзоконтактной зоне плутона обычно сопутствуют массивные андалузитсодержащие роговики, как и плагиопорфиры, в той или иной мере затронутые диафорической перекристаллизацией и рассланцеванием.

Из приведенных данных логично сделать вывод, что гнейсовые и переходные к ним фации кольских тоналитов являются вторичными, т. е. обязанными своим происхождением наложенному метаморфизму.

Важными для определения места кольских тоналитов в структурной эволюции срединнокампчатских метаморфид являются данные о взаимоотношении этих пород с метаморфогенной жильной серией. В тоналитах, собственная жильная серия которых содержит редкие жилы плагиоаплитов, метаморфогенная жильная серия представлена в полном объеме, начиная от кварцевых жил хлорит-серицитовой ступени метаморфизма и кончая ультраметаморфогенными гранитами и послегранитными пегматитами. Отсюда следует, что кольские тоналиты, обычно рассматриваемые как тесно связанные с явлениями метаморфизма и мигматизма и близкоодновременные с ними [4, 8], в действительности являются дометаморфическими и домигматитовыми.

О ВЗАИМОТНОШЕНИИ КОЛЬСКОГО ПЛУТОНА И ЕГО СЛОИСТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

При такой постановке вопроса, когда тоналитовый плутонизм и метаморфизм тесно связывались между собой, казалось несомненным, что Кольский плутон моложе окружающих его слоистых пород. С установлением дометаморфического характера тоналитов метаморфический критерий определения их относительного возраста потерял свое значение. С уточнением же стратиграфии слоистого обрамления, в частности с выделением маркирующего горизонта зеленых сланцев, выяснилось, что контакты тоналитов со слоистыми породами в картируемом масштабе имеют подчеркнуто согласный характер. Вновь выявленные черты придали Кольскому плутону большое сходство с окаймленными гнейсовыми куполами П. Эскола и соответственно дали основание считать, что плутон древнее окружающих его слоистых пород. Картину согласных соотношений несколько нарушили наблюдаемые в отдельных выходах явно интрузивные контакты, вместе с тем не все метатерригенные породы обязательно должны быть малкинскими. Принимая это во внимание, автор придерживался рабочей гипотезы о домалкинском возрасте кольских тоналитов. С накоплением петрографического материала выяснилось, однако, что эндоконтактные структурные изменения наблюдаются в тоналитах и у контактов с несомненно малкинскими породами. Это потребовало проведения дополнительных наблюдений в зоне контакта с охватом наблюдениями ранее не изу-

чавшейся автором западной, наименее измененной наложенными процессами, части плутона. Наблюдения, выполненные совместно с А. И. Ханчуком, показали, что здесь повсеместно четко выражены типичные эруптивные взаимоотношения, характеризующиеся взаимопроникновениями изверженных и осадочных пород. Зона чередования тех и других оказалась весьма маломощной. Гранитоидные апофизы проникают в слоистую толщу на расстояние, подчас измеряемое дециметрами и первыми метрами. На небольшом удалении от контакта наблюдаются пологозалегающие слои, не несущие следов воздействия плутона. Это в какой-то мере объясняет трудности в определении характера контакта в зонах более интенсивного наложенного метаморфизма, где порой бывает трудно отличить рассланцованный тоналит от парагнейса.

Таким образом, по отношению к малкинской серии Кольский плутон представляет собой согласный, по-видимому пластообразный, интрузив. В литературе трудно найти другой пример сопоставимого масштаба, где бы наблюдалось такое же строгое согласие гранитоидного интрузива со структурой обрамления.

Что касается возрастных взаимоотношений кольских тоналитов с отложениями кихчикской свиты, то прямым наблюдением установить их не удалось, так как в пределах изученного района те и другие не контактируют. Но состав обломочных пород кихчикской свиты, в частности широкое распространение в грубозернистых песчаниках относительно крупных (до 1 мм и более) обломков кварца, кислого плагиоклаза и их сростков, дает основание считать, что кихчикская свита моложе кольских тоналитов.

О СТРУКТУРЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИИ

Поверхности напластования и кровля Кольского плутона описывают простые крупные формы: два антиклиналеподобных поднятия — центральное и западное, — в ядрах которых выходят кольские тоналиты, и разделяющую их синклиналеподобную депрессию, ядро которой слагает кихчикская свита. В своде центрального поднятия слои и кровля плутона залегают субгоризонтально (углы наклона $\leq 5-7\%$). На юго-восточной границе плутона, в истоках р. Прав. Лунтос, отмечается возрастание углов наклона до $35-40^\circ$ (в отдельных местах до $50-55^\circ$). Однако с удалением от контакта углы наклона быстро уменьшаются, и далее, на расстоянии нескольких километров, они обычно не превышают $10-15^\circ$.

В отношении западного края центрального поднятия принято считать, что здесь ядро отделено от слоистого обрамления разломом, который трактуется как звено глубинного краевого шва Срединнокамчатского массива. Между тем прямым данным о наличии в этом месте разлома со сколько-нибудь значительной амплитудой смещения нет. Аргумент, приводимый в пользу разрывного нарушения, — это катаклазированность гранитоидов. Но развитые здесь гранитоидные бластоклазиты составляют часть полифациального комплекса динамотермально метаморфизованных пород, и их распространение контролируется не разрывным нарушением, а метаморфической зональностью. Кровля плутона и слои обрамления ведут себя здесь так же, как и на восточном краю массива: в зоне контакта указанные поверхности наклонены от поднятия под углом $30-45^\circ$, а с удалением от контакта слои выполаживаются. На восточной границе распространения кихчикской свиты ее слои падают к западу под углом $20-25^\circ$. Западнее углы наклона уменьшаются до $5-10^\circ$, а местами наблюдается горизонтальное залегание. В окружении западного поднятия, как и центрального, слои залегают полого, и здесь также местами отмечается некоторое увеличение углов наклона у контакта с гранитоидами.

Хотя геологические тела, входящие в состав метаморфического комплекса, деформированы слабо, слагающие эти тела горные породы, за исключением части тоналитов, представляют собой метаморфические тектониты с хорошо развитой сланцеватостью и нередко сопровождающей ее липецностью. Линейность, выраженная параллельным расположением минеральных обособлений на поверхностях сланцеватости, ориентирована поперек оси поднятия, склоняясь к северо-западу и юго-востоку. Сланцеватость большей частью является пологой, а направления ее падения изменчивы (см. рис. 2). В приосевой зоне Срединного хребта между верховьями рек Прав. Коль, Лев. Коль, Сред. Воровская и Лев. Лунтос она описывает крупную купольную форму, центральная часть свода которой располагается севернее изученного района. Южнее же, в междуречье рек. Прав. Коль и Сунтунк, конфигурация поверхностей сланцеватости становится более сложной. Возможно, это связано с тем, что данный участок находится в промежутке между двумя крупными купольными структурами — указанной выше и расположенной южнее изученного района (Пымтинский купол [7]).

Крупные структурные формы, описываемые поверхностями наложения и сланцеватостью, будучи сходными своей брахильностью, все же не являются тождественными, в силу чего

ориентировка слоистости и сланцеватости, сходная в одних местах, во многих других оказывается различной. В обнажениях, где наблюдается такое несогласование, слоистость нередко образует складки, по отношению к которым поверхности сланцеватости выступают в качестве осевых поверхностей (отсюда впечатление о центральном поднятии как о сложноскладчатом антиклинорном ансамбле [9]).

Поверхности сланцеватости нередко сами смяты в складки, более характерные для высокометаморфизованных пород. Размеры таких складок обычно невелики (дециметры и первые метры в поперечнике). Но на правобережье р. Лев. Лунтос, в ее верховьях, отмечаются складки с размахом крыльев до нескольких сотен метров. Ориентированы складки сланцеватости в том же направлении, что и минеральная линейность, т. е. поперек оси поднятия. Поперечные структурные направления в гнейсово-мигматитовом ядре Срединнокамчатского массива иногда рассматриваются как древние, реликтовые, элементы его структуры [5]. Однако наблюдения во многих выходах показывают, что образование складок сланцеватости было тесно связано во времени с процессами мигматизации, которые участвовали в становлении зонально-метаморфического комплекса. Так, кварцево-полевошпатовые жилы восходящей ветви метаморфогенной жильной серии сминаются в складки, тогда как гранитные жилы кульминационного этапа мигматизации срезают эти складки, следуя их осевым поверхностям (см. рис. 4). Поэтому складки сланцеватости следует признать близкоодновременными и сингенетичными с общей купольной структурой комплекса.

Собственно метаморфическая, или термальная, структура комплекса описывается изолиниями (см. рис. 2). К ним относятся изограды биотита, олигоклаза в кварцево-полевошпатовых эпидотсодержащих породах (с ней примерно совпадает изограда ставролита в пелитовых породах) и фронт мигматизации. Изограды располагаются полого, образуя антиклиналеподобные брахильные формы с широкими сводами, в общих чертах конформные со структурой центрального поднятия. В то же время нередко наблюдается несогласование изоград с границами геологических тел.

Гнейсово-купольная структура метаморфического комплекса южной части Срединнокамчатского массива представляет собой особое явление. Обычно в метаморфитах купольные формы сочетаются со складчатой или складчато-покровной структурой. Такое сочетание трудно поддается геодинамической интерпретации. Отсюда — усилившиеся в последние годы споры о том, что же представляют собой гнейсовые купола: проявления тектонической ак-

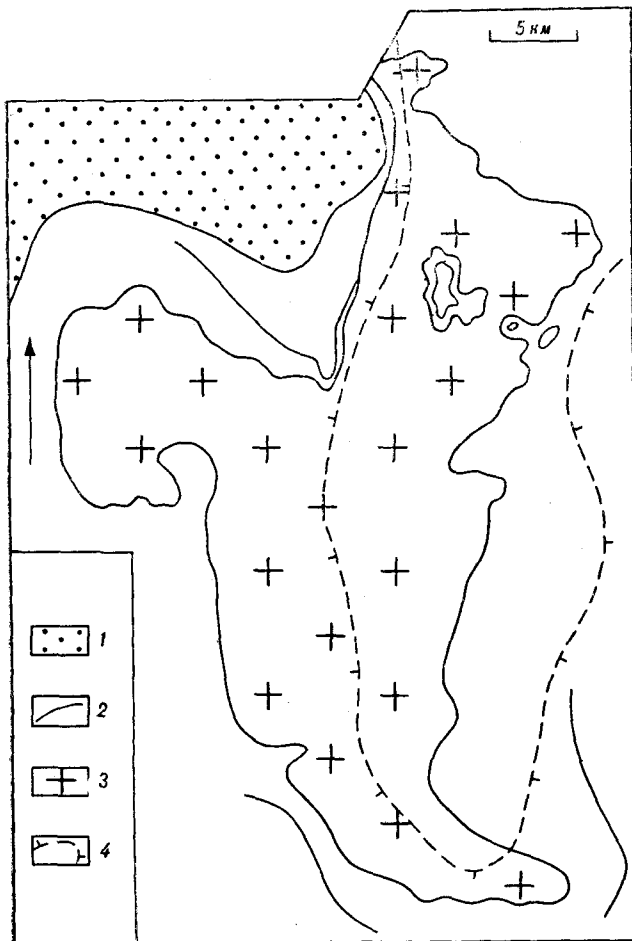


Рис. 7. Расположение ареала распространения высокометаморфизованных пород по отношению к выходу тоналитов.

1 — кичкинская свита; 2 — малкинская серия (линиями внутри поля развития малкинских пород показаны некоторые стратиграфические границы); 3 — тоналиты; 4 — ареал распространения орто- и парагнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев.

тивности плутонометаморфических процессов или результат той же тангенциальной тектоники, которая создает линейно-складчатые формы. В южной части Срединнокамчатского массива последние отсутствуют и купола выступают сами по себе. Логичен вывод, что здесь мы имеем проявления гнейсово-купольной или плутонической тектоники «в чистом виде». Однако и в данном случае имеются сложности.

Поднятия изученного района, центральное и западное, по своему отношению к явлениям метаморфизма сходны в том, что оба они, судя по общей конформности поверхностей сланцеватости с их структурой, формировались одновременно с метаморфизмом. Но по своему положению в термальной структуре эти поднятия существенно различаются. С центральным поднятием совмещено ядро метаморфического комплекса, западное же поднятие расположено на дальней окраине последнего и в термаль-

ной структуре не выделяется. Следует заметить, что и в центральном поднятии согласие термальной структуры не является строгим. Это становится заметным, если рассматривать центральное поднятие с его южным продолжением (рис. 7).

Независимость поднятий от термальной структуры, казалось бы, противоречит представлению о связи их образования с плутоническими явлениями. Именно на этом основании Ю. М. Шейнманн оспорил распространенное мнение о плутогенной природе классических окаймленных гнейсовых куполов карелид Балтийского щита [13]. Однако вывод Ю. М. Шейнманна можно считать оправданным лишь постольку, поскольку он был противопоставлен определенной модели плутогенного куполообразования — модели В. В. Белоусова, согласно которой карельские купола представляют собой не выступы более или менее переработанного основания карелид, каковыми они являются, а магматические интрузии [1]. То же можно сказать применительно к данному случаю: отмеченная независимость противоречит не идеям плутонической тектоники, а применявшейся ранее для объяснения срединнокамчатских куполов конкретной модели, согласно которой рост поднятий был прямым следствием приращения объема пород в результате их метаморфизма [7].

Рассматриваемые соотношения, по-видимому, могут быть объяснены на основе представления о диапиризме в твердом состоянии. Из опытов по воспроизведению явлений диапиризма на слоистых моделях, в которых поверхности питающего слоя изначально придавалась антиклиналеподобная форма [14], известно, что диапиры могут расти как со сводов, так и с крыльев антиклиналей. Поскольку в метаморфитах граница питающего слоя определялась изотермой, этот вывод может быть распространен на метаморфические диапиры в их отношении к термальным антиклиналям. Если поступление тепла в основания последних не прекращается с зарождением диапиров, то термальные антиклинали, продолжая свой подъем, накладываются на растущие поднятия. Постулированная в представлении об «эффekte цоколя» [3] способность массивов кристаллических пород фокусировать тепловой поток и тем самым корректировать рельеф термальных антиклиналей, приспособливая их к своей форме, оказывается недостаточно эффективной для того, чтобы существенно изменить этот рельеф. Поэтому возникают различные соотношения поднятий с термальной структурой, более или менее согласные в поднятиях, сформировавшихся на сводах термальных антиклиналей, и несогласные в поднятиях, возникших на их склонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники // Вестн. МГУ. Геол.—1960.— № 5.
2. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание.— М.: Недра, 1964.— Т. 31, ч. 1.
3. Гитар Ж. К вопросу о герцинском региональном метаморфизме палеозоя и докембрия Восточных Пиренеев // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.— Л.: Наука, 1970.
4. Горбачев С. З., Бубнов В. Д. и др. Плаггиограниты Срединного хребта, их возраст и взаимоотношения с породами метаморфического комплекса Камчатки // Магматизм Северо-Востока Азии.— Ч. 3.— Магадан: Кн. изд-во, 1976.
5. Кузьмин В. К., Жданов В. В. Полиметаморфическая зональность Камчатского срединного массива и ее значение для оценки рудоносности // Тр. ВСЕГЕИ.— 1982.— Т. 238.
6. Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки // Сов. геол.— 1962.— № 11.
7. Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Гузиев И. С. О природе гранитогнейсовых куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны // Тр. СахКНИИ.— 1970.— Вып. 25.
8. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1971.
9. Оточкин В. В. Структурные особенности метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки // Сов. геол.— 1981.— № 2.
10. Смирнов А. М., Марченко А. Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока.— Владивосток, 1976.
11. Структуры горных пород.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1948.— Т. 3.
12. Ханчук А. И. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология.— 1983.— № 4.
13. Шейнманн Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? // Сов. геол.— 1963.— № 1.
14. Talbot C. J. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures // Tectonophysics.— 1977.— V. 42, N 2.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
25 марта 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Нам представляется, что в опубликованной выше статье наблюдаются несоответствия между выводами автора и фактами, полученными в процессе геологических съемок м-ба 1:50 000, проведенных ранее (С. З. Горбачев, 1968 г.) и проводящихся в настоящее время (В. И. Сидоренко, 1985—1989 гг.).

Выделяя зеленые сланцы как маркирующую толщу, автор статьи упрощает задачу стратиграфического расчленения слоистых образований, вмещающих Кольский плутон. Зеленые сланцы представляют собой не что иное, как рассланцованные в тектонических зонах метапикритобазальты, представленные субвулканическими телами, силлами, дайками. Это аналоги габброидов и пироксенитов, распространенных в рассматриваемом районе. С ними связана медно-никелевая минерализация, которая характерна и для метапикритобазальтов. Считать эти образования стратифицированными ошибочно.

Автор утверждает, что контакты Кольского плутона со слоистыми породами имеют подчеркнuto согласный характер, что дало основание считать плутон более древним, нежели окружающие породы. При проведении вышеуказанных съемок и специальных тематических работ (М. М. Лебедев, 1964 г.) наблюдались многочисленные факты интрузивных, рвущих контактов. В эндоконтакте Кольского плутона в западной его части наблюдаются многочисленные ксенолиты аспид-

ных сланцев, которые моложе пород малкинской толщи. Интенсивное воздействие плутона на вмещающие породы выражено в сильном смятии метатерригенных пород, в образовании пятнистых роговиков мусковит-роговиковой фации с развитием порфиробласт андалузита. Автор же статьи говорит о чередовании и взаимном проникновении интрузивных и осадочных пород. Плоскость контакта плутона с вмещающими породами на отдельных участках кажется согласной, но при наблюдении на большом удалении. При непосредственном же изучении контакта всегда наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и его интрузивный характер. Можно спорить, являются ли аспидные сланцы и филлитовидные сланцы вмещающей толщи малкинскими (палеозой — мезозой) или моложе, но они прорываются Кольским плутоном, так что о «домалкинском» возрасте его не может быть речи.

Утверждение автора, что породы кихчикской серии (верхний мел) моложе кольских гранитоидов на том основании, что в грубозернистых песчаниках серии имеются обломки кварца, кислого плагиоклаза и их сростков, необоснованно. В гравелитах и конгломератах кихчикской серии галька гранитоидов не обнаружена, хотя породы Кольского плутона в данном районе доминируют.

ПГО Камчатгеология

В. И. Сидоренко, Э. М. Ерешко, М. М. Лебедев

УДК 550.34 : 551.241/629.783 : 525(571—18)

Н. К. Булин

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

На основе интерпретации наблюдений обменных преломленных волн *PS* от землетрясений, зарегистрированных на 43 стационарных и временных сейсмических станциях, получены уточненные сейсмические данные о строении литосферы до глубины 50, а в отдельных блоках 140 км. Рассматриваются составленные по этим наблюдениям с учетом результатов ГСЗ схемы рельефа поверхности Мохоровичича и распространенности в регионе пологих внутрикоро-

вых сейсмических границ. Наилучшей прослеживаемостью по обменным волнам землетрясений характеризуется граница Конрада на глубине около 20 км. В отличие от большинства предшествующих исследований показано существование в регионе достаточно мощной (37—45 км) земной коры, в том числе в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Рассматриваемый регион относится к числу наименее изученных в СССР в отношении глубинного строения земной коры. На площадь около 3,5 млн км² здесь приходится лишь один

профиль глубинного сейсмического зондирования ГСЗ Магадан — Колыма, отработанный еще в 1959 г. [7]. Основные сведения о глубинном строении литосферы получены по данным

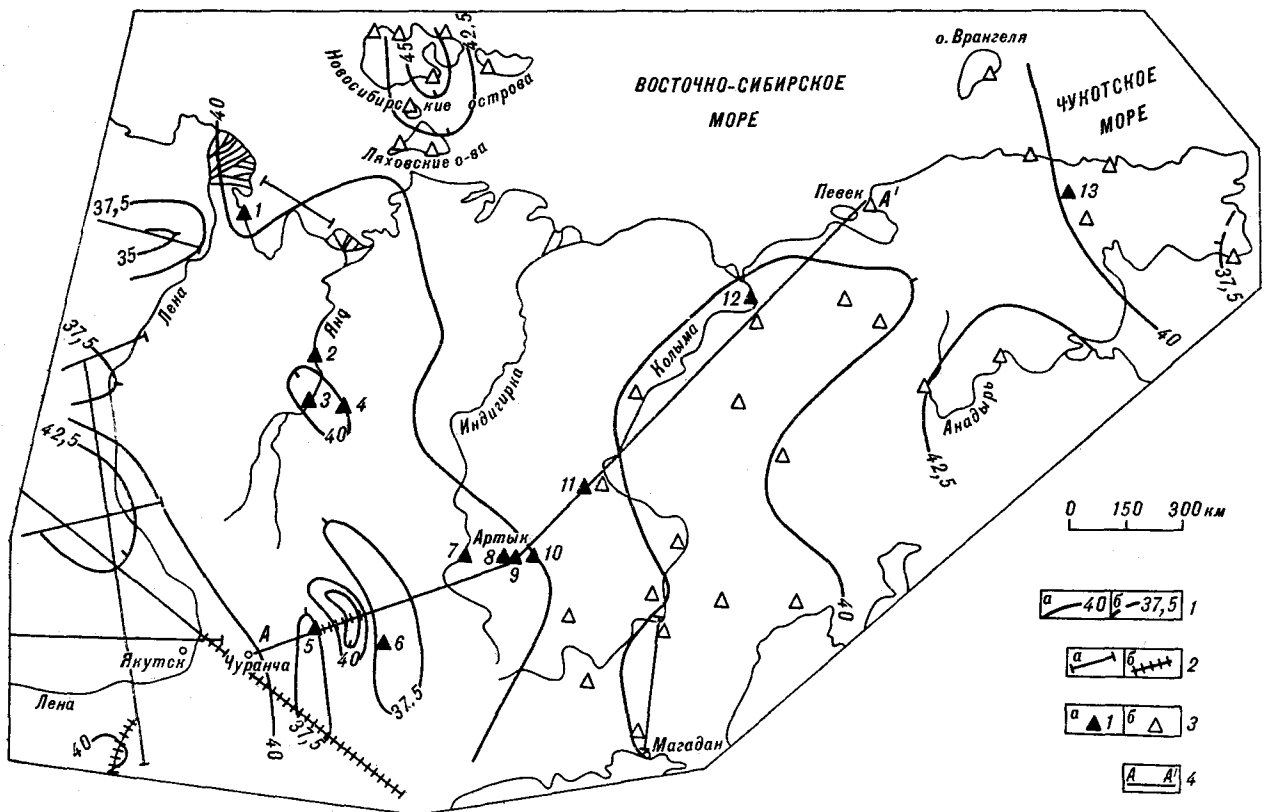


Рис. 1. Схема рельефа поверхности Мохоровичича.

1 — изоглубины границы М, км: а — основные, б — промежуточные (проведены по данным МОВЗ и ГСЗ); 2 — профили глубинных сейсмических исследований: а — ГСЗ, б — МОВЗ; 3 — пункты установки сейсмических станций, где глубина границы М вычислена по волнам *PS* от землетрясений; а — данные приведены в таблице или на разрезе А — А', б — прочие станции; 4 — линия глубинного сейсмического разреза (см. рис. 2).

метода обменных волн от землетрясений (МОВЗ) и количественной интерпретации потенциальных геофизических полей. Оценки структуры земной коры по данным МОВЗ сделаны только для восточной части региона и Новосибирских островов [4, 12, 13]. За последние 15 лет в западной части Верхояно-Чукотской области и на смежных участках Сибирской платформы выполнено несколько профилей ГСЗ и МОВЗ (рис. 1). Для оценки сейсмической опасности здесь организованы новые сейсмические станции, данные которых могут быть использованы для определения строения литосферы по обменным волнам PS от землетрясений.

Предлагаемая статья суммирует результаты глубинных сейсмических исследований за 1963—1982 гг. В ее основу положены данные интерпретации и переинтерпретации наблюдений обменных волн типа PS от удаленных землетрясений, зарегистрированных стационарными и временными сейсмическими станциями.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

К ОБОБЩЕНИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для определения строения литосферы по методике МОВЗ использованы записи землетрясений с эпицентрными расстояниями от 15 до 80°. Волны PS выделены по материалам 22 станций СВКНИИ ДВО АН СССР, 8 станций НПО Севморгео и 13 станций Института геологии ЯФ СО АН СССР и ИФЗ АН СССР. По станциям СВКНИИ ДВО АН СССР были переопределены глубины залегания границ обмена, по остальным станциям выполнена полная обработка материалов на уровне сейсмических лент. Помимо новых оценок строения литосферы под 43 станциями, использованы авторские варианты разрезов МОВЗ по профилю Хандыга — Томпорук (семь станций «Земля») [14], по юго-восточной части профиля Березово — Усть-Мая (30 станций «Черепаша», данные А. В. Егоркина, СРГЭ НПО «Нефтегеофизика»), по северной части профиля Джалинда — Улу (восемь станций гальванометрической регистрации) [4]. Результаты ГСЗ по восточной части профиля Воркута — Тикси (А. В. Егоркин и др.), по профилю Джелинда — Муна (С. В. Потапьев) и другим профилям в пределах Сибирской платформы также принимались в авторских вариантах.

При переопределении глубины границ обмена под станциями СВКНИИ ДВО АН СССР (Магаданская область) значения запаздываний Δt_{PS-P} обменных волн PS относительно родоначальной продольной волны P были взяты в интерпретации С. В. Мишина [12, 13], а скоростные разрезы принимались по данным профи-

ля Магадан — Колыма и других профилей ГСЗ в смежных районах с учетом приповерхностного геологического строения районов установки станций и обобщенной зависимости отношения средней скорости продольных волн \bar{V}_P к средней скорости поперечных волн V_S (параметр \bar{V}_P/V_S) от скорости \bar{V}_P . Пересчитанные глубины оказались систематически на 1,5—3,0 км меньше по сравнению с теми, какие были получены С. В. Мишиным. Это связано главным образом с более высокими значениями параметра $\bar{V}_P/V_S \geq 1,8$ (вместо 1,73, по С. В. Мишину), принятыми нами при расчетах. Заключение о наличии в ранних расчетах глубин систематической ошибки сделано также в работе [18]. Для выявления границы обмена, соответствующей поверхности Мохоровичича (М), был использован критерий «обрыва записи» волн PS , разработанный на основе сопоставления разрезов ГСЗ и МОВЗ в других регионах СССР, в том числе в областях мезозойской складчатости (Н. К. Булин, Е. А. Проняева).

Сопоставление уточненных старых данных с оценками глубин по новым сейсмическим станциям (соответственно Зырянка — Угольная и Анюиск — Черского) показало их удовлетворительное соответствие, за исключением данных, относящихся к границе М. Под указанными парами станций, а также в районе станций Иульгин, Ванкарем, Амгуема граница обмена, относимая С. В. Мишиным к поверхности М, оказалась приуроченной к горизонту K_2 внутри «базальтового» слоя, расположенному в среднем на 5 км выше границы М. Значение этой разности (~5 км) было использовано для приближенной оценки глубины границы М под теми станциями, где волна PS от этой границы не выделена и где определена глубина горизонта K_2 . Аналогичные трудности с выделением волн PS от границы М, обусловленные экраняющим влиянием нижних горизонтов «базальтового» слоя, наблюдаются в других высокосейсмичных регионах СССР. Вышесказанное обуславливает меньшую достоверность оценок мощности земной коры в восточной части региона по сравнению с западной.

С целью регионального обобщения результатов МОВЗ разрезы литосферы, построенные под отдельными станциями, были скоррелированы друг с другом по 12 профилям протяженностью от 450 до 2300 км. Наличие таких профилей в совокупности с данными ГСЗ позволило провести корреляцию границ обмена, дать им примерную «сейсмическую стратификацию». Кроме границы М на глубинах 37—45 км, характеризующейся, согласно данным профиля ГСЗ Магадан — Колыма [7], граничной скоростью волн P $V_r^M \approx 8,1$ км/с, идентифицированными являются горизонты гранитно-метаморфического (A, A_1, A_2) и «ба-

Параметры сейсмических разрезов по наблюдениям МОВЗ на отдельных сейсмических станциях Северо-Востока СССР

Окончание табл.

Название станции	Номер на рис. 1	Индекс границы	Запаздывание обменной волны, $\Delta PS - P$, с	Средняя скорость \bar{V}_P , км/с	Параметр $\frac{\bar{V}_P}{V_S}$	Глубина границы, км
1	2	3	4	5	6	7
Тикси	1	A ₁	2,0	5,95	1,82	14
		K ₁	4,3	6,18	1,77	31
		M	5,0	6,3	1,76	40
		M ₁	5,6	6,35	1,76	44
			6,2	6,45	1,75	49
Сайды	2		1,4	5,35	1,92	8
		K ₁	4,3	6,05	1,8	30
		M	5,4	6,2	1,78	40
Багатай	3		1,5	5,45	1,9	9
		A ₁	2,1	5,7	1,86	13
		K ₁	4,3	6,05	1,8	31
		M	5,1	6,2	1,78	40
		M ₁	6,0	6,3	1,77	46
			8,3	6,65	1,76	66
			10,1	7,25	1,77	89
	13,7	7,65	1,79	121		
	15,1	7,7	1,77	144		
Табалах	4		1,1	5,05	1,96	5,5
			1,5	5,45	1,9	9,0
		A ₁	2,1	5,7	1,86	14
			4,0	6,0	1,81	25
		K ₂	5,0	6,15	1,79	35
		M	5,2	6,2	1,78	40
			9,0	7,2	1,77	80
			11,4	7,55	1,8	103
			15,0	7,65	1,78	136
Хандыга	5		0,9	5,0	1,97	4,8
		A ₁	2,0	5,8	1,83	13
		K	2,8	6,0	1,85	18
			2,9	6,05	1,83	21
		M	5,1	6,2	1,77	38
		M ₁	5,3	6,3	1,77	41
			5,6	6,3	1,77	45
			9,1	7,25	1,77	83
			10,0	7,3	1,78	91
			12,1	7,6	1,8	106
Нежданка	6		1,1	5,6	1,9	6,2
		A ₁	2,1	5,8	1,84	14,5
		M	5,0	6,25	1,77	37
			11,1	7,55	1,8	102
Усть-Нера	7		1,4	5,3	1,93	7,5
		A ₁	2,1	5,7	1,86	14
			3,0	5,9	1,82	21
		K ₁	3,8	6,03	1,80	28
			4,8	6,15	1,79	36
		M	5,1	6,2	1,78	40

1	2	3	4	5	6	7
		M ₁	5,7	6,25	1,77	44
			6,6	6,45	1,76	54
			8,0	6,7	1,76	67
			10,3	7,35	1,79	95
			11,9	7,6	1,8	106
			14,2	7,65	1,8	127
Артык	8		1,0	4,0	2,18	3,1
		K	3,0	5,86	1,83	19
			4,8	6,08	1,79	32
Кобди	9	M ₁	6,3	6,3	1,77	46
Тунгусский	10	M	1,5	5,4	1,91	8,5
			4,9	6,1	1,78	37
Угольная	11	M	4,3	6,05	1,8	30
			5,2	6,2	1,78	40
			7,6	6,55	1,76	59
Черский	12		0,85	4,2	1,97	3,8
			1,2	5,2	1,95	6,5
		A	1,95	5,65	1,87	12,3
		K	2,9	5,9	1,82	20
		K ₂	4,9	6,17	1,78	37
		M	5,3	6,22	1,78	41
			10,3	7,35	1,78	92
Иульгин	13		1,3	5,25	1,94	7
		A	1,9	5,65	1,88	11,5
		K	3,0	5,9	1,82	21
		K ₁	4,1	6,07	1,8	29
		M	5,1	6,2	1,78	39
			6,6	6,36	1,77	52
			8,7	6,75	1,76	69
	9,8	7,3	1,78	89		
	11,0	7,55	1,8	100		
	14,4	7,65	1,78	133		
		A	1,75	5,9	1,82	12
		A ₁	2,2	5,95	1,81	15
		K ₁	4,0	6,17	1,77	29
		M	5,0	6,28	1,76	39
			7,1	6,6	1,75	57

зальтового» (K, K₁, K₂) слоев. Параметры глубинных волн PS и сейсмических разрезов под 13 новыми станциями представлены в таблице. Значения запаздываний волн PS относительно родоначальной продольной волны даны для землетрясений со средними эпицентрными расстояниями около 50—70°.

Для горизонта A, представляющего собой трансрегиональную границу обмена, отражения и преломления сейсмических волн внутри гранитно-метаморфического слоя [3], величина V_г может быть оценена примерно в 6,4—6,5 км/с. Такое значение скорости получено по данным КМПВ-ГСЗ для опорной преломляющей гра-

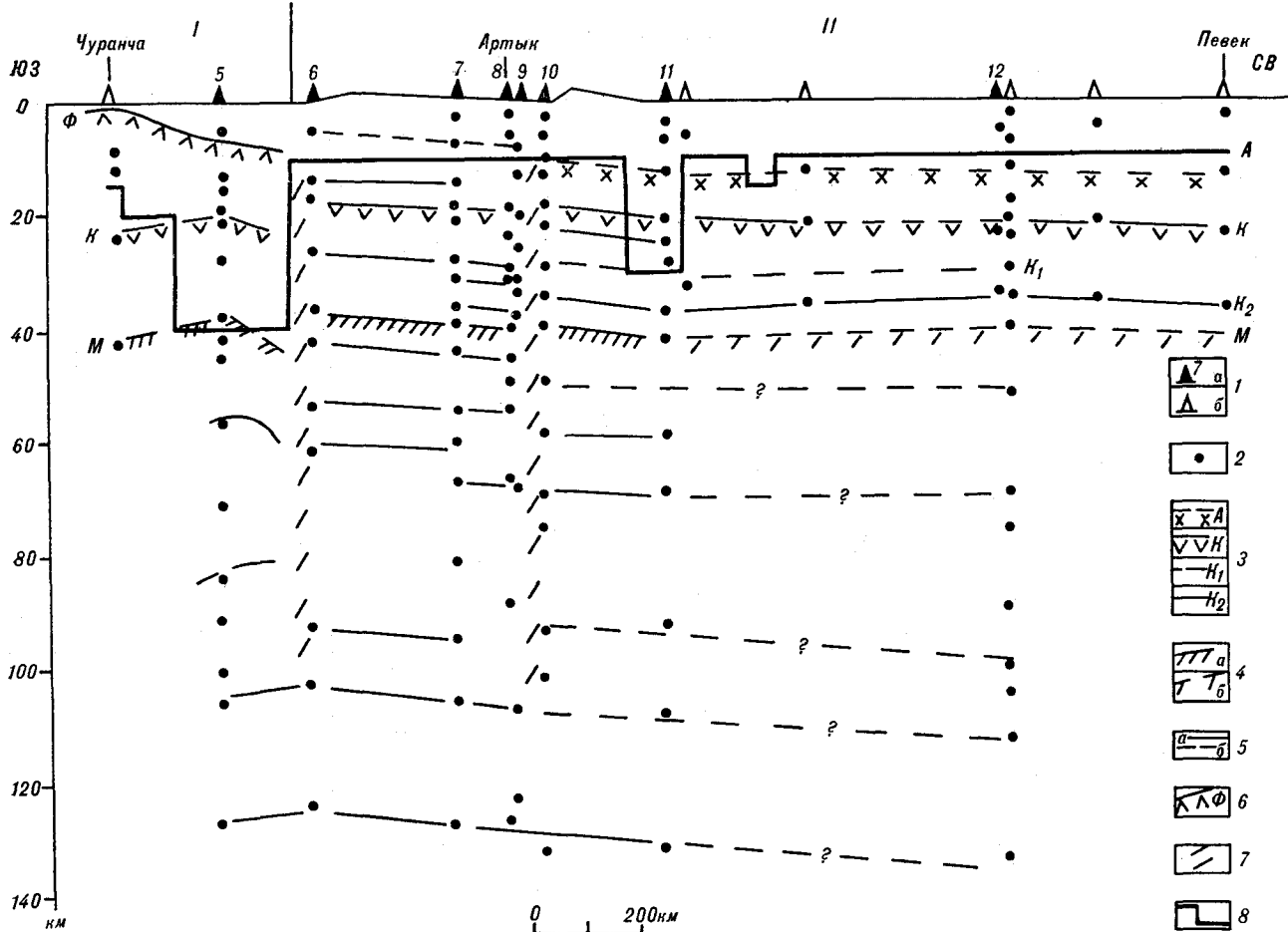


Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез вдоль линии А—А' Чуранча—Артык—Певек по данным МОВЗ (см. рис. 1). Составил Н. К. Булин с использованием материалов С. В. Мишина, И. В. Подварковой, А. В. Егоркина.

1 — сейсмические станции: а — нумерация соответствует рис. 1 и таблице, б — прочие; 2 — отметки глубин границ обмена по наблюдениям волн *PS* от удаленных землетрясений; 3 — идентифицированные по профилю границы обмена: А — в гранитно-метаморфическом слое, К — граница Конрада; K_1 и K_2 — горизонты в «базальтовом» слое; 4 — поверхность Мохоровичича: а — по более полным материалам, б — предполагаемое положение; 5 — прочие границы обмена в земной коре и верхней мантии по более полным (а) и менее полным (б) материалам; 6 — поверхность дорифейского фундамента по геолого-геофизическим данным; 7 — предполагаемые по данным МОВЗ зоны глубинных разломов; 8 — максимальные глубины нижних кромок намагниченных тел верхнего магнитоактивного слоя земной коры (по Л. В. Булиной и М. С. Рябковой, 1979 г.). Над линией разреза тектоническое районирование: I — Сибирская платформа, II — Верхояно-Чукотская складчатая область.

ницы I^k в южной части моря Лаптевых [9], где она располагается в том же интервале глубин (11–12 км), что и опорная граница обмена А в смежном районе Верхояно-Колымской складчатой системы. Величина скорости V_r на уровне поверхности Конрада (горизонт К) оценивается в 6,7 км/с [7]. Что касается горизонта K_1 (глубина 27–33 км), то, судя по данным составленного нами интерпретационного профиля Тикси — о. Бол. Ляховский, на уровне этой границы V_r может достигать 7,5 км/с. Именно такое значение V_r установлено КМПВ-ГСЗ в море Лаптевых для опорного горизонта 31–32 км, который (по нашему мнению, ошибочно) отождествлен Л. И. Коганом с подошвой земной коры.

Глубина освещения разреза на разных участках Верхояно-Чукотской складчатой области различна: в ее западной половине, где имелись

полные наблюдения новых станций Института геологии ЯФ СО АН СССР, глубинность исследований достигает 140 км, в восточной части (к востоку от 150° в. д.), в соответствии с исходными данными С. В. Мишина [12, 13], она не превосходит 52 км. Результаты обобщения всех сейсмических материалов даны в виде схемы рельефа границы М, глубинного разреза и схемы региональной распространенности внутрикоровых границ обмена (рис. 1–3). Последняя представлена для восточной части региона, где сейсмические станции более или менее равномерно распределены на всей площади. Поскольку показатели прослеживаемости границ обмена зависят от их глубины («базальтовые» горизонты устойчивее «гранитных»), то подходы к составлению схемы были разными: для горизонтов гранитно-метаморфического слоя показывались области, где эти

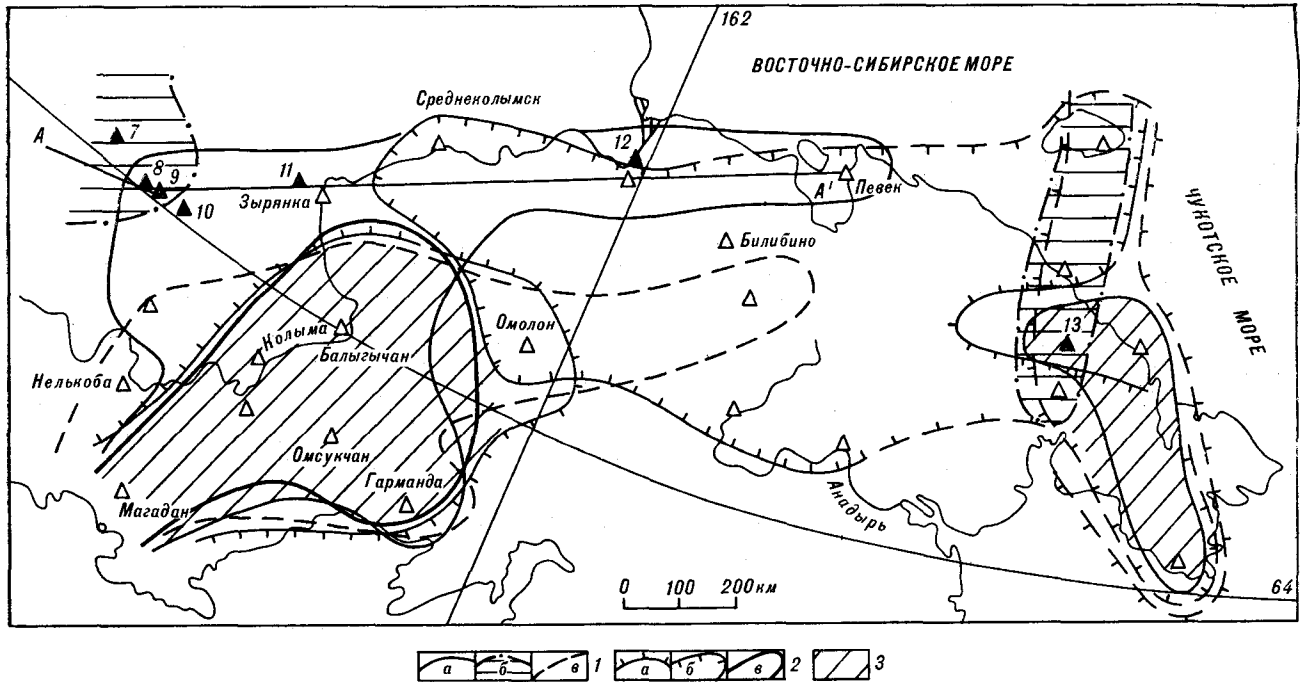


Рис. 3. Схема региональной распространённости пологих внутрикоровых границ обмена волн землетрясений. 1 — примерные контуры основных областей прослеживаемости горизонтов внутри гранитно-метаморфического слоя: а — граница А, б — граница А₁, в — граница А₂; 2 — то же, для областей, в пределах которых не прослежены граница Конрада (а) и горизонты К₁ (б), К₂ (в) внутри «базальтового» слоя; 3 — аномальные зоны, выделенные по совокупности данных о распространённости границ обмена. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

границы были выделены, а для «базальтовых» горизонтов обособлены участки, где эти границы по волнам *PS* выделить не удалось.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

В разрезе земной коры выделяется от трех до восьми границ обмена (см. рис. 2). Относительно устойчивые трансрегиональные сейсмические горизонты (А, местами А₁) начинают прослеживаться с глубины 10—13 км. Наибольшими ареалами прослеживаемости отличаются границы А, К, К₁ и К₂. Самым устойчивым является горизонт К на глубине 17—23 км. Разрозненные, не коррелированные по профилям площадки обмена на глубине менее 8 км отвечают разным скоростным уровням внутри мезо- и палеозойских отложений.

Подобно другим мезозойским складчатым системам Востока СССР (Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской), в рассматриваемом регионе глубинные сейсмические границы характеризуются пологими формами рельефа. Даже для границ верхней мантии в интервале 100—140 км перепад глубин на протяжении около 1000 км не превосходит 15 км. Залегание глубинных сейсмических границ в основном близконформное. В связи с малой плотностью пунктов наблюдений по имеющимся материа-

лам удалось наметить лишь две зоны предполагаемых глубинных разломов, прослеживаемые ориентировочно до глубины ~ 100 км (см. рис. 2). Одна из них соответствует глубинному шву, давно выделяемому по геолого-геофизическим данным в области сочленения Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой системой. Амплитуда вертикальных смещений глубинных границ К и М в зоне этого разлома оценивается примерно в 4—6 км. Из-за большого разрыва в сейсмических наблюдениях между ст. 5 и 6 точное местоположение зоны разлома осталось неизвестным. Учитывая соотношения приподнятого и опущенного блоков земной коры, можно предполагать, что восточный (Сетте-Дабанский) блок надвинут на Сибирскую платформу.

Вторая зона глубинных разломов выявлена по неполным данным в юго-восточных отрогах хр. Черского в пределах плейстосейстовой области сильного Артыкского землетрясения 18 мая 1971 г. (магнитуда 7,1), где Институтом геологии ЯФ СО АН СССР были поставлены три временные сейсмические станции: Артык, Кюбди и Тунгусский (см. соответственно 8, 9, 10 на рис. 1—3). Эта зона разломов выделена в основном по резкому изменению характера сейсмической расслоенности литосферы в интервале от 10 до 100 км, амплитуда вертикальной составляющей смещения границ (< 2 км) не выходит за пределы ошибок МОБЗ.

В связи с малой плотностью сейсмических наблюдений строение верхней мантии по данным МОВЗ охарактеризовано фрагментарно. На разрезе вдоль линии Чуранча—Певек обращают на себя внимание две относительно устойчивые границы обмена, расположенные в интервале соответственно 100—113 и 123—135 км (см. рис. 2). Эти границы ограничивают толщу верхней мантии почти постоянной мощности около 20—23 км, имеющей вид своеобразной пластины, полого погружающейся в сторону Восточно-Сибирского моря.

Рассмотрим схему рельефа поверхности М (см. рис. 1), которая составлена по более полным наблюдениям по сравнению с аналогичной схемой, представленной в работе [2]. В пределах большей части Верхояно-Чукотской складчатой области на обеих схемах преобладают глубины около 40 км. Основные расхождения отмечены в Анюйско-Чукотской складчатой системе, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в районе Новосибирских островов, где, по нашим данным, граница М находится на 5—10 км глубже по сравнению со схемой Н. А. Беляевского и др. [2]. Необходимо отметить, что преобладающие значения мощности земной коры порядка 40 км, установленные по данным МОВЗ, в среднем согласуются с аналогичными определениями по данным поверхностных сейсмических волн от удаленных землетрясений. Согласно [10], анализ дисперсионных кривых волн Рэлея, зарегистрированных на сейсмических станциях Магадан, Сеймчан, Тикси и Якутск, приводит к оценке мощности земной коры в пределах хр. Черского в 38—47 км, а Верхоянского хребта — в 40—44 км.

Наша схема весьма отличается от схемы мощности земной коры, составленной В. Д. Суворовым и З. А. Корниловой по преломленным волнам от близких землетрясений [16]. Согласно этим авторам, в юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы наблюдается значительное, до 24—26 км, утонение земной коры, тогда как, по данным МОВЗ, глубина границы М здесь около 40 км. Столь же велики расхождения данных продольных и обменных волн, но противоположного знака, установленные в прилегающем районе Сибирской платформы (соответственно 62 и 42 км под станцией Чагда, 44 и 38 км под станцией Хандыга). Причина расхождений заключается в некорректности интерпретации наблюдений преломленных волн от близких землетрясений. Основные источники ошибок, допущенных В. Д. Суворовым и З. А. Корниловой, подробно рассмотрены Ю. Я. Ващиловым в дискуссионной статье [16]. Отметим, что одной из причин занижения мощности земной коры в центральной части Верхоянского хребта (26 км под

станцией Батагай) по преломленным волнам близких землетрясений мог быть «перескок» на горизонт в «базальтовом» слое. Горизонт, выделяемый по близким землетрясениям, по-видимому, аналогичен границе с $V_T = 7,5$ км/с ($H \sim 31—32$ км), выделенной при КМПВ-ГСЗ в Янском заливе Моря Лаптевых [9]. Таким образом, данные близких землетрясений, в известной степени согласующиеся с отдельными данными КМПВ-ГСЗ, косвенно указывают на возможность значительной распространенности в Верхояно-Колымской складчатой системе на глубине около 30 км комплексов пород с высокими скоростями сейсмических волн ($V_T \sim 7,5$ км/с), близкими к скорости в верхней мантии.

В западной части региона, отвечающей в основном Верхояно-Колымской складчатой системе, максимальная мощность земной коры (42—45 км) отмечена под Новосибирскими островами (Земля Бунге), главным образом в пределах блока, сложенного со стороны земной поверхности неогеновыми отложениями. Участок минимальной мощности земной коры (~ 37 км), по неполным данным, зафиксирован в юго-западной части Верхояно-Колымской складчатой системы (Сетте-Дабанский антиклинорий).

В пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы, по имеющимся отрывочным данным МОВЗ, мощность земной коры несколько увеличенная по сравнению с таковой Верхояно-Колымской складчатой системы, что не согласуется с существующими представлениями [2, 5]. Обращает на себя внимание то, что область увеличенной мощности земной коры (40—44 км), имеющая восток-северо-восточное простирание, в основном отвечает по местоположению Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, где на земной поверхности развиты существенно липарит-андезитовые комплексы преимущественно мелового возраста. Выделяемый по данным ст. Провидения локальный участок сокращенной мощности земной коры (~ 37 км) соответствует, наоборот, выходам кислых интрузивных пород. Таким образом, просматривается следующая тенденция: на основной части площади Верхояно-Колымской складчатой области увеличенная мощность земной коры (40—45 км) коррелирует с районами, где на земной поверхности преимущественно развиты относительно молодые геологические образования (послетриасового возраста). В районах, где обнажаются более древние комплексы пород (Т, Р и древнее), за редкими исключениями (острова Врангеля, Котельный), земная кора имеет относительно пониженную мощность. Необходимо отметить, что некоторое сокращение мощности земной коры характерно для Колымо-Омолонского срединного массива.

Рассмотрим схему региональной распространенности внутрикоровых границ обмена, впервые составленную по данным региональных исследований МОВЗ (см. рис. 3). Наилучшей прослеживаемостью отличаются границы K и K_2 , из горизонтов гранитно-метаморфического слоя наиболее устойчивым является горизонт А. Области прослеживаемости или отсутствия внутрикоровых границ в некоторых местах перекрывают друг друга, что дает основание выделить аномальные зоны, характеризующиеся специфическими признаками прослеживаемости сейсмических горизонтов. В пределах площади, показанной на рис. 3, выделены две аномальные зоны, одна из которых (Балыгычанская) расположена к северо-востоку от Магадана, а другая (Чукотская) примерно соответствует Чукотскому полуострову. Еще одна зона, расположенная за пределами территории, показанной на рис. 3, намечена в районе Новосибирских островов. Контуры этих зон определены весьма приближенно, их поперечные размеры оцениваются в диапазоне от 300—500 км (Чукотская и Новосибирская зоны) до 500—800 км (Балыгычанская зона).

В пределах Балыгычанской зоны устойчивыми являются горизонты А, A_2 и K_1 , а поверхность Конрада и горизонт K_2 по волнам PS не фиксируются. Сходный, хотя и несколько отличный, набор признаков глубинного строения наблюдается в Чукотской и Новосибирской зонах. В связи с малым объемом исходных сейсмических данных, а также из-за трудностей корреляции глубинных границ при больших разрывах в наблюдениях нельзя исключить возможность ошибок при составлении схем прослеживаемости разных границ обмена. Поэтому заключение о возможной близости строения консолидированной земной коры в пределах всех трех выделенных аномальных зон было бы преждевременным. Тем не менее определенное сходство элементов сейсмической расслоенности земной коры, устанавливаемое по данным МОВЗ для рассматриваемых зон, и наличие признаков, позволяющих отличать эти зоны от смежных блоков литосферы, должны привлечь внимание исследователей при попытках районирования Верхояно-Чукотской складчатой области по особенностям ее глубинного строения.

Природа показанных на рис. 3 аномальных зон и их соотношение с геологическим строением региона пока не ясны. Обращает на себя внимание определенная корреляция этих зон с расположением докембрийских срединных массивов. Так, выделяемая нами Чукотская аномальная зона примерно соответствует Восточно-Чукотскому срединному массиву редуцированного типа, а Балыгычанская зона частично

приурочена к Омолонскому срединному массиву «смешанного типа» [11].

Специфической особенностью Балыгычанской аномальной зоны является относительно широкая распространенность среднепалеозойских и мезозойских существенно липарит-андезитовых комплексов пород. Сопоставление рис. 3 с Картой щелочных формаций [8] показывает, что к восточной границе рассматриваемой зоны приурочены Омолонский и Бургалийский щелочные комплексы пород среднего — верхнего карбона и палеогена. Нельзя исключать, что возникновение и формирование аномальных признаков сейсмической расслоенности земной коры в пределах Балыгычанской зоны причинно связано с повышенной интенсивностью щелочного магматизма вдоль ее восточной границы.

СООТНОШЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ С ДРУГИМИ МОДЕЛЯМИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Соотношение сейсмической и магнитной моделей представляется в следующем виде. Согласно расчетам Ю. Я. Ващилова [5], полигон распределения нижних ограничений намагниченных масс, создающих региональные аномалии магнитного поля на территории Северо-Востока СССР, имеет главную моду 6 км и вспомогательную 10 км. Л. В. Булиной и М. С. Рябковой по массовым оценкам наряду с основным уровнем максимальных глубин H_2 нижних кромок около 10 км на некоторых относительно локальных участках были получены и более высокие значения H_2 [6]. Один из таких участков ($H_2 \leq 30$ км) приурочен к Момо-Зырянской впадине (см. рис. 2, станция 11). На разрезе отчетливо видно отличие восточной части Сибирской платформы от смежных участков Верхояно-Чукотской складчатой области по характеру распределения и значениям максимальных глубин H_2 . Обращает на себя внимание, что в обоих регионах уровни максимальных глубин H_2 имеют тенденцию локализоваться вблизи основных сейсмических границ — горизонта А, границ K , K_1 и М. Аналогичные данные получены и по другим регионам СССР [6].

Соотношение сейсмической и гравитационной моделей верхней литосферы региона представляется в следующем виде. Оценка гравитационной (плотностной) модели, в том числе мощности земной коры, по гравиметрическим данным производилась И. В. Беляевым, Г. И. Каратаевым, А. А. Николаевским, Г. И. Штехом, Э. Э. Фотиади и другими. При этом для одних и тех же участков были получены существенно разные результаты. Например, для района

Верхоянского хребта оценки мощности коры колеблются от 35 до 50 км. Более полные и детальные результаты получены Ю. Я. Ващиловым на основе применения ЭВМ для моделей аномальных объектов, имеющих форму вертикальной ступени [5]. Согласно его данным, средняя глубина кровли «базальтового» слоя на Северо-Востоке СССР — 20 км, а поверхности М — 34 км. Если первая цифра полностью соответствует приведенным в статье сейсмическим данным, то вторая отвечает глубине сейсмического горизонта K_2 , расположенного на 4—6 км выше границы М. Как отмечалось, аналогичный «перескок» с границы М на более высокий уровень был допущен и ранее при интерпретации наблюдений волн PS [12, 13].

Помимо упомянутых плотностных контактов, на гистограммах глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей Ю. Я. Ващиловым выделены границы 4,8 км; 7,4; 10,0; 15,5; 24,0—27,0; 47; 72; 100—110; 160 и 220 км [5]. В зависимости от местонахождения в пределах региона одна и та же плотностная граница может соответствовать разным сейсмическим горизонтам, что исключает возможность отыскания более тонких взаимосвязей сейсмических и гравитационных данных. Особый интерес вызывает граница 100—110 км. Согласно Ю. Я. Ващиллову, она располагается в кровле слоя с плотностью 3,5—3,6 г/см³ и имеет трансрегиональный характер (отмечена по гравитационным данным под Западно-Сибирской низменностью, Охотским морем, в северо-западных районах Тихого океана, в Восточном Средиземноморье) [5]. По направлению от континентальных районов Северо-Востока СССР к северо-западной окраине Тихого океана глубина этой плотностной границы увеличивается от 100 до 110 км, что полностью согласуется с сейсмическими данными (см. рис. 2).

Интересные особенности глубинного строения выявляются при сопоставлении сейсмической модели с тепловой моделью на уровне Схемы распределения температуры на глубине 10 км [17]. Сравнение моделей показывает, что интенсивно проявленная Верхоянская тепловая аномалия, оконтуренная изолинией 300 °С, совпадает по местоположению с блоком лито-

сферы, ограниченным глубинными разломами в районе сейсмических станций 6, 9, 10 (см. рис. 2). На основе геотермических данных этот блок рассматривается как область разуплотнения корового вещества. В юго-западной части рассматриваемого блока, по наблюдениям МТЗ [15], в интервале глубин 20—30 км фиксировано тело аномально высокой электропроводности, предположительно связываемой с процессами частичного плавления вещества «базальтового» слоя, что согласуется с позднее полученными геотермическими данными. Рассмотренный пример указывает на возможность установления определенной корреляции между сейсмическими и тепловыми моделями.

Обобщая содержание статьи, можно сделать следующие основные выводы.

1. В отличие от большинства предшествующих исследований показано существование в регионе достаточно мощной (37—45 км) земной коры, в том числе в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наилучшей прослеживаемостью по обменным волнам землетрясений характеризуется граница Конрада на глубине около 20 км.

2. На основании проведенного районирования восточной части региона по устойчивости проявления в разрезе пологих сейсмических границ получены качественные данные о возможной связи аномалий внутрискоровой сейсмической расслоенности с интенсивностью щелочного магматизма.

3. Соотношение уточненной сейсмической модели верхней литосферы с другими геофизическими моделями представляется в следующем виде: а) для Верхояно-Колымской складчатой системы отмечается корреляция тепловой модели (до глубины 10 км) с блоковостью земной коры, установленной по данным МОВЗ; б) уровни максимальных глубин нижних ограничений намагниченных тел имеют тенденцию локализоваться вблизи основных сейсмических границ; в) наилучшая корреляция сейсмического разреза и гравитационной (плотностной) модели, составленной Ю. Я. Ващиловым, отмечена для глубин около 20 и 100—110 км, где располагаются соответственно граница Конрада и кровля слоя с плотностью пород 3,5—3,6 г/см³.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверисов Г. П. Сейсмичность и глубинное строение земной коры в области континентального продолжения Срединно-Арктического пояса землетрясений (море Лаптевых и Новосибирские острова): Автореф. канд. дис. ... — Л., 1978.
2. Беллевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. — М.: Недра, 1974.
3. Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 8.
4. Булин Н. К., Афанасьева Н. А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геол. — 1972. — № 10.
5. Ващилов Ю. Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1984.
6. Глубинное строение и геодинамика литосферы / А. А. Смыслов. — Л.: Недра, 1983.

7. Давыдова Н. И., Шеварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан — Колыма // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР.— Л.: Гостоптехиздат, 1962.
8. Карта размещения и минерагенической специализации щелочных магматических формаций территории СССР. М-б 1:10 000 000/М. П. Орлова, В. И. Краснов.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
9. Коган А. Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых) // Геофизические методы разведки в Арктике.— Л.: 1974.— Вып. 9.
10. Ландер А. В., Левшин А. Л. и др. Особенности глубинного строения севера Евразии по данным поверхностных сейсмических волн // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 1.
11. Малышев Ю. Ф., Бранский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.
12. Мишин С. В. Сейсмологические исследования в Магаданской области (опыт инструментальных оценок сейсмической активности и строения земной коры): Автореф. канд. дис. ...— М., 1971.
13. Мишин С. В., Мишина Л. В., Море А. Г. Выделение обменных волн на сейсмограммах для оценки положения сейсмических границ в земной коре // Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979.
14. Подваркова Н. В. О возможности исследования глубинных границ раздела проходящими обменными волнами // Региональные геофизические исследования в труднодоступных районах.— Новосибирск: Наука, 1974.
15. Рокитянский И. И., Харин В. П., Штег Г. И. Аномалии электропроводности под Южно-Верхоянским синклиналием // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1973.— № 3.
16. Суворов В. Д., Корнилова З. А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы (по близким землетрясениям) // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.
17. Схема распределения температуры в земной коре территории СССР на глубине 10 км. М-б 1:10 000 000/У. И. Моисеенко.— Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
18. Шило Н. А., Ващилов Ю. Я. Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
8 октября 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Изученность глубинного строения Верхояно-Чукотской складчатой области сейсмическими методами является в настоящее время весьма слабой. Поэтому материал, обобщающий в приведенной выше статье результаты сейсмических исследований предшествующих лет, не является представительным. Существующая сеть временных и постоянных сейсмостанций и профилей ГСЗ не позволяет однозначно утверждать, что мощность земной коры рассматриваемого региона колеблется в пределах 37—45 км. Так, определения мощности коры методом МОВЗ в бассейне среднего и нижнего течения р. Индигирки, в междуречье нижнего и среднего течения рек Колымы и Яны (где

мощность, по данным гравиметрии, составляет около 35 км), рек Яны и Лены, занимающих обширные территории, практически не выполнялись. Автор не выделяет тот аспект проблемы использования МОВЗ, что получаемые по данным МОВЗ сведения о разрезе земной коры и верхней мантии во многом предопределяются принятыми постулатами о числе границ обмена волн в земной коре и верхней мантии, о скоростном разрезе, о природе границ обмена и т. д. Особенно важен последний вопрос, поскольку на рассматриваемой территории существуют районы с недоразвитым или подвергнутым деструкции «гранитным» слоем.

СВКНИИ ДВО АН СССР

Ю. Я. Ващилов

УДК 550.83 : 553.411 (571.6 + 571.56)

В. А. Абрамов

К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ДНА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И ПРИЛЕГАЮЩИХ КОНТИНЕНТОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

(на примере сочленения Алданского щита и Охотоморской плиты)

Описана методика экспрессной оценки глубины и формы аномалиеобразующих трехмерных плотностных объектов по гравитационному полю. В качестве элементарного тела принимаются круговые верти-

Исследование региональных и локальных геологических особенностей Земли и закономерностей пространственного размещения месторождений полезных ископаемых территории невозможно без изучения глубинного строения земной коры и мантии в пределах конкретного региона. Реализация этой сложнейшей задачи возможна только при разработке объемных геолого-геофизических моделей региональных глубинных и локальных структур на основе комплексных геофизических данных. Особая роль отводится здесь расчету и моделированию гравитационного поля, наиболее изученного для суши и акваторий, включая окраинные моря Тихоокеанского бассейна. Следует отметить, что вопросы количественной интерпретации гравитационных аномалий являются сейчас также наиболее разработанными для двух- и трехмерных объектов. Единого, стандартного подхода к методике геофизического (в том числе гравиметрического) моделирования глубинных структур у исследователей не существует, поэтому при интерпретации одних и тех же фактических данных могут получаться (в силу неоднозначности) различные геологические результаты, особенно для трехмерных объектов. Комплексный подход зачастую нельзя осуществить на практике в связи с неравномерностью геолого-геофизической изученности территории разными методами.

Автором разработана специальная методика геофизического моделирования глубинных трехмерных структур земной коры и мантии на основе гравитационных аномалий. Эта методика отработана при изучении глубинного строения Алданского щита [1] и может быть применена при изучении структур (аномалий) дна окраинных морей и Тихоокеанской акватории

кальные цилиндры. На основе этой методики проведена количественная интерпретация гравитационного аномального поля по широтному геотраверсу от Алданского щита до Курильских островов.

в целом. При этом двухмерные объекты и аномалии интерпретировались с помощью соответствующих палеток и номограмм вручную или на ЭВМ. Сущность же новой методической разработки, условно названной «методикой комбинированного расчета и моделирования по аномалиям силы тяжести в редукции Буге (ΔG_a)», состоит в следующем. Операция геофизического моделирования по ΔG_a глубинных, вскрытых и невскрытых геологических структур, ограниченных по простиранию в плане, раскладывается на три основных этапа (независимо от того, раздельно или совместно могут решаться прямая и обратная задачи): 1) начальное — нулевое приближение модели (определение эффекта от объекта для прямой задачи в гравитразведке) трехмерного объекта любой формы (по вертикали тело может быть каким угодно большим); 2) точный подбор модели объекта (окончательное решение прямой задачи); 3) контрольный независимый подбор на ЭВМ окончательного варианта модели объекта. Главное отличие предлагаемой «комбинированной» методики от традиционных состоит в том, что в ней использован новый (универсальный) способ «процентных соотношений», предложенный автором [2], и она позволяет решать в комплексе обратную (нахождение аномальных масс) и прямую (нахождение гравитационного эффекта от объекта) задачи геофизики, причем многократно и оперативно. Это повышает качество и достоверность подбора и построения глубинных разрезов по геотраверсам.

Предварительный этап, предшествующий непосредственно моделированию, включает анализ исходного гравитационного поля в плане (по карте) и в разрезе (по графикам), выделение аномалий для дальнейшей интерпрета-

ции, их классификации по рангу на двух- и трехмерные и по порядку с учетом размера. Расчет и моделирование двумерных объектов производятся с помощью соответствующих палеток и номограмм вручную, а также с помощью программ подбора, реализованных на ЭВМ. Моделирование трехмерных объектов различного порядка осуществляется поэтапно по описанной ниже методике.

На первом этапе, при уверенном выделении регионального фона на графиках ΔG_a и отделении локальных составляющих от трехмерных объектов, применяются элементарные способы вычислений от объекта самой простой формы. Для этого источник конкретной аномалии ΔG рекомендуется отождествлять с шаром, т. е. начальное (нулевое) приближение модели — это шар с верхней кромкой на поверхности или на любой расчетной глубине. С целью примерного ограничения аномалиеобразующих масс в нижнем полупространстве по локальной аномалии ΔG или по ее функциям V_{xz} , V_{zz} , V_{zzz} вычисляются необходимые исходные параметры: центр тяжести (h_n), радиус (R), глубины залегания верхней и нижней кромок (Z_1 , Z_2), ориентировочная плотность (σ) для нескрытых тел — иными словами, основа для осуществления первого и последующих приближений модели второго этапа. В сложных случаях, когда затруднительно однозначно выделить из наблюдаемого поля региональный гравитационный фон, а соответственно и конкретную локальную аномалию, исходное поле ΔG_a пересчитывается в нижнее полупространство по усовершенствованной методике В. М. Березкина по программам АСОГ на ЭВМ типа ЕС (вычисление полного нормированного градиента аномалии силы тяжести в нижней полуплоскости — C_n^n) [3]. По характеру распределения пересчитанного вниз поля ΔG_a (аномальные значения изолиний C_n^n , положение экстремумов) оконтуривается примерное положение аномалиеобразующих масс положительного и отрицательного знаков в случае сложной, произвольной формы объекта, тем самым осуществляется операция нулевого приближения модели даже вскрытого геологического объекта (см. график ниже). Выполняя расчеты первого этапа на разрезах для простых и сложных тел (аномалий) соответственно по первому или второму варианту, полагают примерную изометричность аномалиеобразующего тела. Следует подчеркнуть важную особенность предельных оценок параметров начальной модели объекта шарообразной формы: полуширина аномалии прямо связана с глубиной положения центра тяжести гравитирующих масс; при равенстве размеров аномалий увеличение амплитуды локальной аномалии (интенсив-

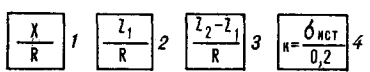
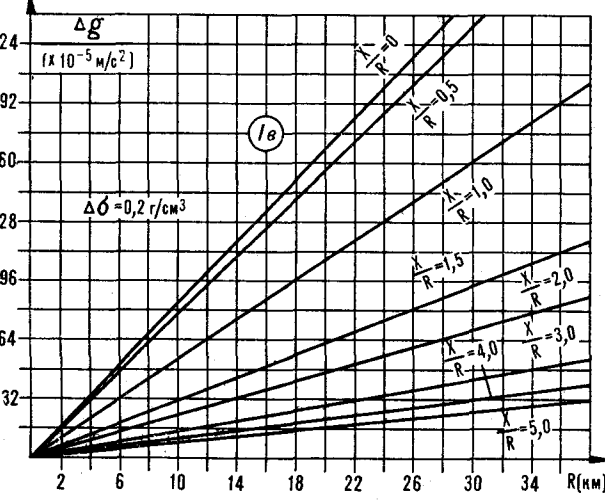
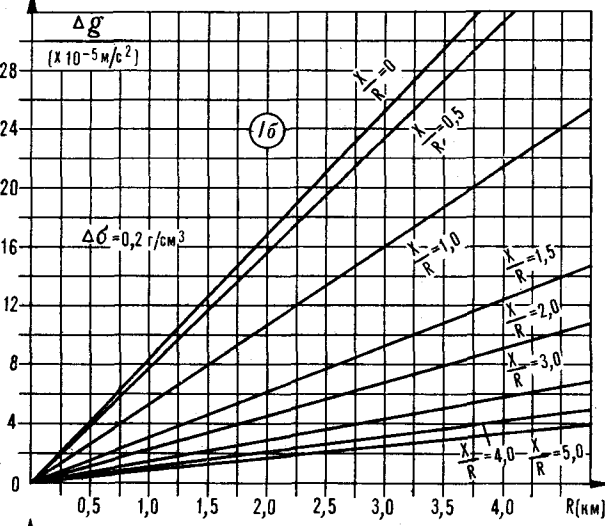
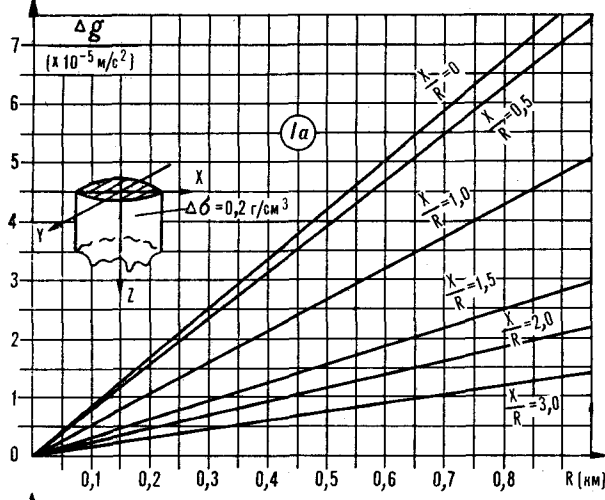
ности) указывает на увеличение абсолютной плотности (или перепада плотности) для объекта. Таким образом, выполнив оценочные расчеты для аномалии одного трехмерного класса, можно на основе статистических данных сделать предварительное заключение о глубинах и примерных плотностях остальных объектов этого класса, что многократно увеличивает производительность счета на этапе нулевого приближения модели.

Второй этап «комбинированной» методики моделирования по графику (ΔG_a) предусматривает точное и окончательное решение прямой и обратной задач гравиразведки путем использования оперативного нового способа «процентных соотношений» для объектов, аппроксимируемых вертикальным круговым цилиндром (материальным диском) конечной или бесконечной протяженности по вертикали с произвольным положением верхней кромки (границы) по глубине [1, 2]. Для количественной интерпретации и моделирования применяются специально разработанные (универсальные) номограммы (рис. 1, 2), полученные автором при исследовании трех основных взаимосвязанных зависимостей гравитационного эффекта от параметров различных вертикальных круговых цилиндров.

По И. С. Огарину (1958 г.), выражение для вертикального цилиндра представляется в общем виде $\Delta G = 2f\delta R \cdot \left[\Phi_1 \left(\frac{X}{R}, \frac{Z_1}{R} \right) - \Phi_2 \left(\frac{X}{R}, \frac{Z_2}{R} \right) \right]$, где f — гравитационная постоянная; Φ_1 и Φ_2 — сложные функциональные зависимости, включающие полные эллиптические интегралы первого, второго и третьего родов; другие условные обозначения см. по тексту и рис. 1, 2.

Нашими исследованиями показана возможность разложения этого уравнения на три довольно простые составляющие, которые, в свою очередь, поддаются номографированию, охватывающему весь многообразный класс объектов такой формы. Не вдаваясь в детали исследования зависимостей, приведем краткое описание номограмм и особенностей их практического использования.

Номограмма I (см. рис. 1, а — в) показывает зависимость величины аномалии ΔG (в ед. $\times 10^{-5}$ м/с²) для бесконечного произвольного цилиндра с верхней кромкой на поверхности от размеров радиуса при эффективной плотности 0,2 г/см³. Первая зависимость является строго линейной для всех фиксированных точек X/R внутри и вне контура тела (см. рис. 1). Уравнение связи ΔG с R при $Z_2 = \infty$ имеет общий вид: $\Delta G = K \cdot R$, где K — коэффициент связи (в ед. $\times 10^{-5}$ м/с²); R — радиус вертикального цилиндра в км. Коэффициент связи



тивной плотности $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ (верхняя кромка цилиндра на поверхности): $a - R = 0-1 \text{ км}$, $b - R = 0-5$, $c - R = 0-40 \text{ км}$ (для цилиндров с большим радиусом значения ΔG определяются по формуле в тексте).

1 — расчетные точки профиля с фиксированными относительными (безразмерными) координатами (0; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 3,0; 4,0; 5,0); 2 — относительные (безразмерные) значения глубин верхней кромки (Z_1) цилиндра; 3 — относительные (безразмерные) значения вертикальной протяженности цилиндра ($Z_2 - Z_1$); 4 — коэффициент поправки за истинную плотность ($\sigma_{\text{ист}}$) объекта по отношению к расчетной плотности номограмм.

(K) имеет следующие значения ($\times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) в фиксированных точках профиля:

$\frac{X}{R}$	0	0,5	1	1,5	2	3	4	5
K	8,28	7,74	5,27	3,05	2,25	1,44	1,04	0,83

Номограмма II (см. рис. 2), определяющая зависимость величины ΔG в процентах для вертикального кругового цилиндра с бесконечно глубоким нижним основанием от относительной глубины верхнего основания Z_1/R , показывает относительное затухание величины аномалии при погружении верхней кромки цилиндра.

Она описывается формулой $\Delta G_i^\infty (\%) = \frac{\Delta G_i^\infty}{\Delta G_{0i}^\infty} \cdot 100 \%$, где в числителе — значение силы тяжести в конкретной расчетной точке профиля X/R при некоторой заданной относительной глубине Z_1/R верхнего основания бесконечного цилиндра; в знаменателе — то же, но при верхней кромке на поверхности $\frac{Z_1}{R} = 0$.

В общем виде вторая зависимость представляет собой систему нисходящих кривых, начинающихся из точки 100% на оси OY и асимптотически приближающихся к оси OX (по оси OX откладываются единицы относительных глубин верхней кромки Z_1/R , по оси OY — проценты гравитационного эффекта).

Номограмма III (см. рис. 2) характеризует зависимость величины ΔG (в %) для конечного вертикального кругового цилиндра (в пределе материального диска) от его относительной вертикальной протяженности $\frac{Z_2 - Z_1}{R}$; она показывает относительное усиление величины аномалии при увеличении вертикальных размеров конкретных цилиндров. Номограмма

описывается формулой $\Delta G_i^h (\%) = \frac{\Delta G_i^h}{\Delta G_i^\infty} \cdot 100 \%$,

где в числителе — значение силы тяжести в конкретной точке профиля при определенной относительной вертикальной протяженности цилиндра $\frac{Z_2 - Z_1}{R}$; в знаменателе — то же,

Рис. 1. Номограммы I зависимости величины аномалии силы тяжести (Δg) для вертикального бесконечного кругового цилиндра от его радиуса R при эффек-

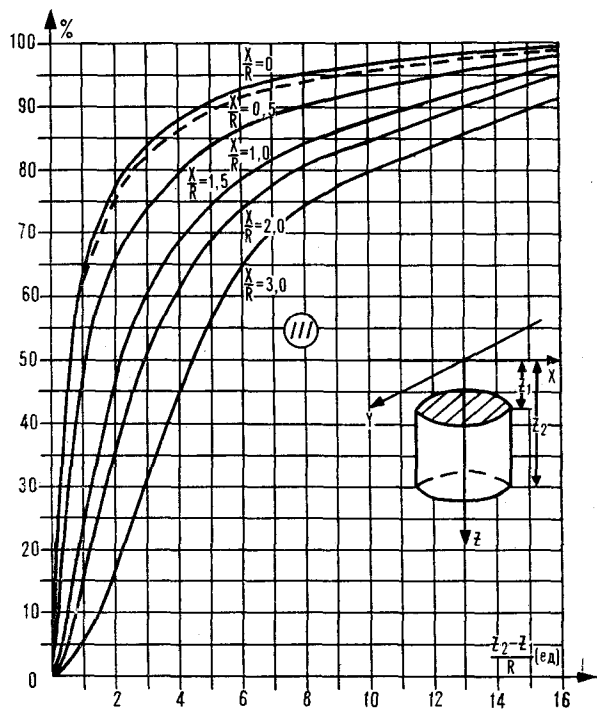
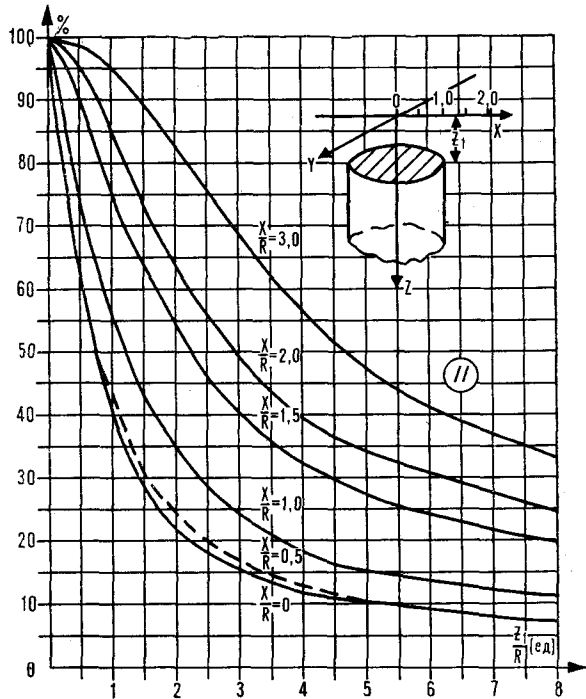


Рис. 2. Номограммы: II — зависимости величины ΔG в процентах для бесконечного вертикального кругового цилиндра от относительной глубины верхнего основания (100% величины ΔG соответствует цилиндру с верхним основанием на плоскости наблюдения $Z_1 = 0$); III — зависимости величины ΔG в процентах для конечного вертикального кругового цилиндра (материального диска) от его относительной вертикальной протяженности $\frac{Z_2 - Z_1}{R}$ (100% величины ΔG соответствует бесконечному вертикальному круговому ци-

линдру с верхним основанием на заданной относительной глубине верхней кромки $\frac{Z_1}{R}$). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

но для бесконечного вертикального цилиндра с заданной относительной глубиной верхнего основания Z_1/R . В общем виде третья зависимость представляет собой систему восходящих кривых, начинающихся в нулевой точке координат и асимптотически приближающейся к условной линии 100%, параллельной оси OX (по оси OX откладываются единицы относительной вертикальной протяженности цилиндра, по оси OY — проценты гравитационного эффекта).

При реализации второго этапа моделирования сферическая модель трехмерного объекта простой формы «нулевого» приближения аппроксимируется вертикальным круговым конечным или бесконечным цилиндром таким образом, чтобы наиболее полно достигалась эквивалентность замены шарообразного аномалиеобразующего объема на цилиндрический при сохранении ранее вычисленной аномальной плотности. По указанным выше номограммам (см. рис. 1, 2) способом «процентных соотношений» для этого эквивалентного цилиндра решается последовательно прямая задача гравиразведки. Применяя номограмму I ($a - \sigma$ — в зависимости от размера), зная радиус и плотность, находится величина аномалии ΔG для бесконечного вертикального цилиндра с верхним основанием на поверхности в фиксированных точках профиля. Затем, используя номограмму II (см. рис. 2), определяем аномалию для цилиндрического объекта бесконечной протяженности по вертикали в зависимости от действительной (или предполагаемой) глубины погружения от поверхности его верхней кромки. Наконец, по номограмме III (см. рис. 2) вычисляется гравитационный эффект в фиксированных точках X/R профиля для цилиндра ограниченных размеров по вертикали, представляющего первое приближение модели. Этот вычисленный гравитационный эффект из конкретных точек интерполируется в межточечное пространство, что позволяет построить непрерывную кривую ΔG для объекта как в контуре тела, так и за его пределами. Используя графический прием, расчеты можно вести даже по профилю, не проходящему над объектом. Теоретическая аномалия сравнивается с наблюдаемой локальной, по степени их сходимости судят об оптимальности (достаточности или эквивалентности) подобранной модели разреза объекта. В случае недопустимых расхождений меняют один или несколько параметров цилиндра — первого приближения

модели, — и расчеты по описанной схеме повторяются до получения оптимального приближения. Как правило, этим способом для достижения окончательного варианта модели достаточно 3—5, реже 6—8 приближений.

Путем сравнения теоретического расчетного эффекта с наблюдаемой исходной кривой ΔG_a обеспечивается внутренний контроль способа «% соотношений» и «комбинированной» методики в целом (внутренняя погрешность метода). Процесс расчета оперативен, в 15—20 раз превышает скорость вычислений по сравнению с традиционными палочными методиками, способами подбора и моделирования. По предлагаемому способу достижимая точность вычислений составляет $\pm 0,01—0,03 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Погрешность счета для аномалий до $3 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, по оценкам, не превышает $\pm 0,06 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, а при величинах ΔG в десятки и первые сотни единиц $\times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ ошибка в пределе не превысит 3—5 %.

Главное достоинство «комбинированной» методики с использованием способа «процентных соотношений» состоит в том, что она позволяет быстро решать прямую и обратную задачи при моделировании и изучении внутренней структуры для вскрытых и нескрытых глубинных тел сложной формы. Это оказывается полезным при исследовании дна окраинных морей, переходной зоны и континентов (палеоочаги, магматические массивы, интрузивы, всевозможные кольцевые структуры, поднятые и опущенные блоки, купола и т. д.) с учетом их трехмерности в пространстве. Практика геофизических работ и теоретические расчеты показывают, что недоучет трехмерности объектов может привести к погрешностям построения глубинных разрезов до 40 % и более, а в конечном итоге к ошибочным геологическим выводам, особенно в вопросах тектоники и магматизма региона и акватории. Трехмерные объекты сложной формы (по данным второго варианта этапа первой методики) рекомендуется представлять равновеликим по объему набором: а) цилиндр + диск; б) несколько цилиндров различного размера; в) цилиндры + диски различного размера. Далее для каждого простого объекта такой комплексной модели решается прямая задача по методике, описанной выше для классического случая аппроксимации тела одним цилиндром. Затем графически суммируются теоретические эффекты от элементарных тел, тем самым определяется гравитационная аномалия от сложного объекта в целом — первое приближение. Суммарный теоретический эффект сравнивается с наблюдаемым, по степени совпадения их судят о соответствии первого приближения модели реальному сложному объекту. При недопустимых расхождениях меняются параметры всех или нескольких эле-

ментарных частей модели (цилиндров или дисков) и расчеты повторяют для получения второго приближения. Вычисления производятся до обеспечения оптимального приближения, которое достигается при заданной точности (1—3 % относительных) не более чем за 6—8 приближений. Характерно, что в ходе подбора моделей глубинных магматических очагов (палеоочагов) и интрузивов, отражающихся в поле ΔG_a , как правило, получается уплощенная или сплюснутая по вертикали (дискообразная) форма объектов в земной коре и верхней мантии (рис. 3, В).

Третий этап моделирования осуществляется для обеспечения внешнего контроля и независимой проверки достоверности и точности второго окончательного (многоступенчатого), этапа подбора разреза. Для этого конечный вариант (собственно модель объекта) ускоренного ручного моделирования простой или сложной структуры целесообразно проверять подбором на ЭВМ (например, по программам АСОГ). При реализации контрольного счета по этой программе часть нижнего полупространства, включая околтуренный аномалиеобразующий объем на глубине, разбивается на серию элементарных трехмерных призм с фиксированными интервалами значений плотности (или перепада плотности). Параметры элементарной призмы (или куба) определяются размерами минимального объекта моделирования. По объему призма (куб) должна быть в 2—4 раза меньше минимального локального объекта. По оси ОУ количество рядов элементарных призм ограничивается тремя, по осям ОХ и ОZ существенных ограничений в разбивке нет, но должны соблюдаться требования программы — общее количество элементарных призм не превышает 100. ЭВМ типа ЕС производит подбор наиболее подходящего значения плотности (от 0 до предельного) для каждой призмы, а в сумме — для всего разреза модели второго этапа. В итоге вычисляется гравитационный эффект, который сравнивается с наблюдаемым или расчетным по ручному моделированию. Мера допустимого расхождения задается заранее. Таким образом, внешний независимый контроль подбора позволяет определить погрешность методики «комбинированного» моделирования, не превышающую, по нашему опыту работ, для простых случаев 2—3 % относительных (для аномальных эффектов до $10 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ предельное среднее квадратичное отклонение составляет $0,3 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$), а для сложных по форме объектов с эффектами до первой сотни единиц $\times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ составляющую в пределе 3—5 % относительных.

Методика «комбинированного» моделирования многократно апробирована и применена на практике. Представляется, что ее использование

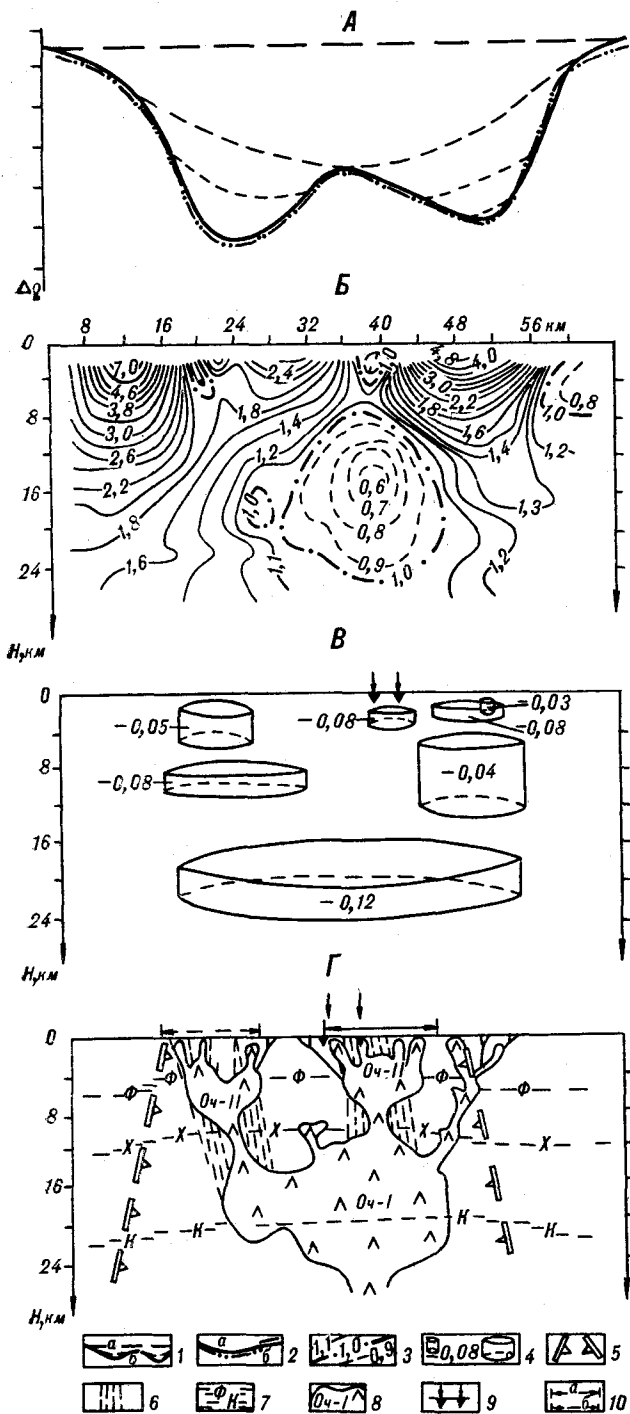


Рис. 3. Пример применения методики «комбинированного моделирования» и способа «процентных соотношений» при изучении глубинного строения территорий (профиль через рудный район центральной части Алданского щита).

А — графики Δg ; Б — разрез поля Δg , пересчитанного в нижнее полупространство способом полного нормированного градиента для нулевого приближения модели сложного объекта; В — объемная модель аномалиеобразующих объектов, полученная способом «процентных соотношений»; Г — фрагмент геолого-геофизического разреза рудного района по данным «комбинированного моделирования». 1 — кривые Δg ; 2 — общий и местный региональный фон; 3 — локальная исходная аномалия (аномалии 3-го порядка сглажены); 4 —

графики Δg : а — исходный, б — теоретически подобранный; 3 — изолинии полного нормированного градиента S_N^{II} аномалии Δg на разрезе по В. М. Березкину (отрицательная — меньше единицы, нулевая — равна 1, положительная — больше 1); 4 — элементы объемной модели, аппроксимируемые вертикальными круговыми цилиндрами или материальными дисками с указанием аномальной плотности (г/см^3); 5 — границы мощной зоны разуплотнения земной коры; 6 — зоны дробления, трещиноватости, повышенной проницаемости; 7 — плотностные границы раздела сред в земной коре; Ф — подошва нерасчлененной толщи осадочного чехла и фундамента, Х — подошва «промежуточного» низкоскоростного и разуплотненного слоя, К — граница Конрада; 8 — предполагаемые глубинные магматические очаги (палеоочаги) I и II порядка (III порядок — верхний ярус магматизма составляют интрузивы в интервале глубин 0–3 км); 9 — рудопроницаемые; 10 — рудные узлы: а — известный, б — прогнозируемый по результатам геофизического моделирования.

целесообразно при исследовании глубинного строения дна окраинных морей и переходных зон, особенно при расшифровке природы гравитационных максимумов и минимумов, а также внутренней структуры глобальных и локальных кольцевых структур.

Так, при изучении глубинного строения центральной части Алданского щита по данным моделирования гравитационного поля получили объяснение и расшифровку наложенные гравитационные минимумы различного порядка. Расчетное положение в земной коре гравитирующих масс, их дискообразная (уплотненная) форма, дефицит плотности относительно вмещающих пород указывают на явно магматическую природу этих объектов (палеоочаги и интрузивы), их различный порядок и взаимосвязь в пространстве и во времени. Устанавливается выраженная закономерность положения в разрезе этих предполагаемых очаговых магматических структур на трех уровнях (ярусах).

Очаги (палеоочаги) I порядка сосредоточены в интервале глубин 14–22 км, имеют плотность 2,62–2,80 г/см^3 (плотность вмещающей толщи 2,85–2,90 г/см^3) и приурочены к предполагаемому разделу «гранитного» и «базальтового» слоев (см. рис. 3). Очаги (палеоочаги) II порядка, по расчетам, расположены в интервале глубин 4–10 км, имеют плотность 2,52–2,70 г/см^3 , что гораздо ниже таковой вмещающей толщи (2,75–2,80 г/см^3), и приурочены к горизонтальной (промежуточной) зоне разуплотнения, имеющей региональное распространение и пониженные скоростные характеристики. В интервале глубин 0–3 км сконцентрированы вскрытые и невскрытые малоплотные интрузивы (2,46–2,58 г/см^3), составляющие в совокупности III порядок — верхний ярус магматизма. Важность выявления и картирования перечисленных структурных элементов объясняется их рудоконтролирующей ролью в районе.

Расчеты и моделирование были проведены также по серии субширотных профилей через Алданский щит и (в опытном порядке) вы-

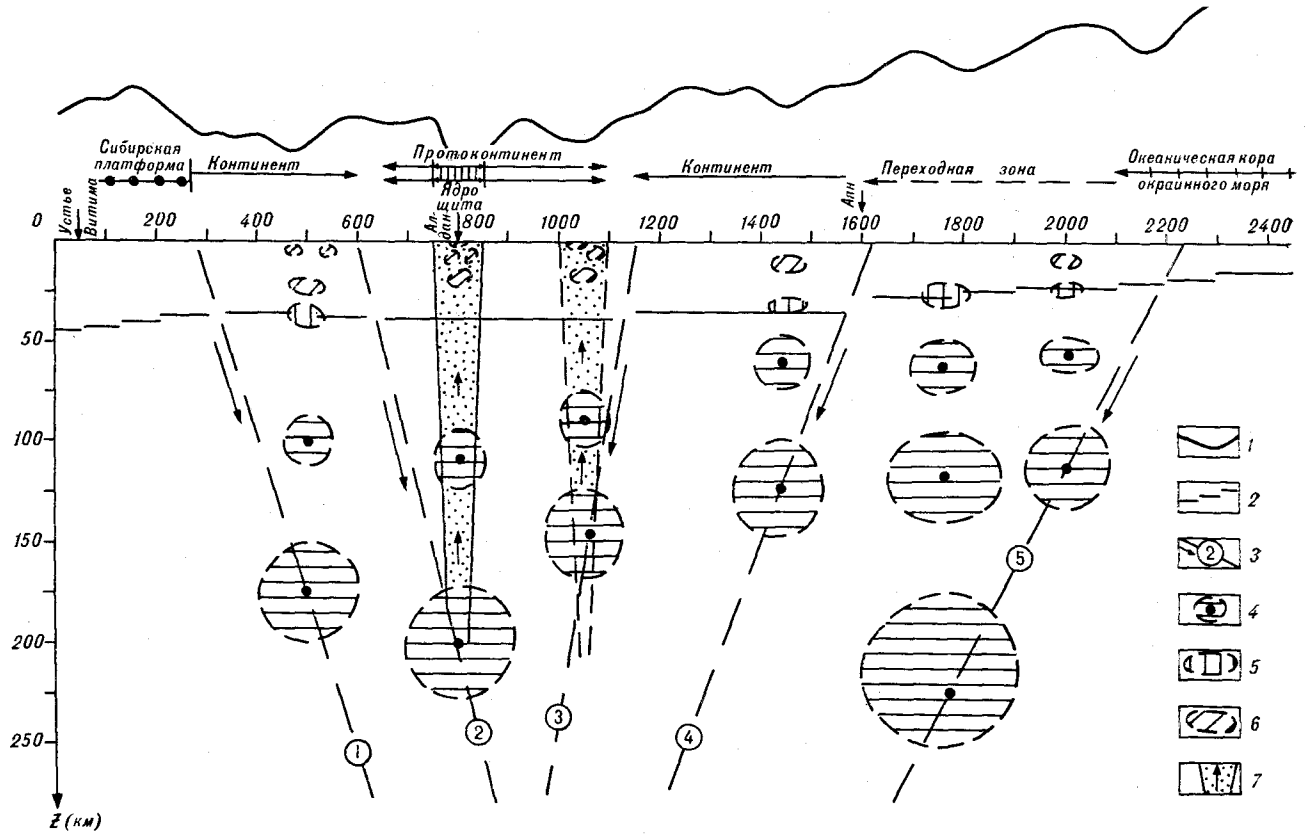


Рис. 4. Западная часть геотраверса через Алданский щит (устье Витима — Алдан — Аян — о. Парамушир).

1 — кривая аномалии силы тяжести (уровень условный); 2 — граница Мохоровичича; 3 — «наклонные палеозоны», отождествляемые с «палеозонами» Бенъофа — Заварицкого, или «палеосубдукциями», и их названия: 1 — Жуинская, 2 — Олекминская, 3 — Учурская, 4 — Аянская, 5 — Сахалинская, 6 — Курило-Камчатская (современная сейсмофокальная зона); 4 — мантийные магматические палеоочаги и очаги; 5 — коромантийные (вблизи границы М) магматические очаги и палеоочаги; 6 — внутрикоровые магматические палеоочаги двух-трех порядков (4—6 — трехмерные объекты, моделируемые набором трех-пяти вертикальных круговых цилиндров и материальных дисков); 7 — воронкообразная (высокоомная и сравнительно разуплотненная) структура измененной верхней мантии и земной коры Алданского щита, отождествляемая с проникаемым блоком для поступления магматических расплавов в верхние горизонты от материнского палеоочага.

полнены вычисления по геотраверсу устье Витима — Центральный Алдан — Аян — Охотское море — о. Парамушир Курильской гряды — Курильский желоб (рис. 4, 5). Из-за ограниченности объема статьи приведем только краткое изложение основных данных по глубинному моделированию структур древнеархейского щита, переходной зоны и дна Охотского окраинного моря.

По геофизическим данным, пересчету поля ΔG_a вниз и моделированию для щита были выделены сравнительно новые структуры. Зафиксированы мощные пологопадающие ($35-40^\circ$) разломы, имеющие примерно субмеридиональное простирание, отождествляемое с древними сейсмофокальными зонами Бенъофа — Заварицкого (вероятные палеозоны субдукции) [4].

Западная палеозона (Олекминская) имеет падение на восток, восточная (Учурская) падает навстречу первой. Олекминская палеозона субдукции предположительно имеет протерозойский возраст, Учурская — раннепалеозой-

ский. Вдоль этих региональных структур, залеченных с поверхности, на некотором удалении (150—200 км) следятся субпараллельные им линейные зоны разуплотнения, в которых локализованы магматические палеоочаги (массивы) различного порядка. Остатки (следы) палеоочагов, по расчетам, кроме земной коры предполагаются также в верхней мантии. Самый глубокий обнаруживается в интервале 170—220 км, где, по нашему мнению, происходили переплавление океанической плиты и генерация базальтовых магм. Выше по разрезу, на отметках 90—120 км, предполагается мантийный очаг, где дифференцировались щелочные и основные — ультраосновные магмы. Щелочно-кислые магмы, как более подвижные, сформировали малоплотные массивы (палеоочаги) в земной коре, а основные — ультраосновные образовали кольцеобразное обрамление первых, что возможно при условии полной дифференциации расплава в промежуточном мантийном очаге. Оба мощных разлома (палеозоны) ограничивают плиту (блок), отождеств-

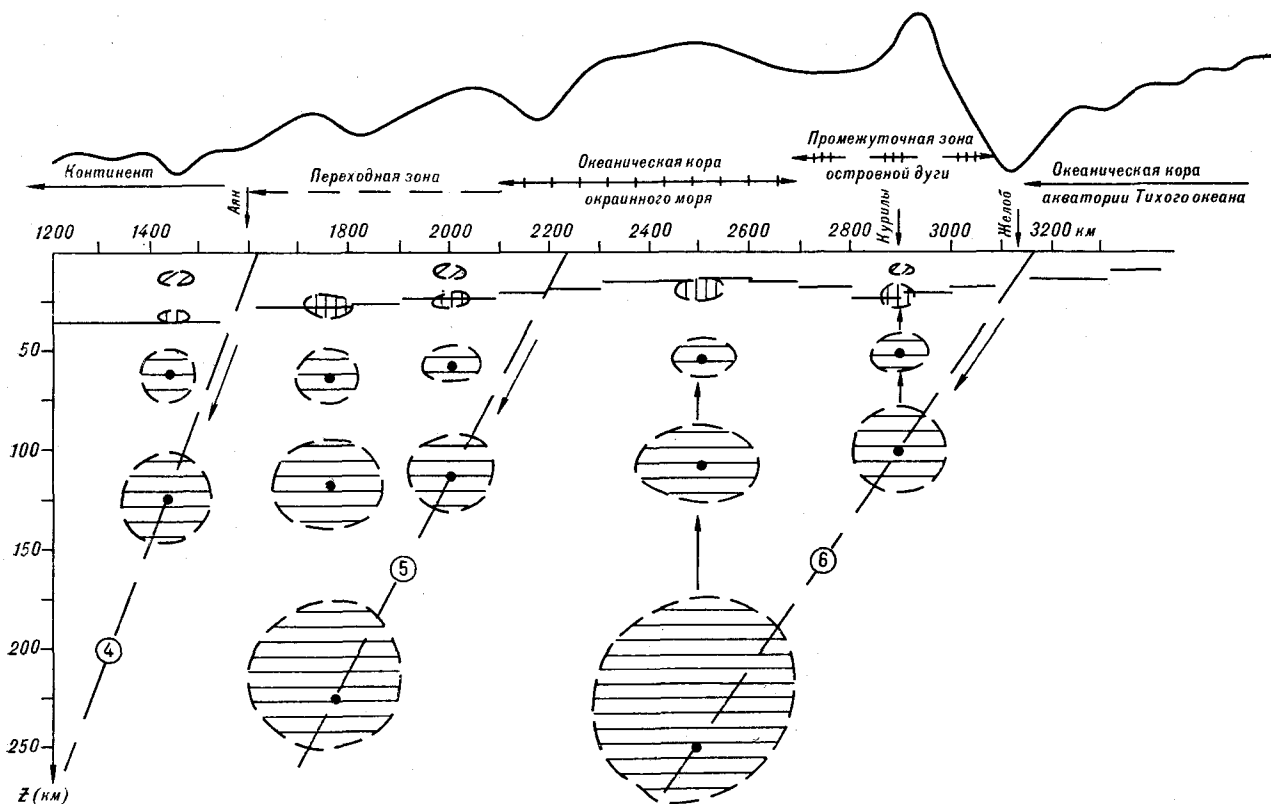


Рис. 5. Восточная часть геотраверса через Алданский щит (усл. обозн. см. на рис. 4).

ляемую с протоконтинентом, в пределах которого по гравимагнитному полю и спиралевидному характеру кольцевых магнитных аномалий предполагаются два зародыша Алданского щита с поперечником около 100—150 км (Центрально-Алданский и Тыркандинский) [1]. Располагаются они над мантийными палеоочагами и имеют по моделированию форму конуса, сужающегося от поверхности на глубину.

Предварительные данные МТЗ подтверждают такую структуру до глубины 150—250 км, которая обладает в целом повышенным электрическим сопротивлением земной коры и мантии, но имеет вертикальные сквозные проводящие каналы (зоны). Все это в совокупности позволяет предположить здесь наличие ранее архейского субвулкана, который сформировал палеокору континента и неоднократно возобновлял свою деятельность во времени.

По геотраверсу намечаются при геофизическом моделировании еще две сейсмофокальные зоны: одна вблизи Охотоморского побережья (мезо-кайнозойская палеозона субдукции), другая — современная, в районе Курильского желоба. Обе они имеют падение на запад, первая с начальным углом около 35°, вторая — 25—30°. Вдоль Охотоморской палеозоны, на расстоянии около 150—200 км, также прослеживается зона разуплотнения, в пределах ко-

торой локальные гравитационные минимумы, по данным «комбинированного» моделирования, могут быть обусловлены магматическими массивами в земной коре, расположенными на различных уровнях, близких к охарактеризованному для Центрального Алдана (см. рис. 4, 5). Однако здесь степень дифференциации магм значительно ниже, что указывает на их меньший возраст и незавершенность процесса. Обращает на себя внимание резкое уменьшение по сравнению с Алданом расчетных глубин для основного и промежуточного мантийных магматических очагов, которые соответственно предполагаются в интервалах глубин 100—150 км и 50—75 км.

Для протоконтинента и континента, ограниченного со стороны моря Охотоморской палеозонной, характерно в целом отрицательное гравитационное поле при преобладании локальных гравитационных минимумов, отождествляемых с нескрытыми очагами над максимумами. Иная картина наблюдается для окраинного моря и Курильской островной дуги, где характерны положительное поле и преобладание локальных гравитационных максимумов. Моделирование для области Курильской гряды указало два уровня распределения масс в мантии (предполагаемые мантийные очаги — основной и промежуточный): 80—120 км с радиусом

100 км и 40—60 км с радиусом около 50 км. В интервале глубин 0—25 км моделируются гравитирующие массы положительного и отрицательного знака с ростом их количества в сторону континента. В этом же направлении, видимо, происходят разгрузка промежуточного мантийного очага и, следовательно, наращивание коры континентального типа, вероятно объясняемое большим динамическим давлением на фронтальную сторону дуги движущейся Тихоокеанской плиты в зону субдукции Курильского желоба.

Некоторые новые особенности глубинного строения намечаются для дна средней части Охотского моря. Эти особенности выявляются при интерпретации результатов моделирования источников расположенного здесь гравитационного максимума, разделяемого по уровню на три крупные составляющие. Глубина фронта погружающейся плиты (сейсмофокальной плоскости) в 400 км к западу от Курил (от о. Парамушир в сторону континента), по нашим расчетам, составляет около 250 км. Примерно в этом месте по моделированию в верхней мантии намечаются три объекта (очага) с избыточной плотностью, расположенные на трех уровнях. Первый, самый крупный, магматический очаг предполагается в интервале глубин 170—270 км с радиусом эквивалентного вертикального цилиндра около 200 км, т. е. объемом около 25 млн км³. Выше, на глубинах 90—120 км, расположен промежуточный мантийный очаг с радиусом эквивалентного цилиндра около 100 км. В интервале 40—60 км моделируются периферические очаги с радиусом около 50 км, но невысокая точность исходных данных не позволяет пока однозначно решить этот вопрос.

Верхние горизонты здесь не содержат существенных (крупных) неоднородностей, которые можно было бы отождествлять с невоскрытыми магматическими массивами. Полагается, что эти очаги возникли от переплавления погружающейся в недра океанической плиты, их формирование и тем более дифференциация далеко не закончены. Видимо, процесс дифференциации является главным механизмом последующих тектонических деформаций и напряжений дна Охотского моря, а также преобразования океанической коры окраинного моря в континентальную. Мы полагаем, что континентальная кора формируется здесь (и в других окраинных морях) в двух направлениях. Во-первых, нарастание ее происходит сверху (медленный процесс), вследствие отложения

осадочных пород в морском бассейне и последующего их преобразования, во-вторых, идет снизу (быстрый процесс) при дифференциации магм мантийных очагов, последующем их подъеме к поверхности, при интродуировании вышележащей толщи, в том числе океанической коры, и наращивании снизу последней за счет легкой кислородной и средней фракций. Разгрузка мантийных очагов, вероятно, происходит в пульсационном ритме, что приводит к вспучиванию или опусканию вышележащей толщи, а следовательно, может обусловить формирование складчатости, приподнятых и опущенных блоков. Таким образом, в рамках понятий новой глобальной тектоники [5] на месте окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское и др.), отделенных от Тихого океана островными дугами и имеющих некоторое сходство в глубинном строении (предполагаемые мантийные магматические очаги двух-трех порядков), возможно формирование континентальной коры за счет преобразования коры океанического типа. Этот процесс должен в основном завершиться в течение ближайших 2—5 млн лет с учетом скорости дифференциации вещества в мантийных промежуточных очагах, скорости подъема порций кислородных и основных — ультраосновных магм в верхние горизонты к поверхности и, разумеется, при сохранении существующего направления и скорости субдукции Тихоокеанской плиты.

Таким образом, переход от континента к океану в историческом геологическом развитии можно рассматривать по следующей схеме (по линии данного геотраверса): континентальная плита — протоконтинентальная плита со «впяленным ядром» (или двумя ядрами) — континентальная плита (более молодая по возрасту, чем первая) — переходная зона от континента к окраинному морю — плита (блок) океанической коры окраинного моря (основа для формирования здесь континентальной коры) — плита (блок) промежуточной зоны островной дуги (со смешанным типом коры) — Тихоокеанская плита с типичной океанической корой акватории. Каждый тип этих плит характеризуется, по данным моделирования и интерпретации, своеобразным глубинным строением и характерной глубинной магматической обстановкой в земной коре и мантии, которые повторяют друг друга в историческом развитии от более молодых к более древним. Тем самым подчеркиваются их схожесть, единство и преемственность в геологическом развитии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В. А. Глубинное строение области мезозойской активизации Центрального Алдана и объемное моделирование ее структур (по геофизическим дан-

ным) // Тектоника областей активизации Сибири и Дальнего Востока.— Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1981.

2. *Абрамов В. А.* Глубинная структура Центрально-Алданского района по геофизическим данным // Глубинное строение и полезные ископаемые востока СССР.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.

ПГО «Якутскгеология»
Алдан

3. *Березкин В. М.* Применение гравиразведки для поисков месторождений нефти и газа.— М.: Недра, 1978.
4. *Древние сейсмофокальные зоны.*— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
5. *Новая глобальная тектоника (тектоника плит)* // Пер. с англ.— М.: Мир, 1974.

Поступила в редакцию
9 июня 1986 г.

ДИСКУССИЯ

В опубликованной выше статье отчетливо прослеживаются три линии, которые автор пытается совместить: 1) описание составленных им номограмм для быстрого вычисления гравитационного эффекта вертикальных цилиндров бесконечного и конечного распространения на глубину; 2) рассмотрение конкретной методики интерпретации аномалий силы тяжести, включающей в себя и использование указанных номограмм; 3) изложение некоторых геологических результатов интерпретации и авторских представлений о тектонике, глубинной структуре и геодинамике обширного региона от Алданского щита на западе до Курило-Камчатского глубоководного желоба на востоке. Касаясь первой из них, отмечу как элемент новизны номограммы, публикация которых полезна. Правда, ту же прямую задачу для цилиндров удобнее и быстрее можно решать с помощью билогарифмических палеток М. В. Абдулова (см. его монографию «Интерпретация гравитационных аномалий».— М.: Изд-во МГУ, 1973.— 126 с.). Судя по отсутствию ссылки, указанная работа В. А. Абрамову неизвестна.

В методическом отношении приведенная выше статья представляется скорее шагом назад по сравнению с уже имеющимися в этом плане достижениями. Так, на первом этапе интерпретации автор предлагает элементарные расчеты с аппроксимацией аномального источника телами в виде шара, на втором — то же, вертикальными цилиндрами (последнее с использованием формулы И. С. Огаривова, 1958 г.).

Аппроксимация источников аномалий шарами уже давно признана столь абстрактной и малополезной операцией, что ныне редко используется даже в качестве упражнений для студентов. Из текста остается неясным, каким образом автор, решая самую элементарную в гравиметрии обратную задачу для шара, вычисляет и его радиус R , и плотность σ , и глубины нижнего Z_2 и верхнего Z_1 ограничений, поскольку, как известно, возможно определение лишь массы и координат центра шара Z_c . А ведь указанные параметры являются основой последующих приближений модели. Следовательно, эти параметры получены не в результате расчета, например, дефицитной или избыточной плотности $\Delta\sigma$, как утверждает это автор, а иным путем, с привлечением дополнительной информации, о способе получения которой автор умалчивает.

Вообще, заполнение геологического пространства шарами и цилиндрами всегда приводит к существованию пустот между ними, влияние которых на конечный результат очень велико. Это — существенный и неисправимый недостаток предложенной методики.

Заключительный этап моделирования автор предлагает осуществлять путем подбора геологической сре-

ды кубами с использованием ЭВМ, но дальше декларации этого в целом правильного предложения не идет.

Ошибочность подхода В. А. Абрамова к интерпретации демонстрирует рис. 3, на котором в виде результатов интерпретации изображены сплюснутые, дискообразные вертикальные цилиндры на глубинах, значительно превышающих их вертикальные размеры. Определение глубин верхних Z_1 и нижних Z_2 ограничений этих цилиндров невозможно (если неизвестно значение аномальной плотности $\Delta\sigma$) ввиду практической эквивалентности притяжения такого цилиндра и материальной плоскости в виде диска, проходящего через центр его тяжести, с массой, равной массе цилиндра. Они создают аномалии, которые различаются между собой на величину, не превышающую погрешность аппроксимации и определения аномалии. Отсюда следует, что при подборе модели В. А. Абрамовым использовались заранее заданные значения плотности $\Delta\sigma$, неизвестные для тел на глубинах во многие десятки и даже сотни километров. Поэтому корректность интерпретации нельзя обосновать даже ссылками на неубедительное совпадение с результатами пересчета поля ΔG в нижнее полупространство, который сам теоретически некорректен.

Интерпретационная часть статьи, по существу, не содержит материала, который можно расценивать как пример, иллюстрирующий предложенную методику. Нельзя отказывать автору в праве увлекаться гипотезой палеосейсмофокальных зон Беньофа и выделять их в конкретном регионе. Однако, кроме сейсмологических, не существует других геофизических признаков современной зоны Беньофа (во всяком случае, бесспорных). Между тем В. А. Абрамов уверенно фиксирует даже древние зоны протерозойского возраста. Во всех отношениях было бы весьма полезным продемонстрировать в тексте статьи и с помощью иллюстраций приемы и принципы геофизического выявления сейсмофокальных зон и методы вычисления угла их падения по геофизическим данным. Мне примеры уверенного выделения палеосейсмофокальных зон Беньофа неизвестны. Непонятно, как «... по гравимагнитному полю и спиралевидному характеру кольцевых магнитных аномалий...» можно предполагать «... два зародыша Алданского щита с поперечником 100–150 км...». Магматические очаги и палеочаги, о которых много говорится в заключительной части статьи, интерпретационно представляют собой те же некорректно выделяемые плоские цилиндры.

В целом рассуждения и выводы автора о глубинной структуре и геодинамике рассматриваемого региона имеют умозрительный характер.

УДК 553.061 : 553.25/26

В. Н. Воеводин

О РУДНО-ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ *

Дается формулировка рудно-формационного анализа и определяются его основные научные направления: вещественное, генетическое, металлогеническое. Целесообразно подразделение всех классификаций на три категории. Обосновываются иерархическая ранговость классификаций, их цели, задачи, объекты исследова-

вания, классификационные факторы, методы исследований, теоретические основы, прогнозно-поисковая роль всех категорий классификаций в соответствии со стадийностью геолого-разведочных работ. Уделено внимание унификации таксономических единиц и их наименований.

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

В настоящее время в литературе отсутствует четкое определение рудно-формационного анализа. По мнению автора, рудно-формационный анализ представляет собой исследование вещественного состава и закономерностей размещения оруденения во взаимосвязи со структурно-формационным строением и историей геотектонического развития территорий, с учетом условий и механизма формирования оруденения. Конечным продуктом рудно-формационного анализа является прогнозирование оруденения. Исходя из этой формулировки ясно, что рудно-формационный анализ, как неотъемлемая часть общегеологического формационного анализа, включает в себя несколько различных, нечетко разграниченных, направлений: вещественное, генетическое, металлогеническое.

Необходимым атрибутом рудно-формационного анализа является построение классификаций оруденения. Имеется большое количество классификаций оруденения промышленно ценных металлов, а также обобщающих рудных классификаций, что наглядно иллюстрируется в книге «Основные типы рудных формаций» [11]. Построенные на разных принципах, со своей системой наименований, они не сопоставимы между собой. Часто авторы классификаций не приводят принципов их построения, не обосновывают выбор тех или иных классификационных признаков, собственных наименований для таксономических единиц, и потому предложенные группировки рудных объектов не всегда находятся в соответствии с четкой геологической концепцией. Следует добавить,

что практически все классификации пользуются одной и той же терминологией (преимущественно вещественной), в названиях различных формаций фигурируют от одно-, двухсложных до многосложных наименований с произвольным перечислением элементов, минералов, генетических типов и даже морфологических типов руд. В итоге под одним и тем же названием разные геологи понимают совершенно различные рудные объекты. В то же время одни и те же месторождения по разным классификациям относятся к разным формациям. Более того, далеко не всегда понятны даже объекты классификаций, а соответственно и прогнозирования. Под универсальным термином «формация» скрывается то «тип руд», то «месторождение», а то и совсем неопределенное «оруденение». Разные геологи пользуются различной классификацией, причем «вкус» выбора у специалистов часто не совпадает. Поэтому необходимость взаимопонимания приводит к компромиссным решениям и упрощению предложенных классификаций. Дело иногда доходит до буквального понимания даже металлогенических формаций, имеющих вещественное наименование. Следует отметить в данном случае все нарастающие попытки систематизации понятий и упорядочения терминологии не только в общей геологии и тектонике, но и в рудной геологии [11, 12]. Детальный содержательный критический анализ состояния рудно-формационного анализа приводится во многих работах ведущих специалистов этого направления: Д. И. Горжевского, В. С. Кормилицина, А. И. Кривцова, Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова, П. А. Строны, А. Д. Щеголова, Н. А. Шило и др.

Вещественные, генетические, металлогенические классификации в подавляющем большин-

* Печатается в дискуссионном порядке.

стве случаев стремятся приблизиться к отражению объективно существующих взаимосвязей. Однако они приходят в противоречие с действительностью, когда начинают претендовать на всеобщность, и в соответствии с этим подвергаются справедливой критике. Обусловлено это тем, что практика рудной геологии последовательно ставила перед наукой все новые задачи, которые вначале решались прежними методами с применением устоявшейся терминологии, а затем по мере развития входили в противоречие с существующей научной базой прежнего направления. Для выхода из создавшегося тупика предлагаются все более усложненные формулировки таксономических единиц рудно-формационного анализа, охватывающие и вещественный состав рудных образований, и последовательность формирования минеральных ассоциаций, и их генезис, и геологические условия проявления оруденения, включающие связь оруденения с геологическими формациями (для эндогенного оруденения — с магматизмом), геотектонический этап формирования и т. п. Оправдано ли это? Чем больше приводящихся факторов, чем больше их многообразие, тем более многовариантными становятся системы и менее вероятными возможности создания простых, унифицированных схем, приемлемых для геологической практики.

В то же время следует обратить внимание, на то, что все направления рудно-формационного анализа имеют свои, отличные друг от друга, объекты исследований, свою понятийную базу, методику исследований, различное назначение и соответственно сферу применения, опираются на свою теоретическую основу и в большинстве случаев обладают различной таксономией. А это значит, что они представляют собой три самостоятельных научных направления. Естественно, в своих крайних, пограничных областях последние тесно переплетаются. Поэтому настало время вполне обоснованно выделить три категории рудных классификаций в соответствии с тремя направлениями рудно-формационного анализа, четко ограничив их рамки и определив цели и задачи: 1—вещественные, 2—генетические, 3—металлогенетические. Они не должны подменять или взаимоисключать друг друга, так как обладают различной иерархической ранговостью и используются для разных целей. Научная значимость для познания процессов рудогенеза и необходимость для геологической практики каждого направления очевидны. Соотношение различных категорий рудно-формационных классификаций отражено в таблице. В соответствии с этим ясно, что таксономические единицы «вещественных» классификаций в виде составных частей могут входить в «генетические» и

«металлогенетические», а «генетические», в свою очередь, используются «металлогенетическими».

Обычно рудно-формационные классификации, используемые для металлогенетических целей, именуется «формационными». Однако представляется целесообразным классификации, предназначенные для металлогенетических целей, именовать не «формационными», а «металлогенетическими».

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Самым ранним и, пожалуй, наиболее распространенным является «вещественное» направление. Вещественные классификации часто применяются в геологической практике. В то же время они нередко критикуются и с современных позиций легко уязвимы, но очень живучи. Для полноправного признания вещественных классификаций необходимо поставить ряд четких ограничений и не требовать от них того, чего они не могут и не должны давать.

Объектом «вещественного» направления рудно-формационного анализа являются типы руд промышленных или потенциально промышленных месторождений либо других рудных объектов. На основании минералогических и геохимических характеристик проводится типизация руд, устанавливаются те или иные полезные компоненты и их минеральные ассоциации, выясняются свойства руд или отдельных минералов, текстуры и структуры руд. Необходимо это для геолого-разведочной и горно-добывающей практики — для прогнозирования ожидаемых типов руд, выбора рациональной методики разведки и эксплуатации, определения оптимальных технологических схем обогащения полезных ископаемых. Опираются вещественные классификации на известную последовательность выделения минералов, их парагенезисы, сонахождение минеральных ассоциаций, крупность минеральных индивидов, распределение их в жильной массе. В таком случае «вещественные» классификации будут находиться в близком соответствии с первоначальными определениями термина «формация» по представлениям А. Брейтгаупта, Р. Бека, А. Штельцнера. Аналогичные представления в «вещественные» классификации были внесены в более позднее время Д. В. Рундквистом [14], В. И. Васильевым, В. И. Драгуновым и Е. В. Плющевым [3].

Классификационные признаки вещественных классификаций в своем большинстве объективны. Они непосредственно устанавливаются на рудных объектах и в процессе детального камерального изучения.

Категории классификации	Объект исследования	Цель	Задачи
Вещественные классификации	Типы руд	Прогнозирование ожидаемых типов руд для выбора рациональной методики разведки и эксплуатации, определение оптимальных технологических схем обогащения	Типизация руд; выяснение полезных компонентов и их минеральных ассоциаций, свойств руд или отдельных минералов, текстур и структур руд
Генетические классификации	Промышленные или потенциально промышленные месторождения	Разработка теории рудообразования, выделение новых генетических типов месторождений, создание генетических моделей месторождений для выработки критериев локального и крупномасштабного прогнозирования	Выяснение источников рудного вещества, рудогенерирующей среды, физико-химических параметров гидротермальных растворов, механизма переноса полезных компонентов, среды и условий рудообразования
Металлогенетические (формационные) классификации	Оруденение, т. е. концентрированные рудные скопления независимо от параметров рудного объекта	Прогнозирование новых металлогенетических зон, рудных районов, узлов, месторождений. Выработка поисковых критериев	Выяснение геологических факторов контроля оруденения (структурно-формационных, тектонических, метаморфических, литологических, магматических, метасоматических, минералогических, геохимических, геофизических)

Вещественные классификации наиболее просты и общедоступны, пользование ими обычно не требует высокой профессиональной подготовки.

Вещественные классификации необходимы для руд тех или иных элементов либо для геохимически родственных элементов. В определенных случаях необходима классификация руд отдельных месторождений или месторождений конкретных районов. Иными словами, характер вещественных классификаций определяется в тех или иных случаях конкретными требованиями геолого-разведочной практики. В то же время нет никакой необходимости в общей полиэлементной вещественной классификации рудных месторождений, учитывая большое разнообразие типов руд, набора минеральных ассоциаций, порядка их выделения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

«Генетическое» направление рудно-формационного анализа оформилось значительно позже. К первым генетическим классификациям можно отнести классификации В. Линдгрена, В. А. Обручева, М. А. Усова и др. Заслуги «генетического» направления исследований в рудной геологии трудно переоценить. Вклад его в геолого-разведочную практику огромен. Научные достижения этого направления хорошо иллюстрируются книгой «Генезис эндоген-

ных рудных месторождений» [5]. Поэтому вполне понятна популярность «генетического» направления исследований в рудной геологии и «генетических» классификаций. Однако и в их адрес все чаще раздается в различной степени обоснованная критика. Следует отметить, что «генетическое» направление вполне отчетливо отмежеввалось от «вещественного», с которым оно при этом плодотворно сотрудничает. Критика же в основном исходит от нового, возникшего в середине XX века в результате работ С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и их школы, металлогенетического направления.

«Генетические» классификации имеют в своей основе происхождение рудных объектов, т. е. строятся с учетом механизма и условий формирования оруденения. Эти классификации необходимы для разработки теории рудообразования, создания моделей различных генетических типов месторождений с целью дальнейшей выработки критериев крупномасштабного и локального прогнозирования, выделения новых генетических типов месторождений. В соответствии с этим ясно, что и круг «потребителей» этих классификаций отличен от тех, кому необходимы «вещественные» классификации, — это специалисты, занятые изучением месторождений со стадии 4 (поисково-оценочные работы) и детальнее, и научные работники, исследующие промышленные и потенциально промышленные месторождения для целей крупномасштабного и локального прог-

Классификационные факторы	Теоретическая основа	Методика исследований
<p>Последовательность выделения минералов, парагенезисы, сонахождение минеральных ассоциаций, крупность минералов, их типоморфные свойства, распределение в жильной массе и т. п.</p> <p>Механизм и условия формирования оруденения (глубина, давление, температура, химизм и физическое состояние рудообразующих флюидов и т. д.), типы руд, состав вмещающих пород, соотношение с магматическими образованиями</p> <p>Соотношение оруденения с геологическими формациями (рудовмещающими, рудоносными, рудогенерирующими); геолого-структурное положение оруденения; геотектонический режим и этап развития; генетический тип оруденения</p>	<p>Минералого-геохимическое обоснование сонахождения и порядка выделения рудных и жильных минералов</p> <p>Процессы и физико-химические параметры, рассеяния и концентрации элементов, а соответственно и рудообразующих веществ с учетом термо- и гидродинамики, механики процессов</p> <p>Приуроченность оруденения к геолого-структурным зонам в соответствии с геотектоническими концепциями (направленного развития геосинклинально-складчатых систем, зон активизации, внегеосинклинального магматизма, тектоники плит и т. д.)</p>	<p>Минералогическое изучение валового состава руд, минеральных форм, крупности выделения, минералогическое изучение сонахождения минералов и порядка их выделения; физические и химические методы изучения типоморфных свойств минералов и руд</p> <p>Физические, химические, минералого-геохимические методы определения температуры, давления, химического состояния рудообразующих флюидов; геологическое и геохимическое изучение вмещающих и родоначальных магматических пород; экспериментальное моделирование выщелачивания, растворения, форм переноса и отложения рудного вещества</p> <p>Литологическое, петрографическое, геофизическое, минералого-геохимическое изучение рудовмещающих, рудоносных и рудогенерирующих формаций и их соотношение с оруденением; структурно-формационный анализ, выяснение рудоконтролирующих факторов на основе составления специализированных карт (регистрационных, геофизических полей, геохимических аномалий, метасоматически измененных пород, разрывных нарушений и т. д.)</p>

нозирования. При построении классификаций используются теоретические положения Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова для скарнов, Л. Н. Овчинникова для плутоногенного гидротермального оруденения, В. Н. Котляра для вулканогенного оруденения, Н. И. Наконника для вторичных кварцитов, В. П. Федорчука для телетермального оруденения, В. И. Смирнова для колчеданного и т. д. «Генетическое» направление имеет достаточную научную базу. Для выяснения источников рудного вещества, рудогенерирующей среды, условий и среды рудоотложения, физико-химических параметров рудообразующих флюидов привлекаются физико-химические параметры процессов миграции, рассеяния и концентрации рудообразующих веществ. Из геологических факторов привлекаются литология вмещающих пород, состав родоначальных магматических образований, удаленность от интрузивного тела. Необходимо также выяснение характера и интенсивности геофизических полей, строения и зональности геохимических аномалий. Для определения температуры, давления, физико-химического состояния рудообразующих гидротермальных растворов помимо общеизвестных физических, химических, минералого-геохимических методов привлекается экспериментальное моделирование по выщелачиванию, растворению, формам переноса и отложения рудного вещества. «Генетическое» направление использует результаты «вещественного». Методика ис-

следований «генетического» направления в связи с техническим совершенствованием лабораторного оборудования постоянно пополняется новыми методами аналитических исследований. Таким образом, для генетических классификаций не требуется выяснения приуроченности оруденения к определенным геолого-структурным зонам, комплексам, выяснения режима и этапа геотектонического развития. Это уже задачи следующей, металлогенической, категории классификаций. В виде примера можно привести скарновое оруденение, для которого важно наличие карбонатсодержащих пород и соответствующего гранитоидного магматизма независимо от возраста, геотектонического положения (анти-, синклинали), этапа развития как рудовмещающей толщи, так и рудоносного магматизма. То же самое можно сказать о грейзенах и т. д.

Генетические классификации используют как прямые, непосредственно наблюдаемые факторы (вещественный состав, форму рудных тел, вмещающие породы, наличие магматических образований), так и предполагаемые, вытекающие из детального изучения рудных объектов (физико-химические и термодинамические условия рудообразования, глубина рудогенерации, источники рудного вещества).

В генетическом направлении рудно-формационного анализа возможна классификация отдельных генетических таксономических единиц (например, скарнов — известковых, магне-

зиальных, железорудных, бороносных, шеелитовых, полиметаллических). Возможна классификация генетических типов оруденения конкретных металлов. Для генетического направления имеются предпосылки создания и общей единой генетической классификации, например эндогенного оруденения (магматические, пегматитовые, скарновые, грейзеновые, гидротермальные и прочие месторождения).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

«Металлогеническое» направление является самым молодым, противоречивым и разносторонним. Оно является также и наиболее мобильным, развивающимся. От представителей этого направления исходит основная критика в адрес «вещественного» и «генетического» направлений. В то же время металлогеническое направление не всегда осознает свою самостоятельность и часто рядится в одежды «генетического». В виде примера можно привести «генетическую классификацию эндогенного вольфрамового оруденения» автора [4], которая, строго говоря, по своей сущности является металлогенической. То же самое относится и к известной классификации оловорудных месторождений [9].

Возникновение металлогении потребовало новой типизации рудных объектов, учитывающей геологические условия проявления оруденения, чего не могли дать ни «вещественные», ни «генетические» классификации. Потребовалась оценка роли геологических формаций в рудогенезе, определяемая по соотношению с ними рудных формаций [2, 7]. Изменился и объект исследования. Теперь это — «оруденение», т. е. любые рудные скопления независимо от параметров, которые при последующих работах могут стать потенциальными месторождениями. Основные требования к рудным классификациям с новых позиций были сформулированы Ю. А. Билибиным: эндогенные месторождения должны быть сгруппированы в сообщества, «объединенные общностью родоначального магматического очага, общностью рудоконтролирующей структуры, близостью времени формирования, приуроченностью примерно к одному этапу в геологическом развитии района» и т. д. [1, с. 14]. Эти требования не претерпели существенных изменений и в той или иной мере сохраняются в последующих определениях таксономических единиц. В таком случае рудно-формационные классификации могут быть использованы при металлогеническом анализе и при разработке критериев поисков и оценки оруденения. Изменились и «потребители» классификаций — теперь это геологи, занятые прогнозированием и поисками

новых рудных районов, узлов, месторождений. Понадобился совсем другой арсенал методических приемов для изучения рудогенерирующих особенностей магматических образований, закономерностей их размещения, влияния состава вмещающих структурно-формационных комплексов и т. д.

Многообразие целей металлогенического анализа, большое разнообразие процессов и геологических условий образования различных месторождений обуславливает необходимость привлечения большого количества теоретических предпосылок. Металлогенический анализ использует различные геотектонические гипотезы и, естественно, усваивает как их положительные стороны, так и недостатки. Это предопределяет невозможность создания единых рудно-формационных классификаций (как общих, так и пометалльных). Первые металлогенические схемы, а также и рудно-формационные классификации опирались на представления о направленном развитии складчатых областей и проявлении определенных магматических и рудных комплексов в несколько этапов (Ю. А. Билибин). Эти представления в модифицированном виде используются и сейчас. Помимо этого, привлекаются представления о зонах активизации и внегеосинклинальном магматизме, идеи новой глобальной тектоники (тектоники плит). Многочисленность теоретических предпосылок, используемых в металлогенических рудно-формационных классификациях, наглядно показана в работе А. Д. Щеглова [15]. Добавим еще, что Д. В. Рундквист предлагал положить в основу классификации установленную им эволюцию максимального накопления оруденения в истории развития земной коры [13]. А. И. Кривцов классифицировал медно-порфировое оруденение по роли структурно-формационных комплексов в геотектонических структурах различного режима развития. Автор для вольфрамового оруденения использовал эволюцию эндогенного оруденения и оптимальные геохимические взаимосвязи элементов в истории развития подвижных областей [4].

Все эти направления исследований правомерны и приближают нас к выяснению роли тех или иных факторов в формировании различных видов оруденения. Однако создание единых и сопоставимых классификаций в данном случае исключается. И это логично, учитывая, что оруденение каждого металла имеет свои специфические особенности проявления во времени и в геотектонических структурах. Поэтому поиски наиболее ярких определяющих факторов размещения оруденения различных элементов и соответственно создание новых пометалльных классификаций сохраняют свою актуальность.

В настоящее время уже наметились два направления металлогенического анализа и две ветви металлогенических классификаций. Одна ветвь — это пометалльные или геохимически родственные полиметалльные классификации для регионального анализа, выяснение поисковых критериев и прогнозирование новых рудных районов, узлов, месторождений. Другая — это всеобъемлющие рудные классификации, используемые для глобальной металлогении, выявления особенностей формирования и размещения рудных месторождений в крупных геотектонических структурах. Металлогенические полиметалльные классификации строятся в одних случаях на обобщенных идеализированных схемах развития геотектонических структур, в других — с учетом особенностей режима их развития, а соответственно и вещественного характера слагающих структурно-формационных комплексов, петрохимического профиля магматизма. Создаются также классификации оруденения типовых геотектонических структур (платформ, щитов, геосинклинально-складчатых систем различного режима развития зон активизации, рифтогенных структур). И в таком случае желательно построение классификаций на единых принципах, что давало бы возможность их сопоставления. Это необходимо для понимания места конкретного оруденения того или иного элемента в общей схеме рудогенеза в истории развития земной коры или отдельных ее геотектонических элементов.

Исходя из изложенного ясно, что для металлогенических классификаций используется значительно больше классификационных факторов, для выяснения которых требуется литологическое, петрографическое, геофизическое, минералого-геохимическое изучение рудовмещающих, рудоносных и рудогенерирующих формаций, выявление рудоконтролирующих признаков (глубинных разломов, разрывных нарушений, пликативных, тектономагматических структур), выяснение геотектонического режима развития и т. д. Металлогенические классификации используют не только прямые наблюдаемые классификационные признаки, полученные в процессе детального изучения, но и косвенные и гипотетические.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

В различных «вещественных» классификациях ранговость таксономических единиц неоднозначна. В одних случаях основной таксономической единицей является «формация» (которая по своему объему и характеру определения соответствует минеральному типу в

понимании металлогенического направления). Иногда это отдельные этапы или стадии единого рудного процесса, а иногда и фациальные разновидности руд (например, «касситерит-кварцевая», «кварцево-сульфидная» и т. п.) В таком случае на одном месторождении и даже в одном рудном теле присутствуют сразу несколько «формаций». В других случаях «минеральный тип» (или «формация») состоит из различных парагенезисов (грейзенового, пегматитового, скарнового), и тогда «минеральный тип» подразделяется на «формации» или «формация» на «генетические типы». При таком подходе в одном рудном теле и даже отдельно взятом рудном штуфе можно обнаружить несколько формаций. Система собственных наименований таксономических единиц — вещественная, преимущественно минералогическая, иногда с привлечением генетических наименований.

В «генетических классификациях» также отсутствуют четкость и единообразие соподчиненности таксономических единиц. Так, основная единица (генетический тип?) подразделяется на формации, которые, с свою очередь, состоят из минеральных типов. Например, «пегматиты» подразделяются на «формации» «редкоземельных», «сланцевых», «редкометалльных» и «хрусталеносных» пегматитов, состоящих из «ортитовых», «монокитовых», «танталитовых», «касситеритовых» и т. д. минеральных типов [10]. Другой пример — «грейзены» подразделяются на «кварцевожилльно-грейзеновую», «скарново-карбонатно-грейзеновую» и другие формации, состоящие из «касситерит-кварц-полевошпатового», «вольфрамит-мусковит-кварцевого», «молибденит-кварцевого» и прочих минеральных типов [16]. Как видим, «генетический» тип в этой категории классификаций довольно часто признается более крупной единицей, которая подразделяется на «формации». В пометалльных классификациях существует подразделение на грейзеновую, пегматитовую, скарновую, риолитовую формации, т. е. генетическим типам придается формационное звучание. В итоге с одной рудоносной формацией (с одним интрузивом) в понимании генетического направления возможно проявление нескольких «формаций». Наличие нескольких «формаций» возможно даже на различных участках одного месторождения (грейзены, кварцево-сульфидные жилы, скарны). В собственных наименованиях таксономических единиц преобладает сочетание генетических и вещественных (минералогических и геохимических) названий.

Металлогенические (формационные) классификации оперируют значительно большим количеством таксономических единиц: «формации», «субформации», «подформации»

«комплексы, ряды, серии, типы формаций». Столь большой набор таксономических единиц в разных классификациях можно вполне объяснить, учитывая многообразие целей металлогенического анализа и различный характер определяющих классификационных факторов. В большинстве случаев соблюдается их иерархическая ранговость, т. е. минеральные и генетические типы являются составными частями «формаций», которые объединяются в «комплексы», «ряды» и т. д. Следует добавить, что в «металлогенических» (формационных) классификациях пытаются производить единообразное выделение рудных формаций в соответствии с проявлением рудоносных, рудовмещающих и рудогенерирующих формаций. Поэтому им свойственна определенная четкость и соподчиненность таксономических единиц. В итоге одной магматической формации соответствует одна рудная формация, магматическому комплексу — рудный комплекс, фазовым и фациальным разностям интрузивов — минеральные типы и т. д. Значительно хуже обстоит дело с собственными наименованиями таксономических единиц. «Металлогенические» классификации пользуются тем же арсеналом вещественных названий в сочетании с генетическими и даже морфологическими, причем больший упор делается на геохимические ассоциации элементов. Использование вещественных наименований для таксономических единиц металлогенических классификаций приводит к весьма нежелательным результатам. В металлогенические «формации» вкладывается значительно больший и емкий смысл, учитывающий помимо вещественной характеристики рудного объекта целый ряд геологических факторов его проявления. Однако из-за идентичности или схожести наименований с вещественными «формациями» в практике довольно часто этот смысл теряется, выхолащивается, и в итоге металлогенические формации начинают сопоставляться с вещественными.

Таким образом, следует констатировать полное несоответствие в ранговой соподчиненности основных таксономических единиц, и в первую очередь «рудной формации», в вещественных, генетических и металлогенических классификациях.

Представители металлогенического (формационного) направления отстаивают право использования термина «формация» только в классификациях, предназначенных для металлогенических целей. Действительно, по логике вещей для таксономических единиц вещественных классификаций вполне оправданными были бы наименования минеральных типов, а генетических классификаций — генетических типов, тем более что металлогенические классификации предусматривают анализ соотноше-

ния геологических (рудовмещающих, рудоносных, рудогенерирующих) формаций, т. е. пользуются теми же принципами выделения формаций, что и другие отрасли геологии.

Однако термин «рудная формация» первоначально стал использоваться при вещественных классификациях. Затем его стали применять и при генетических классификациях. В том и другом случае он закрепился, и ничто не смогло нарушить эту традиционность терминологии и директивно закрепить термин «формация» за каким-либо одним направлением, о чем свидетельствуют геологическая литература и повседневная геологическая речь на протяжении последних 20 лет. Здесь следует учесть, что конструктивных рекомендаций по разграничению «сфер влияния» различных классификаций и упорядочению терминологии для каждого направления рудно-формационного анализа до сих пор не предлагалось. Все классификации, включая и вещественные, и генетические, претендовали на всеобщность и возможность прогнозирования оруденения на всех стадиях геолого-разведочных работ, начиная от металлогенических областей и зон, рудных районов вплоть до обогащенных участков, флангов и глубоких горизонтов отдельных рудных тел, а значит, пользовались единой терминологией.

Подразделение рудно-формационного анализа на три самостоятельных научных направления, а соответственно и рудных классификаций на три категории логично ставит вопрос о необходимости создания своих систем таксономических единиц и их наименований.

Для вещественных классификаций это могли бы быть минеральные типы, минеральные ассоциации, парагенезисы (или этапы рудообразования, стадии минерализации), типы руд.

В генетических классификациях, где необходима трех-четырёхступенчатая номенклатура таксономических единиц, можно было бы использовать генетические группы оруденения, генетические ряды, генетические типы и — как их составляющие — минеральные типы.

В металлогенических классификациях за основной таксономической единицей следовало бы оставить термин «рудная формация». Это обусловлено тем, что понимание «рудной формации» в металлогенических классификациях наиболее близко к современному понятию «геологических формаций». Здесь можно привести формулировку Ю. А. Кузнецова, что геологическая формация представляет собой «...естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры» [8].

Собственные наименования таксономических единиц вещественных и генетических классификаций в большинстве случаев затруднений не вызывают и находятся в соответствии со своими задачами и классификационными признаками. А вот металлогенические классификации своей системы собственных наименований не имеют и пользуются вещественными и генетическими признаками и их сочетаниями. Однако для металлогенических классификаций необходимы геологические признаки, характеризующие условия локализации оруденения. Но ведь одно-, двух-, трехсложные собственные наименования, удобные в обиходной практике, не могут помочь решению задач, так как не в состоянии охарактеризовать многообразие геологических обстановок проявления оруденения. В соответствии с этим как один из возможных путей решения задачи автором была предложена система абстрактных наименований для эндогенного оруденения складчатых областей по буквам латинского алфавита, отличающимся по написанию от русских букв. Предлагалось ограничиться всего шестью буквами (G, F, N, R, S, V) для оруденения всех основных этапов развития подвижных областей: геосинклинального, инверсионного, ранне-, средне-, поздне-, посторогенного. Рудные формации различных металлов отражаются добавлением индекса в виде химического символа элемента, а конкретная формация — добавлением цифрового индекса, например Nw_2 (раннеорогенная вольфрам-редкометалльная формация).

Однако выработка системы номенклатур для таксономических единиц всех категорий рудно-формационных классификаций, как и разработка систем собственных наименований для металлогенических классификаций, процесс длительный и неоднозначный. Поэтому как первый шаг к упорядочению рудно-формационного анализа и достижению взаимопонимания всех геологов, работающих в области расширения рудно-сырьевой базы, предлагается обязательное добавление к каждой классификации и соответственно формации названия их категории.

ПРОГНОЗНАЯ РОЛЬ КЛАССИФИКАЦИЙ

В настоящее время широко распространено деление геологического прогнозирования на три части: региональное, крупномасштабное и локальное.

Обратим внимание, что категории рудно-формационных классификаций по своим целям, задачам, объектам исследований в основных чертах совпадают с рангами прогнозирования: металлогенические — с региональным

прогнозированием, генетические — с крупномасштабным, вещественные — с локальным.

В соответствии с рангом объектов прогнозирования производится типизация рудных объектов по одному из рассмотренных направлений рудно-формационного анализа: для регионального прогнозирования используются металлогенические (формационные) классификации, для крупномасштабного — генетические, для локального — вещественные. Таксономические единицы различных категорий рудно-формационных классификаций требуют создания самостоятельных поисковых моделей. Они совершенно несопоставимы для прогнозирования различного ранга: характер рудоносных территорий — для регионального, генетические модели месторождений — для крупномасштабного, рудоносные структуры и породы — для локального. Соответственно для их создания привлекаются совершенно различные факторы: геологические факторы контроля оруденения — для регионального прогнозирования, условия и механизм формирования оруденения — для крупномасштабного, закономерности зонального размещения вещества — для локального. Таким образом, разномасштабное прогнозирование в соответствии с тремя основными научными направлениями рудно-формационного анализа применяет различный набор прогнозных процедур для выяснения разных факторов рудно-формационного анализа.

ВЫВОДЫ

1. Достигнутый уровень развития рудно-формационного анализа позволяет подразделить его на три самостоятельных научных направления и соответственно выделить три категории рудно-формационных классификаций: 1 — вещественные, 2 — генетические, 3 — металлогенические (формационные).

2. Категории рудно-формационных классификаций по своим целям, задачам, объектам и методикам исследований в основных чертах совпадают с рангами прогнозирования: металлогенические — с региональным прогнозированием, генетические — с крупномасштабным, вещественные — с локальным.

3. Требуется унификация таксономических единиц, их номенклатуры для всех категорий рудно-формационных классификаций, что необходимо для упорядочения рудно-формационного анализа, достижения общего взаимопонимания и более быстрого внедрения его достижений в геологическую практику.

4. Если для повседневной геологической практики необходима унификация понятий, то диалектика развития требует выдвижения все новых положений. В данном случае подразде-

ление рудно-формационного анализа на три самостоятельных научных направления требует дальнейшей разработки теоретических

предпосылок и методических приемов для каждого направления рудно-формационного анализа, новых классификационных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— М.: Гостеолтехиздат, 1955.
2. Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И. и др. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов // Сов. геол.— 1984.— № 6.
3. Васильев В. И., Драгунов В. И., Плющев Е. В. Прогностическое значение систематики парагенераций и формаций // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.— Л.: ВСЕГЕИ, 1971.
4. Воеводин В. Н. Принципы рудно-формационного анализа и генетическая классификация эндогенного вольфрамового оруденения // Сов. геол.— 1982.— № 4.
5. Генезис эндогенных рудных месторождений/ В. И. Смирнов.— М.: Недра, 1968.
6. Кривоцов А. И. Типы районов медно-порфирового оруденения // Геол. рудн. месторожд.— 1977.— № 4.
7. Кривоцов А. И. Формационные основы прикладной металлогении // Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та цветных и благород. мет.— 1985.— № 197.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.
9. Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений // Сов. геол.— 1972.— № 5.
10. Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.
11. Основные типы рудных формаций/Ю. А. Косыгин, Е. А. Кулиш.— М.: Наука, 1984.
12. Рудные и рудоносные формации (терминологический справочник)/Ю. А. Косыгин, Е. А. Кулиш.— М.: Недра, 1983.
13. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. V.
14. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций // Основы научного прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.— Л.: ВСЕГЕИ, 1971.
15. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.
16. Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
4 января 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Статья В. Н. Воеводина посвящена актуальной проблеме упорядочения понятийно-терминологической базы рудной геологии, бурно развивающейся в последние десятилетия и значительно запутанной к настоящему времени. Автор справедливо выделяет научные направления, изучающие отдельные части иерархического ряда рудных подразделений, характеризует их цели, задачи, классификации, методы изучения и прогнозирования. Автор, конечно, прав, предлагая называть рудными формациями те рудные образования, которые по уровню организации соответствуют геологическим формациям.

Замечания.

1. Вряд ли удачны использованные названия трех направлений (вещественное, генетическое и металлогеническое). Лучше их заключить в кавычки. Дело в том, что первое направление изучает преимущественно рудные минералы и рудные породы (т. е. руды) и является, таким образом, минералого-петрографическим, второе — рудные субформации («малые» формации), третье — рудные формации («большие формации»), формационные ряды и т. д. А по своему подходу

каждое направление может быть и вещественным (если внимание акцентируется на вещественном составе, а не на структуре), и структурным, исследующим в первую очередь закономірности размещения, и генетическим, и комплексным (структурно-вещественным и т. д.). В частности, в металлогении представлен не только вещественный подход (ярко выражен в ВСЕГЕИ), но и структурный (концепция рудоцентрирующих структур, интенсивно развиваемая в ИГЕМе под руководством М. А. Фаворской и И. Н. Томсона).

2. Из предыдущего замечания следует, что три рассматриваемые В. Н. Воеводиным направления охватывают не только рудно-формационный, но и подформационный и надформационный уровни организации вещества. Иными словами автор охватывает большую часть рудной геологии (в широком смысле слова, с включением в нее металлогении). За пределами остались лишь глобальные подразделения: рудные провинции и глобальные рудные пояса, отвечающие по уровню организации рудным комплексам и рудосфере. Поэтому лучше говорить не о рудно-формационном, а о рудно-геологическом анализе.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.5 : 551.77(571.64)

Б. А. Сальников, Н. С. Газов

ЛИТО- И БИОФАЦИАЛЬНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Рассматривается цикличное строение кайнозойских отложений Сахалина. Выделены и описаны четыре циклокомплекса, которые распознаются в разрезах всех районов острова. Предлагается способ построения модели изменения палеоглубин осадконакопления по количественному распределению ископаемых

В разрезах кайнозойских отложений Сахалина выделены по литофациальному признаку и описаны четыре макроцикла [1], соответствующие циклокомплексам (ЦК_м) в терминкластуре, предложенной Н. Б. Вассоевичем. Кайнозойские ЦК_м Сахалина относятся к циклам с элементами симметрии. Они обладают прогрессивной и регрессивной частями. Такое их строение прямо связывается с морскими трансгрессиями и регрессиями, обуславливающими осадочную дифференциацию терригенного вещества.

Первый снизу ЦК_м представлен (рис. 1) в трансгрессивной части континентальными отложениями снежинкинской свиты (P₁₋₂), в фазе максимума трансгрессии — относительно глубоководными отложениями геннойшинской свиты (P₃) и в регрессивной части — прибрежно-морскими и лагунными отложениями верхне-аракайской подсвиты (P₃). Второй ЦК_м в трансгрессивной части представлен отложениями холмской свиты (N₁), а в регрессивной — прибрежно-морскими или лагунными отложениями чеховской свиты (N₁). Третий ЦК_м начинается угленосными отложениями верхне-дуйской свиты (N₁). Максимуму трансгрессии отвечают глубоководные морские отложения курасийской свиты (N₁), а заканчивается ЦК_м прибрежно-морской толщей нижнемаруямской подсвиты (N₁). Четвертый ЦК_м в трансгрессивной части сложен морскими диатомитами верхов нижнемаруямской подсвиты (N₁), а в регрессивной — субконтинентальными лититоносными отложениями верхнемаруямской подсвиты (N₂).

Описанные ЦК_м выделены в разрезах южной и центральной частей Сахалина. Они опознаются и на севере острова. Здесь первому

бентосных фораминифер в разрезах скважин Северного Сахалина. Характер палеобатиметрической эволюции морского бассейна согласуется с изменением гранулометрического состава пород и цикличностью осадконакопления.

ЦК_м соответствует магичарская свита, второму — даехуриинская, уйнинская свиты и нижняя половина дагинской, третьему — верхняя половина дагинской свиты, окобыкайская и нижняя часть нутовской свиты. Четвертый ЦК_м охватывает верхнюю часть нутовской свиты и помырскую.

Существуют и другие схемы циклического строения разреза. В разное время в одних и тех же палеоген-неогеновых отложениях Сахалина выделялось от трех до шести макроциклов [3, 4]. Причина различий заключается в том, что исследователи применяли разные критерии для их выделения, а иногда недостаточно точно выдерживали принципы их выделения. За основу разделения осадочной толщи на макроциклы брались седиментационные перемены, эпохи угленакопления или этапы поднятий. Как известно, историко-геологический анализ цикличности часто преследует стратиграфические цели. Уровни, отвечающие экстремальным точкам циклов — максимумам регрессий и трансгрессий, с некоторой долей условности считаются изохронными поверхностями.

Вместе с тем выявление таких поверхностей представляет собой сложную задачу. Литофациальный анализ позволяет выделять в разрезах лишь более или менее крупные интервалы, отвечающие максимумам регрессий и трансгрессий. И если понижения уровня моря часто отмечаются поверхностями несогласий, то уровни максимального его повышения теряются в толщах непрерывного осадконакопления.

Для поисков уровней, которым соответствуют наибольшие глубины моря в бассейне седиментации, нами использован палеоэкологический анализ бентосной фауны.

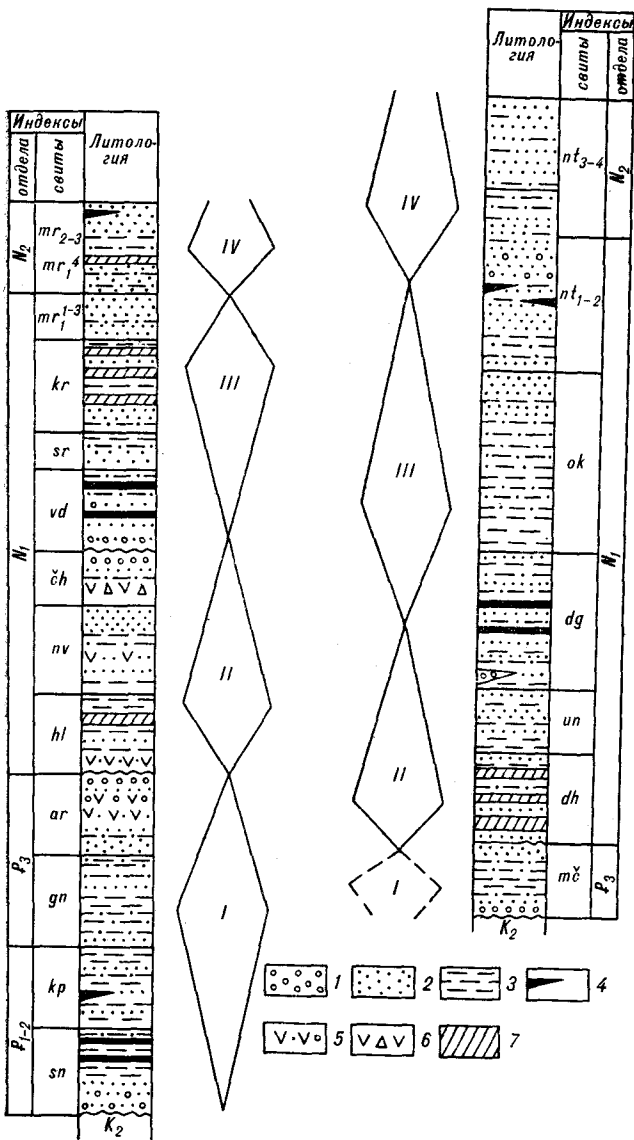


Рис. 1. Литофациальная цикличность в кайнозойских отложениях Сахалина (слева — юг, справа — север Сахалина).

1 — конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты и глины; 4 — уголь; 5 — вулканогенно-осадочные; 6 — вулканогенные; 7 — кремнистые породы. Римские цифры — номера циклокомплексов. Свиты юга Сахалина: *sn* — снежинкинская, *kr* — краснопольевская, *gn* — геннойшинская, *ar* — аравайская, *hl* — холмская, *nv* — невельская, *ch* — чеховская, *vd* — верхнедуйская, *sr* — сертунайская, *kr* — курасийская, *mr* — маруямская. Свиты севера Сахалина: *mc* — мацигарская, *dh* — даехуринская, *un* — уйнинская, *dg* — дагинская, *ok* — окобыкайская, *nt* — нутовская.

Использование донной микро- и макрофауны для количественной оценки палеоглубины не является новым методом. На сахалинском материале он широко применяется стратиграфами и палеонтологами. При этом оценка палеоглубины производится на основе применения главных положений принципа актуализма по отношению к ископаемым биоценозам моллюсков [5] или фораминифер [2, 6].

Приводимые при такой оценке палеоглубины, как правило, характеризуют значительные стратиграфические (временные) интервалы и имеют ступенчатый вид. Для наших целей необходимо знать непрерывную динамику изменения глубин моря в период накопления всего изучаемого разреза. Таким образом, задача состоит в построении количественной модели изменения палеоглубин моря во времени. Для ее решения авторы предлагают способ расчета наиболее вероятных палеоглубин осадконакопления по комплексам ископаемых бентосных фораминифер, обнаруженных в керне разведочных скважин Северного Сахалина. Исходными данными для этого служат современные распределения донных фораминифер в Охотском море [6, 7].

Основные трудности при сравнении современного и древнего распределения фораминифер по глубинам моря следующие: 1) широкий диапазон глубин обитания отдельных видов; 2) отсутствие среди некоторых ископаемых видов аналогов в современных комплексах фораминифер; 3) прямой перенос глубин обитания современных видов в геологическое прошлое затруднен из-за того, что каждый описанный в керне скважин древний комплекс характеризует не момент, а определенный отрезок геологического времени продолжительностью в тысячи лет, вследствие чего образец породы содержит фауну с различными батиметрическими характеристиками. Преодоление этих трудностей позволяет, по мнению авторов, решить задачу по количественному расчету палеоглубин морской седиментации.

Изучение охотоморских фораминифер показало, что, несмотря на широкий диапазон глубин обитания бентоса, максимум развития большинства видов по числу экземпляров приурочен к определенной глубине, наиболее благоприятной для вида. По всей вероятности, последнее сохранилось в течение по крайней мере палеогена — неогена у большинства видов. Убедительное доказательство этому дано Н. А. Волошиновой и Л. С. Леоненко [2], которые детально исследовали биофаии позднемiocенового времени Северного Сахалина. Как известно, окобыкайские отложения соответствующего возраста представлены на востоке морскими глинистыми фациями, к западу постепенно замещающимися более мелководными, вплоть до субконтинентальных. В этом же направлении меняются биофаии фораминифер. Свои выводы названные авторы обосновывали путем сравнения условий обитания ископаемых и современных фораминифер, другими словами, они показали применимость актуалистического метода в биофациальном анализе.

Проведением количественных расчетов на родовом уровне взамен видовой удается, по на-

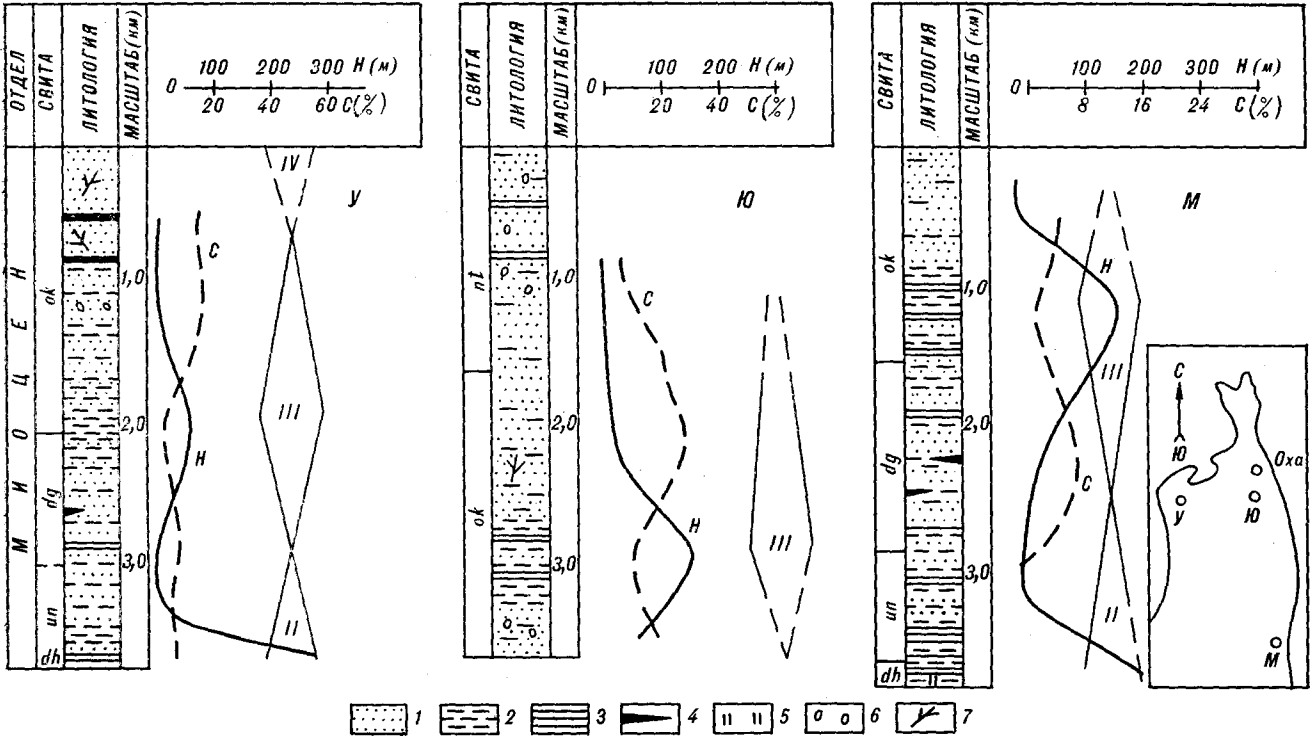


Рис. 2. Модели изменения палеоглубин H и гранулометрического состава C (содержание фракции $> 0,25$ мм) по разрезам разведочных площадей Северного Сахалина.
 1 — пески и песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины и аргиллиты; 4 — уголь; 5 — кремнистость; 6 — гравий; 7 — растительный детрит. Римские цифры — номера циклокомплексов. На врезе показана схема расположения разведочных площадей: У — Узловая, Ю — Юганская, М — Монгинская.

шему мнению, избежать второго затруднения. Очевидно, что родовые признаки фауны более консервативны по отношению к изменчивости, более устойчивы во времени, что дает возможность использования их в расчетах палеоглубин даже при отсутствии аналогов отдельных видов среди современных фораминифер. Для этого достаточно наличия родового сходства.

Наконец, третье затруднение, казалось бы непреодолимое, связано с невозможностью точно определить палеоглубину морского бассейна, в котором образовалась горная порода, содержащая данный комплекс микрофауны. Однако, как показывает анализ таких комплексов, в них всегда преобладают представители родов с характерными, определенными глубинами обитания. Это позволяет вычислять методом средневзвешенного осредненные палеоглубины осадконакопления для каждого интервала обитания, не исключая из рассмотрения роды, благоприятная глубина обитания которых не совпадает с таковой преобладающего рода.

Таким образом, методический прием, используемый для расчета палеоглубин, заключается в следующем. Вначале вычисляются средние значения глубин максимального развития (по числу экземпляров) представителей каждого рода современных фораминифер. Далее мето-

дом средневзвешенного [8] определяется некоторая средняя величина, приблизительно характеризующая глубину моря (возможно, меняющуюся) в период накопления осадков, содержащих данный комплекс ископаемой микрофауны. Наконец вычисленные значения группируются в равные интервалы по разрезу и строятся кривые — модели изменения палеоглубин во времени (по разрезу).

Полученные в конечном итоге палеоглубины не могут отражать истинных глубин моря, являясь наиболее вероятной осредненной величиной. Модели изменения палеоглубин по разрезам некоторых скважин Северного Сахалина приведены на рис. 2. Охарактеризованные этими моделями разведочные площади расположены в различных структурно-фациальных зонах, выделяемых на рассматриваемой территории. Реальность моделей подтверждается общегеологическими данными, в том числе литофациальной цикличностью, а также характером изменения гранулометрического состава. Полученные расчетным способом палеоглубины наибольшими своими значениями характеризуют максимально глубоководные части разрезов (см. рис. 1, макроциклы II и III). А точки перегибов на кривых изменения глубин могут служить коррелятивами, в наибольшей степени отвечающими требованию изохронности.

Сравнение батиметрических моделей различных структурно-фациальных зон также согласуется с геологическими данными. Уменьшение глубины позднемiocенового морского бассейна с востока (см. рис. 2, Юганская площадь) на запад (Узловая площадь) происходит по мере приближения к источникам сноса, располагавшимся в это время на материковой части Дальнего Востока.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы: 1) циклокомплексы, выделенные в кайнозойских разрезах Северного Сахалина, подтверждаются биофациальным анали-

зом; 2) анализ количественного распределения ископаемых фораминифер в разрезах скважин позволяет оценить изменение во времени глубины моря в бассейне седиментации; 3) графические модели изменения палеоглубин морского осадконакопления согласуются с изменением гранулометрического состава осадков; 4) предлагаемый способ расчета палеоглубин по бентосной микрофауне дает дополнительную информацию для детализации палеографических обстановок седиментации и обоснования стратиграфических схем.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Биофациальные* особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов.— Новосибирск: Наука, 1974.
2. *Волошинова Н. А., Леоненко Л. С.* Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер.— Новосибирск, 1973.— (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 62).
3. *Геологическое* строение и газонефтеносность северной части Сахалина.— Л.: Гостоптехиздат, 1959.— (Тр. ВНИГРИ, вып. 135).
4. *Мельников О. А., Захарова М. А.* Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина.— М.: Наука, 1977.
5. *Савицкий В. О.* Нукуланиды и биостратиграфия палеоген-неогеновых отложений Южного Сахалина: Автореф. канд. дис. ...— М., 1973.
6. *Саидова Х. М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
7. *Фораминиферы* дальневосточных морей СССР.— Новосибирск, 1979.— (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 387).
8. *Румшинский Л. З.* Математическая обработка результатов эксперимента: Справочное руководство.— М.: Наука, 1971.

СахалинНИПИнефтегаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
3 ноября 1986 г.

УДК 553.21 + 553.41

И. И. Фатъянов, Г. М. Яськин, Г. А. Валуй

АДУЛЯР ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Проведено изучение структурного состояния адуляра из двух жильно-метасоматических зон месторождения. Он представлен двумя структурными разновидностями: моноклинным — в зоне Главной и триклинным — в зоне Промежуточной. Различная степень упорядоченности адуляра связана с особенностями его образования в зонах: в Главной адуляр-кварцевые агрегаты возникали в участках флюидно-

эксплозивного брекчирования при интенсивной потере летучих, низком флюидном давлении и относительно быстром минералоотложении, в Промежуточной — в участках перекристаллизации ранних минеральных агрегатов при достаточно высоком флюидном давлении, меньшей скорости кристаллизации и, вероятно, более высокой щелочности среды.

Как известно, структурное состояние калиевых полевых шпатов (КПШ) широко используется петрологами для реконструкции условий кристаллизации гранитоидных массивов [2, 4, 9]. В области гидротермального минералообразования случаи генетической интерпретации структурных модификаций низкотемпературных КПШ редки [6]. Исследователи обычно лишь приводят данные по их структурному состоянию [3].

Вместе с тем адуляр — один из типоморфных минералов вулканогенного рудообразования. В ассоциации с кварцем он часто слагает рудные тела или отдельные их участки на многих золотосеребряных объектах Тихоокеанского подвижного пояса. Можно предполагать, что адуляр является носителем важной информации об условиях формирования минеральных комплексов. В настоящем исследовании и предпринята попытка связать степень упоря-



Текстурные особенности адуляр-кварцевых агрегатов: А — в зоне Главной (обр. 0-779Г, уменьшение в 1,3 раза), Б — в зоне Промежуточной (обр. 0-1620, натур. величина). Белое — адуляр, серое — кварц.

дочения адуляра одного из месторождений Нижнего Приамурья с особенностями минералообразующего процесса.

Месторождение приурочено к верхнемеловой вулканической постройке, которая представляет собой асимметричную грабенообразную депрессию, выполненную эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно среднего состава. Вулканоструктура, с севера ограничена региональным разломом, с востока и юга — системой нарушений, проходящих вдоль эндо- и экзоконтакта с крупным поздне-меловым — палеогеновым гранитоидным массивом. Фундамент вулканической постройки сложен верхнеюрскими — нижнемеловыми песчано-алевритовыми осадками.

Золотосеребряная минерализация месторождения сосредоточена главным образом в двух крутопадающих жильно-метасоматических зонах северо-восточного простирания — Главной и Промежуточной. Зоны сложены преимущественно серицит-адуляр-кварцевым минеральным комплексом, сформированным процессами кислотного выщелачивания вулканитов и терригенных осадков. Строение метасоматитов осложнено участками флюидно-эксплозивного брекчирования и окаймляющими их ореолами повышенной трещиноватости, в которых широкое развитие получили процессы перекристаллизации ранних минеральных агрегатов. С отмеченными явлениями тесно связано образование продуктивных ассоциаций: в зоне Главной — золотосульфосольно-сульфидной и золотосульфидной, в Промежуточной — золотосульфидной, золотосульфидно-теллуридной и теллуридной.

Адуляр в небольших количествах обычно рассеян в кварцевых «ядрах» жильно-метасоматических зон в виде мелких зерен, реже кристаллов с ромбовидным сечением. Однако на отдельных участках отмечаются его значительные скопления. Характерно при этом, что

адуляр-кварцевые агрегаты в зонах Главной и Промежуточной различны по текстурному облику (см. рисунок), а адуляры — по цвету и зернистости.

В зоне Главной адуляр образует неширокие (2—5, редко 10 мм) слойки, чередующиеся с кварцевыми прослойками, что придает адуляр-кварцевым агрегатам характерную ритмично-полосчатую текстуру. Минерал в слойках белый, тонкозернистый. В адуляровых слойках постоянно присутствует переменное количество кварца, часто вместе с серицитом. В полосчатых адуляр-кварцевых агрегатах нередко отмечаются обломки раннего тонкозернистого кварца, которые обычно окаймлены адуляровым слойком.

В зоне Промежуточной адуляр наблюдается в виде небольших (до 20 мм в поперечнике) пятнообразных скоплений в кварце или полосовидных выделений в зальбандах кварцевых жилков и прожилков, развивающихся по метасоматитам стадии кислотного выщелачивания. Минерал имеет розовый цвет, мелко-, средне- или крупнозернистое сложение, часто ассоциирует с хлоритом и серицитом.

Методика исследования. Состав адуляра определялся химическим и рентгенографическим методами. Содержание лития, рубидия и цезия устанавливалось на атомно-абсорбционном спектрофотометре «Hitachi», бария и стронция — количественным спектральным анализом. Относительные ошибки результатов определения элементов не превышают пределов, предусмотренных методиками для анализов II категории точности [5].

Рентгенографическое исследование КППШ проводилось на дифрактометре ДРОН-1 ($\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр) при режиме съемки $U = 35$ кв, $I = 10$ мА. Скорость сканирования образца — 0,5 град/мин. Порошкограммы снимались в диапазоне углов $2\theta = 20 - 52^\circ$. Состав

Химический состав адуляра из жильно-метасоматических зон месторождения (мас. %)

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ	Ап, Аб, Ор, мол. %		
<i>Зона Главная</i>														
0-776Г	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,32	0,60	8,76	He опр.		2,4	9,5	88,1
0-777Г	»	»	»	»	»	»	0,22	0,48	8,01	»		2,1	7,9	90,0
0-779Г	67,32	»	16,54	0,10	0,02	0,40	0,40	0,58	14,03	»	99,39	2,2	5,8	92,0
<i>Зона Промежуточная</i>														
0-1364	64,70	0,00	17,87	0,23	0,02	0,13	0,35	0,43	16,29	0,02	100,04	1,6	3,9	94,5
0-1794	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,50	0,40	9,37	He опр.		4,1	5,4	90,5
0-1620	65,00	0,02	17,87	0,06	0,01	0,48	0,38	0,46	15,07	0,12	99,77	2,0	4,4	93,6

Примечание. Аналитик Л. А. Козлова (ДВГИ ДВО АН СССР).

КПШ определялся по абсолютным значениям рефлекса 201 [11]. В качестве внутреннего стандарта применен металлический кремний ($a = 5,4306 \text{ \AA}$). Точность определения состава рентгенографическим методом — 2—3 мол. % Ор.

Для оценки упорядоченности КПШ использовано распределение алюминия по позициям тетраэдров T_{1o} , T_{1m} , T_{2o} и T_{2m} , которое определялось по экспрессной методике расчета коэффициентов Томпсона Δz и $\Delta y = \Delta p$ [1]. При расчете коэффициентов использована разность рефлексов 204 и 060. В моноклинных КПШ $\Delta p = 0$, а Δz изменяется от 0 (в санидинах) до 1 (в максимально упорядоченных ортоклазах). В триклинных КПШ изменяется не только величина Δz , но и Δp , с увеличением триклинности возрастающая от 0 до 1. Для максимальных микроклинов $\Delta p = \Delta z = 1$.

Анализ результатов. По химическому составу адуляры из разных зон месторождения незначительно различаются между собой (табл. 1). Можно отметить более высокое содержание альбитовой и соответственно более низкое ортоклазовой составляющей в адулярах зоны Главной по сравнению с таковыми Промежуточной.

Из редких щелочей в адулярах месторождения преобладает рубидий, из щелочно-земельных элементов — барий (табл. 2). При этом количество рубидия и цезия несколько выше в адулярах зоны Главной, бария и стронция — Промежуточной. Рубидий-цезиевое отношение в адулярах обеих зон близко, а барий-стронциевое — немного выше в адулярах зоны Промежуточной.

Рентгенографические исследования адуляра показали, что в жильно-метасоматических зонах месторождения присутствуют как моноклинные, так и триклинные разности (табл. 3): промежуточные ортоклазы ($-2V - 50 - 60^\circ$), высокие и промежуточные микроклины ($-2V - 60 - 70^\circ$). Ортоклазы зафиксированы только в зоне Главной, а микроклины — в Промежуточ-

ной. Аналогичные результаты получены Л. В. Русиновым с соавторами, установившими с помощью дифрактометрии моноклинные, а оптическим методом триклинные КПШ.

Наличие в рудах двух модификаций КПШ Л. В. Русинов и соавторы объяснили переходом моноклинных разностей в триклинные под действием термальных процессов. Однако новые данные по структуре рудного поля, а также особенностям строения жильно-метасоматических зон позволяют по-иному интерпретировать присутствие на месторождении адуляра с разной степенью упорядочения.

Рудное поле, согласно исследованиям В. Г. Хомича, разбито северо-восточными разломами на ряд блоков, ступенчато погружающихся к северо-западу. Зона Главная, располагаясь в приподнятом блоке, является существенно эродированной рудолокализирующей структурой. Она характеризуется значительным по мощности кварцевым «ядром», в пределах которого широко развиты обширные участки флюидно-эксплозивного брекчирования. Зона Промежуточная, приуроченная к опущенному блоку, эроди-

Таблица 2

Содержание в адуляре некоторых щелочных и щелочно-земельных элементов (10^{-4} мас. %)

Проба	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb/Cs	Ba/Sr
<i>Зона Главная</i>						
0-776Г	330	40	470	90	8,2	5,2
0-777Г	165	40	520	790	4,1	0,7
0-779Г	175	45	120	110	3,9	1,1
<i>Зона Промежуточная</i>						
0-1364	175	30	150	20	5,8	7,5
0-1794	175	30	1800	450	5,8	4,0
0-1620	35	30	1700	570	1,2	3,0

Примечание. Содержание щелочных элементов определено атомно-абсорбционным методом (аналитик В. Ф. Бакилина, ДВГИ ДВО АН СССР), щелочно-земельных — спектральным количественным анализом (аналитик Т. В. Ланкова, ДВГИ ДВО АН СССР).

Рентгенометрическая и оптическая характеристика адуляра

Проба	2θ, град			$\Delta_{2\theta}^{204-060}$	Δ_p	Δ_z	Al(T_{10})	Al(T_{1m})	$\frac{Al(T_{10})}{Al(T_{1m})}$	Состав, мол. %	Структурное состояние	—2V
	$\bar{201}$	060	$\bar{204}$									
<i>Зона Главная</i>												
0-776Г	—	41,72	50,72	9,00	0	0,56	0,39	0,39	0,11	Or _{92,8} (Ab + An) _{7,2}	Промежуточный ортоклаз	54—60°
0-777Г	—	41,76	50,72	8,96	0	0,62	0,41	0,41	0,09		То же	50—56°
0-779Г	20,96	41,73	50,67	8,94	0	0,65	0,41	0,41	0,09		»	54—60°
<i>Зона Промежуточная</i>												
0-1364	20,96	41,71	50,64	8,93	0,35	0,66	0,59	0,24	0,08	Or _{99,5} (Ab + An) _{0,5}	Высокий микроклин	60—64°
0-1794	20,97	41,76	50,66	8,90	0,41	0,71	0,63	0,22	0,07	Or _{98,5} (Ab + An) _{1,5}	Промежуточный микроклин	67—70°
0-1620	21,01	41,80	50,61	8,81	0,55	0,84	0,73	0,19	0,04	Or _{94,8} (Ab + An) _{5,2}	То же	60—64°

Примечание. Состав проб 0-776Г и 0-777Г не определен из-за присутствия в них фазы α -кварца. Анализы выполнены Т. В. Афанасьевой (ДВГИ ДВО АН СССР).

рована слабее. В ней вверх по разрезу отмечается уменьшение мощности кварцевого «ядра», затем наблюдается его ветвление на ряд жилоподобных тел и наконец расщепление на серию жилок и прожилков. Для этой рудолокализирующей структуры характерно присутствие больших участков перекристаллизации минералов метасоматитов стадии кислотного выщелачивания, фиксирующих ореолы повышенной трещиноватости.

Как видим, адуляры зон Главной и Промежуточной кристаллизовались на различных уровнях глубинности; разная степень их упорядочения (промежуточный ортоклаз — высокий и промежуточный микроклин) может отражать особенности минералоотложения в рудолокализирующих структурах. Чтобы выявить эти особенности, коротко остановимся на основных причинах (по экспериментальным исследованиям и теоретическим разработкам), приводящих к упорядочению полевых шпатов.

Главными факторами, контролирующими структурное состояние полевых шпатов магматических образований, являются скорость остывания пород и давление водной фазы. Состав водной фазы (флюида) не имеет существенного значения вследствие высокой температуры [7]. В условиях же гидротермального минералообразования на их упорядочение, кроме скорости кристаллизации и флюидного давления, значительное влияние оказывает и состав (щелочность) минералообразующей среды. Увеличение щелочности приводит к возрастанию

скорости упорядочения полевых шпатов [7, 8, 10].

С учетом изложенного несложно показать основные отличия минералообразующих процессов, обусловивших появление КППШ с разной степенью упорядочения. Адуляр зоны Главной отлагался преимущественно в участках флюидно-эксплозивного брекчирования (полосчатые адуляр-кварцевые агрегаты здесь нередко цементируют обломки метасоматического кварца; см. рисунок). Как известно, минералоотложение на таких участках связывается с резким изменением ряда физико-химических характеристик гидротермальной системы за счет падения давления и потери летучих компонентов и протекает достаточно быстро. О значительной скорости минералоотложения в участках брекчирования зоны Главной свидетельствует, в частности, тонкозернистое строение адуляр-кварцевых агрегатов. Таким образом, сравнительно быстрая кристаллизация адуляра, а также невысокое флюидное давление при минералоотложении — основные факторы, обусловившие образование в зоне Главной малоупорядоченного моноклинового КППШ (промежуточного ортоклаза).

Адуляр зоны Промежуточной представлен значительно более упорядоченной разновидностью — триклинным КППШ (высоким и промежуточным микроклином). На его упорядочение могли в той или иной степени оказывать влияние три фактора: скорость кристаллизации, флюидное давление и щелочность раствора. Действитель-

но, приуроченность скоплений адуляра к участкам частичной перекристаллизации метасоматитов стадии кислотного выщелачивания (со значительным укрупнением зернистости минеральных агрегатов — вплоть до появления крупнозернистых разностей) свидетельствует о достаточной высокой флюидонасыщенности трещинной системы и довольно стабильных условиях минералообразования; тяготение же адуляр-кварцевых агрегатов к периферии участков перекристаллизации (к внешним зонам метасоматической колонки) позволяет предположить, что рН растворов смещался здесь в сторону повышения щелочности за счет взаимодействия с пропицитизированными вулканитами среднего состава.

Таким образом, адуляр месторождения представлен двумя структурными разновидностями:

промежуточным ортоклазом в зоне Главной, высоким и промежуточным микроклином в зоне Промежуточной. По химическому составу, содержанию редких щелочных и щелочно-земельных элементов они отличаются друг от друга весьма слабо. Различная степень упорядоченности адуляра связана с особенностями его образования в зонах: в Главной адуляр-кварцевые агрегаты возникали в участках флюидно-эксплозивного брекчирования при интенсивной потере летучих, низком флюидном давлении и относительно быстром минералоотложении, в Промежуточной — в участках трещинообразования и перекристаллизации ранних минеральных агрегатов при достаточно высоком флюидном давлении, меньшей скорости кристаллизации и, вероятно, более высокой щелочности среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афонин Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Диаграмма структурного состояния щелочных полевых шпатов в рентгенометрических координатах и экспрессная методика его определения // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1979.— № 5.
2. Валуи Г. А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов.— М.: Наука, 1979.
3. Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры.— Новосибирск: Наука, 1974.
4. Кумеев С. С. Полевые шпаты — петрогенетические индикаторы.— М.: Недра, 1982.
5. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов.— М.: Недра, 1979.
6. Русинова О. В., Русинов В. Л., Гребенчиков А. М. Трилинность калиевых полевых шпатов из некоторых гидротермальных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая серия.—1975.— Вып. 3, ч. 104.
7. Сендеров Э. Э., Бычков А. М. Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе // Сов. геол.—1979.— № 9.
8. Сендеров Э. Э., Яськин Г. М., Бычков А. М. Влияние щелочного раствора на упорядочение Si—Al в калиевом полевоом шпате // Геохимия.—1975.— № 12.
9. Хитаров Н. И., Сендеров Э. Э. и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива.— М.: Наука, 1980.
10. Щекина Т. И., Сендеров Э. Э. и др. Кинетика упорядочения альбита в щелочных гидротермальных растворах // Геохимия.—1973.— № 1.
11. Orville P. M. Unit-cell parameters of microcline — low albite and sanidine-high albite solid solutions series // Amer. Mineral.—1967.— V. 52, N 1—2.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
5 мая 1987 г.

УДК 550.42 : 546 + 550.831 : 551.14(571.6)

В. А. Максимовский, Г. В. Дитмар, В. В. Пуринг

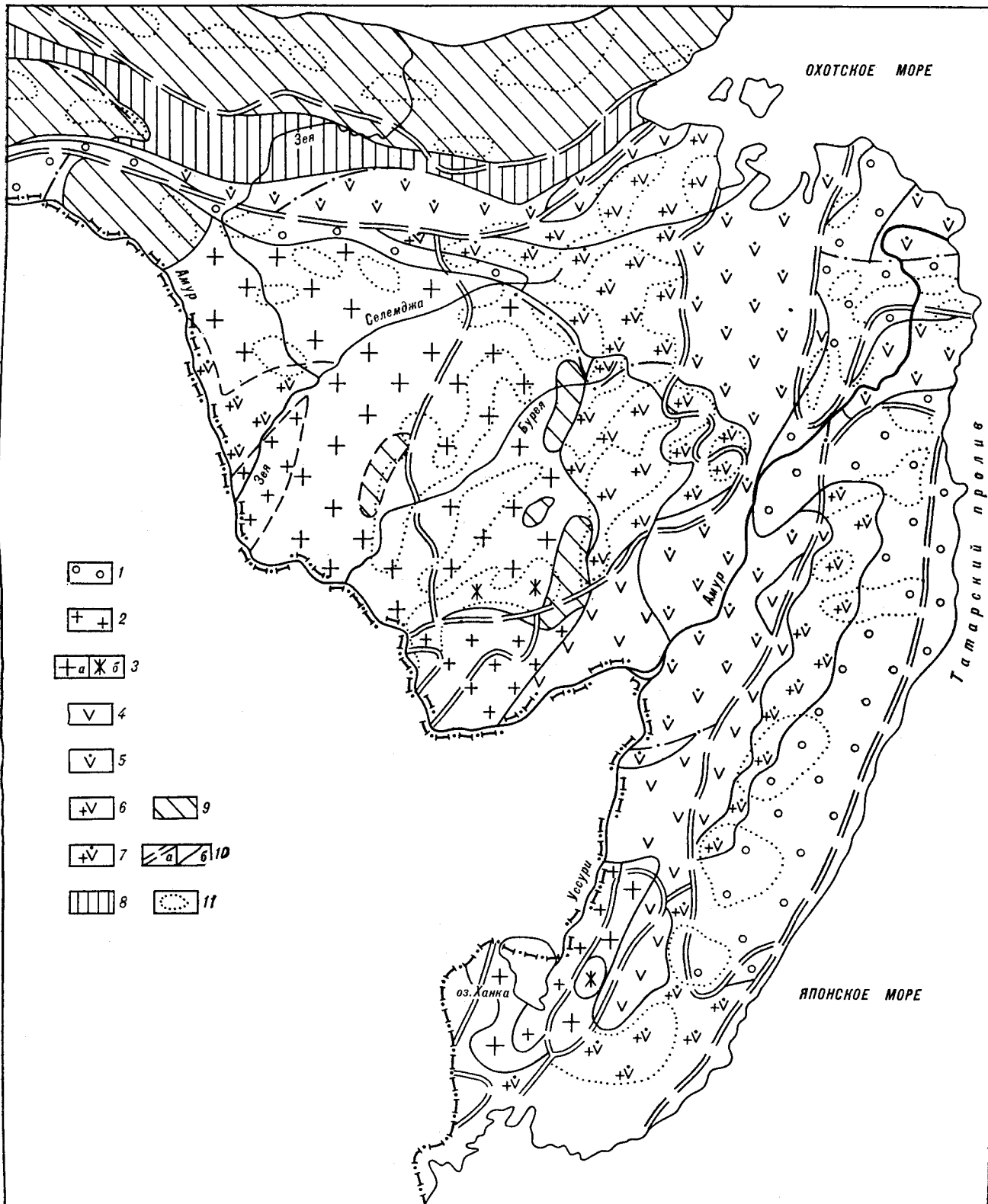
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ТИПЫ СИАЛИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На основании геолого-геофизических данных построена схематическая карта структурно-вещественных типов сиалической части земной коры юга Дальнего Востока. Такая типизация позволяет перейти

Проблемы районирования и геологической интерпретации аномальных физических полей, изучение связи их с особенностями современной глубинной структуры региона приводят к необходимости типизации земной коры как

к решению прогнозных вопросов при региональном металлогеническом анализе территории на уровне структурно-металлогенических зон и рудных районов.

единого целого путем построения объемной статической модели коры по структурно-вещественному принципу. Такая типизация, на наш взгляд, позволяет перекинуть «мостик» к решению прогнозных вопросов при региональном



Карта структурно-вещественных типов сиалической части земной коры юга Дальнего Востока.

Структурно-вещественные типы сиалической части коры: гранитно-метаморфический слой (1—7): 1 — осадочный, 2 — метасадочный, 3, а — гранитоидно-мета осадочный, 3, б — гранитоидный, 4 — осадочно-вулканогенный, 5 — вулканогенно-осадочный, 6 — гранитоидно-осадочно-вулканогенный, 7 — гранитоидно-вулканогенно-осадочный; диоритометаморфический слой (8, 9): 8 — гнейсово-кристаллосланцевый, 9 — гранитоидно-гнейсово-кристаллосланцевый. Особенности глубинной структуры: 10 — границы блоков земной коры первого порядка (а), границы структурно-вещественных типов сиалической части земной коры (б), 11 — области разуплотнения.

металлогеническом анализе территории на уровне структурно-металлогенических зон и рудных районов. С этой целью нами построена схематическая карта структурно-вещественных типов сиалической части земной коры юга Дальнего Востока (рисунок). Исходными материалами для построения такой карты послужили следующие: в качестве основы использована карта глубинного и блокового строения территории Дальнего Востока масштаба 1:1 000 000 [12—14]. Карта построена по известной методике Л. З. Злавинова [5], которая, основываясь на уравнениях изостазии, устанавливает математическую связь приращения мощности земной коры и зональной аномалии Буге с обобщенной абсолютной высотой современного рельефа. В качестве такого генерализованного рельефа нами использовалась карта вершинной поверхности, составленная Г. Ф. Уфимцевым [18].

На карте глубинного строения в изогипсах с сечением через 2 км изображен рельеф подошвы земной коры и поверхности базальтового слоя, а также выделены блоки земной коры разного порядка. Кроме этой карты использовались обобщающие материалы по районированию и интерпретации физических полей, в частности работы [1, 2, 11, 16, 19], а также сводки по петрофизическим свойствам горных пород [4, 6, 8, 10, 17] и изданные мелкомасштабные геологические и структурно-формационные карты [3, 7, 15].

При построении «Карты структурно-вещественных типов сиалической части земной коры» принята двухслойная слоисто-блоковая модель земной коры, которая предполагает деление коры на «гранитный» и «базальтовый» слои. Осадочно-вулканогенный слой ввиду высокой плотности его образований и малой мощности мы условно ввели в состав гранитного слоя. Нелигифицированный осадочный слой снят.

Учитывая, что по существующим моделям «базальтовый» слой представляет собой более гомогенное (по вещественному составу) образование, чем «гранитный» слой, принимается, что структурно-вещественные типы земной коры определяются особенностями строения в первую очередь ее верхней, сиалической части. Поэтому в работе основное внимание уделено выделению структурно-вещественных типов «гранитного» слоя коры. «Гранитный» слой по физическим характеристикам с учетом вещественного состава подразделен на гранитно-метаморфический и диоритометаморфический слои (подслои).

Гранитно-метаморфический слой развит на большей части рассматриваемой территории (за исключением Становик-Джугджурского и Гилуйско-Удского блоков). Он слагает субмеридионально ориентированные блоки коры южнее

системы Монголо-Охотского и Северо-Тукурингского разломов, разделяющей Становую и Амуро-Охотскую региональные магнитные аномалии 1-го порядка [1]. Мощность слоя достигает 12—15 км, пластовая скорость продольных волн изменяется от 5,6 до 6,3 км/с, $V_p = 5,4—6,3$ км/с, средняя плотность 2,5—2,7 г/см³.

В пределах Станового поднятия на поверхность выходят образования, интерпретируемые по комплексу геолого-геофизических и геохимических данных в качестве диоритометаморфического слоя с отдельными реликтами гранитно-метаморфического слоя. Расчетная мощность диоритометаморфического слоя в Становик-Джугджурском блоке значительна и достигает 19—21 км. Южнее зоны Северо-Тукурингского разлома диоритометаморфический слой залегает под гранитно-метаморфическим. Мощность его сокращена до 5 километров и менее, пластовая скорость, по данным ГСЗ, составляет 6,2—6,6 км/с, средняя плотность — 2,7—2,8 г/см³.

По вещественному составу, строению, физическим свойствам и полям в области развития гранитно-метаморфического слоя выделены простые и сложные структурно-вещественные типы коры (см. таблицу). Первые развиты в блоках с пониженной и средней мощностью земной коры, относительно пониженной мощностью гранитно-метаморфического слоя (Уркан-Амурском, Мало-Хинганском, Усури-Амурском и Нижне-Амурском блоках) и включают метаосадочный, осадочный, вулканогенно-осадочный и осадочно-вулканогенный структурно-вещественные типы коры.

Метаосадочный тип слагает Мало-Хинганский блок и центральную часть Уркан-Амурского блока земной коры, соответствующих относительно опущенным блокам Буреинского массива. Тип представлен осадочно-метаморфическими миогеосинклинальными образованиями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, реже гранитогнейсами (PZ₁) со средней плотностью 2,6—2,65 г/см³. Для области развития метаосадочного типа характерны преимущественно положительные остаточные аномалии поля силы тяжести низкой интенсивности (до +5 усл. ед.), дифференцированное магнитное поле с положительными аномалиями (0,5—2 мЭ) субмеридионального простиранья.

Осадочный структурно-вещественный тип сиалической части коры отмечается в северной части Уркан-Амурского блока, отвечающей краевой области развития структурно-формационных комплексов Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой системы. Он также слагает значительные площади в Нижне-Амур-

		Состав верхней сиалической части коры				
		Неметаморфизованные			Метаморфизованные	
Главные геологические (гравитирующие) образования, определяющие тип коры	Кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные				Карбонатно-терригенные (иногда в ассоциации с кислыми вулканитами), $\sigma = 2,60-2,75$	Кристаллические сланцы, амфиболиты, гранитогнейсы, мигматиты протогеосинклинальные $\sigma = 2,8$
	Со значительным объемом вулканитов основного состава эвгеосинклинальные, $\sigma = 2,7-2,75$	С небольшим объемом основных вулканитов миктогеосинклинальные, $\sigma = 2,6-2,65$	Без основных вулканитов многоэосинклинальные, $\sigma = 2,55-2,60$			
	Монголо-Охотская и Сихотэ-Алиньская геосинклинально-складчатые системы				Бурейнский и Ханкайский массивы	Алдано-Становая область
Эпигейские гранитоиды в земной коре (включая нескрытые тела), $\sigma = 2,5-2,6$	Отсутствуют или слабо проявлены	Простые типы			Метаосадочный тип	Гнейсово-кристаллосланцевый тип
		Осадочно-вулканогенный тип	Вулканогенно-осадочный тип	Осадочный тип		
	Значительно проявлены	Сложные типы			Гранитоидно-метаосадочный тип	Гранитоидно-гнейсово-кристаллосланцевый тип
		Гранитоидно-осадочно-вулканогенный тип	Гранитоидно-вулканогенно-осадочный тип	Гранитоидно-осадочный тип		
Интенсивно проявлены	Гранитоидный тип					
Слой земной коры	Гранитно-метаморфический			Диоритометаморфический		

Аномалии $\Delta g_{ост}$, усл. ед.

0 — +5

—5 — —10

—10 — —25

ском, Усури-Амурском блоках и в северо-восточной части Сихотэ-Алинского блока земной коры, где широко развиты структурно-формационные комплексы Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы. Рассматриваемый тип представлен существенно осадочными миеосинклинальными карбонатно-терригенными отложениями фанерозоя с незначительным количеством близких по возрасту (инверсионных) гранитоидов средней плотности $2,5-2,6 \text{ г/см}^3$ и характеризуется относительно спокойным отрицательным и (реже) знакопеременным остаточным полем силы тяжести, достигающим минимальных значений (до -15 усл. ед.) в Сихотэ-Алинском блоке. Магнитное поле весьма разнородно. Для северной части Уркан-Амурского и Нижне-Амурского блоков характерно

положительное слабодифференцированное магнитное поле, для Сихотэ-Алинского блока — относительно спокойное и отрицательное.

Вулканогенно-осадочный тип развит на значительных площадях в пределах Усури-Амурского и Гилкойско-Удского блоков со средней и пониженной мощностью земной коры. Средняя плотность слагающих этот тип фанерозойских структурно-формационных комплексов Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатых систем со слабым проявлением основного вулканизма равна $2,6 \text{ г/см}^3$. Отмеченным блокам соответствует отрицательное остаточное гравитационное поле ($0-10$ усл. ед.), а также отрицательное слабодифференцированное магнитное поле пониженной интенсивности.

Средняя плотность эвгеосинклинальных образований осадочно-вулканогенного структурно-вещественного типа, характеризующихся интенсивным проявлением основного вулканизма, составляет 2,7—2,75 г/см³. Эти образования занимают относительно локальные площади в области стыка Гилъюско-Удского и Тугуро-Буреинского блоков (Кербинское поднятие), а также в юго-западной части Усури-Амурского блока. Осадочно-вулканогенному типу отвечают положительное близузовое остаточное поле силы тяжести, положительные магнитные аномалии повышенной активности (2—4 мЭ).

Сложные структурно-вещественные типы коры развиты в Тугуро-Буреинском и Сихотэ-Алинском блоках с повышенной мощностью и интенсивной дифференцированностью коры, с утолщенным (14—18 км) гранитно-метаморфическим слоем. Для таких блоков характерны региональные остаточные гравитационные минимумы (до -20 — -30 усл. ед.).

Гранитоидно-метаосадочный и гранитоидный структурно-вещественные типы известны в западной части Тугуро-Буреинского блока (Турано-Хинганский блок II порядка) и частично в Уркан-Амурском блоке — областях сводового поднятия и интенсивной гранитизации Буреинского массива. Гранитоидно-метаосадочный тип представлен среднепозднепалеозойскими гранитоидами плотностью 2,55—2,6 г/см³ и останцами осадочно-метаморфических образований байкалид. Гранитоидный тип представлен палеозойскими гранитоидами. Областям распространения данных типов отвечают остаточные локальные аномалии силы тяжести интенсивностью -5 — -15 усл. ед. (мощность зон разуплотнения 4—6 км) и отрицательное слабодифференцированное магнитное поле пониженной интенсивности часто с полосовыми положительными аномалиями северо-северо-восточного направления.

Гранитоидно-осадочный тип коры развит преимущественно в восточной части Сихотэ-Алинского блока, который сложен терригенно-карбонатными миегеосинклинальными отложениями с интрузиями поздне- и послерогенных гранитов (K₂-P₁), которым отвечают локальные гравитационные аномалии небольшой интенсивности (-10 — -15 усл. ед.).

Гранитоидно-вулканогенно-осадочный структурно-вещественный тип коры занимает значительные площади в южной части Селитканского блока. По гравиметрическим данным, здесь предполагаются слабо вскрытые плутоны гранитоидов. Средняя плотность образований этого типа 2,5—2,6 г/см³. Северную часть Селитканского блока и значительную часть Баджалского блока слагает гранитоидно-осадочно-вулканогенный тип коры. Расчетная мощность частично вскрытого гравитирующего плутона

гранитоидов составляет здесь 16 км. Средняя плотность образований данного типа — 2,65—2,7 г/см³.

Диоритометаморфический слой представлен также простыми и сложными структурно-вещественными типами коры.

Гнейсово-кристаллосланцевый (простой) тип диоритометаморфического слоя слагает северную часть широтно ориентированного Гилъюско-Удского блока земной коры. Образования этого типа представляют собой относительно гомогенный меланократовый архейско-раннепротерозойского возраста фундамент Станового поднятия, сложенный продуктами преимущественно амфиболитовой с реликтами гранулитовой фаций метаморфизма: кристаллическими сланцами, амфиболитами, ассоциирующими с метаморфизованными анортозитами, гнейсами и мигматитами средней плотности 2,8 г/см³. Гнейсово-кристаллосланцевому типу коры отвечают слабоположительные остаточные гравитационные аномалии (0 — +10 усл. ед.), интенсивные положительные магнитные аномалии, ориентированные в близширотном направлении. Гранитоидно-гнейсово-кристаллосланцевый сложный тип охватывает центральную часть Становик-Джугджурского блока земной коры. Он представлен основными гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами с многочисленными массивами гранитоидов, резко отличными по возрасту от вмещающих пород (меланократовый фундамент интенсивно гранитизирован и повторно метаморфизован). Средняя плотность образований 2,65—2,8 г/см³. В пределах этого типа развиты цепочки ориентированных в северо-западном и близширотном направлении отрицательных остаточных гравитационных аномалий интенсивностью -10 — -25 усл. ед. Они интерпретируются как частично вскрытые пологозалегающие плутоны гранитоидов плитообразной формы относительно небольшой расчетной мощности (5—8 км). На фоне слабодифференцированного поля средних значений ΔT_a здесь выделяются локальные линейные аномалии повышенной интенсивности (2—7 мЭ и более) с преобладающим северо-западным простираем.

Сопоставляя «Карту структурно-вещественных типов земной коры» с поэлементной геохимической картой и известными металлогеническими схемами [7], предварительно можно сделать следующие выводы.

Для группы сложных структурно-вещественных типов гранитно-метаморфического слоя земной коры характерен литофильный геохимический профиль элементов (Nb, Y, F, B, Ga и др.) с кларком концентрации K_к-2,4 и более. Простые типы выделяются хальколитофильным профилем (Pb, Sn, P, W, F, As, Mo). Следует отметить, что в отдельных блоках к этой ассо-

циации добавляются элементы халькосидерофильной группы. Так, например, в Мало-Хинганском блоке черносланцевая формация специализирована на Mo, Pb, Ag, Cu, P, Ga, Ni, V и другие элементы. Геохимический профиль структурно-вещественных типов диоритометаморфического слоя представлен в основном халькосидерофильной группой элементов (Pb, Mo, Au, Fe, Cu, Ni, Co), причем для сложного гранитоидно-гнейсово-кристаллосланцевого типа отмечаются специализированные формации (главным образом магматические) на литофильную или сидерофильную группы элементов. В Становик-Джугджурском блоке мезозойские гранитоиды специализированы на редкометалльную группу (Ga, Mo, TR) с кларком концентрации до 5,0 и более [9].

Главнейшие особенности металлогении юга Дальнего Востока определяются не только пространственно-временным положением рудоносных магматических формаций активизированного и орогенного этапов, но зависят и от строения и состава блоков складчатого (фанерозойского) фундамента, т. е. от особенностей выделенных структурно-вещественных типов земной коры. Так, например, оловорудные районы преимущественно приурочены к гранитоидно-осадочно-вулканогенному и гранитоидному структурно-вещественным типам в составе гранитно-метаморфического слоя. Для других металлов такой четкой взаимосвязи нет. Видимо, в будущем следует провести более углубленный рудно-формационный анализ эндогенной минерализации с элементами глубинной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахмадулин В. А., Малышев Ю. Ф., Мастюлин Л. А. и др.* Районирование гравитационного и магнитного полей юга Дальнего Востока // Принципы тектонического районирования.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. *Брянский Л. И., Подгорный В. Я.* Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный—Комсомольск—мыс Сюркум // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 5.
3. *Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. М-6 1 : 15 000 000/Л. И. Красный.*— М., 1978.
4. *Дубинчик Э. Ф., Пугинцев В. К.* Использование значений магнитной восприимчивости и плотности при расчленении интрузивных образований Буреинского и Ханкайского массива // Сов. геол.— 1970.— № 10.
5. *Злавиных Л. З.* Новая методика интерпретации нелокальных гравитационных аномалий // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1967.— № 4.
6. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. и др.* Плотностные инверсии в земной коре юга Дальнего Востока // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 282, № 2.
7. *Красный Л. И.* Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1 : 1 500 000.— Л., 1973.
8. *Максимовский В. А.* Петрофизическая характеристика пород внутриконтинентальных поясов юга Дальнего Востока // Петрофизические исследования Дальнего Востока.— Хабаровск, 1978.
9. *Максимовский В. А., Пуринг В. В.* Структурно-вещественные типы земной коры континентальной части и окраинных морей юга Дальнего Востока // Глубинное строение востока СССР и прилегающих акваторий по гравитационным и магнитным данным.— Ч. 2.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1983.
10. *Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др.* Плотностные неоднородности земной коры юга Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
11. *Манилов Ф. И., Саксин Б. Г.* Объемное геолого-геофизическое картирование (на примерах Буреинского и Ханкайского срединных массивов).— Владивосток, 1984.
12. *Потапов С. В., Спирина Е. Е. и др.* Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геол.— 1979.— № 3.
13. *Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др.* Об использовании особенностей глубинного строения земной коры для металлогенического анализа и тектонического районирования (Дальний Восток) // Геология и геофизика.— 1976.— № 9.
14. *Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др.* Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМа // Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.— Л., 1977.
15. *Пугинцев В. К., Заблоцкий Е. М. и др.* Орогенные мезозонды Дальнего Востока и их структурно-формационные особенности // Сов. геол.— 1983.— № 1.
16. *Радкевич Е. А., Аргентов В. В. и др.* Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении // Геология и геофизика.— 1975.— № 12.
17. *Рейнлиб Э. Л.* Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.
18. *Уфимцев Г. Ф.* Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран // Геология и геофизика.— 1974.— № 2.
19. *Шапочка И. И., Головкин Б. А., Шанцын К. А.* Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области // Магматические комплексы Дальнего Востока.— Владивосток, 1971.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕКАТЕРИНОСЛАВСКОЙ ПЛОЩАДИ (Среднеамурская впадина)

Приводятся результаты опытно-методических работ по изучению температурного поля приповерхностных отложений Екатеринославской площади. По

В результате геолого-разведочных работ на нефть и газ, выполненных в Приамурье за период 1953—1973 гг., эта территория была отнесена к малоперспективным, и дальнейшие поиски там были прекращены. Тем не менее вследствие ограниченного объема и недостаточно высокого уровня геолого-геофизических исследований определенности в оценке перспектив нефтегазоносности достигнуто не было, и в настоящее время в Приамурье возобновлены нефтегазопроисковые работы. Основным недостатком предшествовавшего этапа исследований являлось бурение глубоких скважин (опорных, поисковых) без надлежащего геолого-геофизического обоснования.

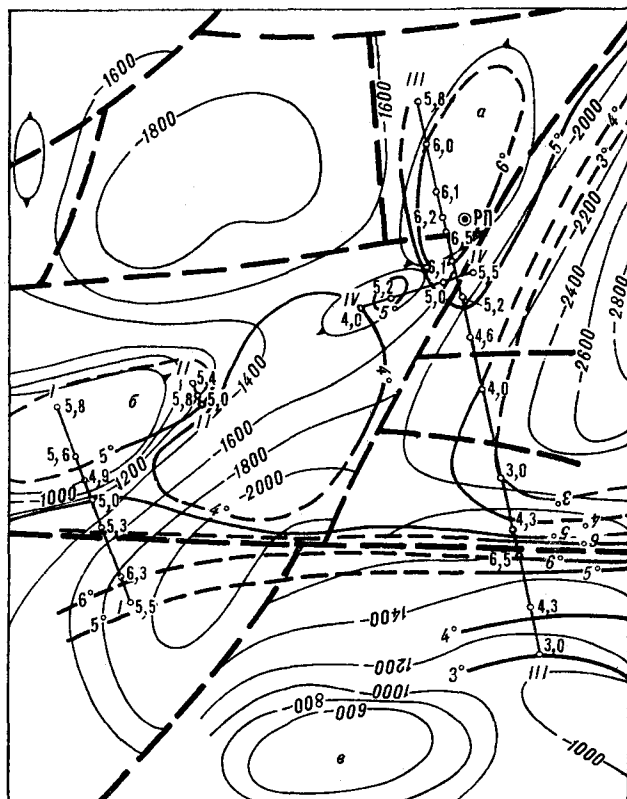
Для повышения обоснованности выбора места заложения глубоких скважин в наиболее благоприятных тектонических условиях Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР в 1987 г. были проведены геотермические исследования приповерхностных отложений Екатеринославской площади.

Рядом исследователей в различных нефтегазоносных провинциях мира установлена связь локальных температурных аномалий с залежами нефти и газа в осадочном чехле (Д. И. Дьяконов, А. И. Леворсен, К. А. Аникеев, А. И. Хребтов, С. Г. Думанский, Э. Б. Чекалюк, В. Г. Осадчий, А. Дж. Карлсон и др.). В ряде работ [1—3 и др.] представлены данные, которые позволяют считать эффективным для геолого-поисковых целей проведение геотермической съемки, заключающейся в измерении температуры в непосредственной близости от дневной поверхности Земли и в последующей интерпретации полученных результатов.

Измерения температур проводились в сейсмических скважинах, предназначенных для размещения заряда ВВ, средняя глубина скважин для всей площади исследований составляла 10 м. Для дальнейшей обработки использовались лишь данные замера температур в скважинах, заполненных водой. В качестве термочувствительного элемента применялся терморезистор типа ММТ-1. Время измерения на каждой точке составляло 10—15 мин, для исключения случайных погрешностей брались три-четыре отсчета и по ним вычислялось сред-

полученным данным построена карта распределения температур на глубине 10 м. В пределах исследуемого района выявлены геотемпературные аномалии.

нее значение. Точность измерения абсолютных температур равнялась 0,05—0,1 °С. Температуры, измеренные на различных глубинах, приводились к глубине 10 м. При построении схемы распределения температуры по площади было принято сечение изотерм, соответствующее 1 °С, что позволило снять дисперсию, обусловленную влиянием изменчивости трудно учитываемых внешних условий.



1 — разрывные нарушения; 2 — изогипсы кровли фундамента (по данным Н. М. Камаева, 1986 г.); 3 — локальные поднятия (а — Казакевское, б — Зоевское, е — Екатеринославское); 4 — линии профилей с точками измеренных температур; 5 — изотермы на глубине 10 м; 6 — предполагаемые изотермы на глубине 10 м; 7 — место заложения параметрической скважины.

Распределение температур приповерхностного слоя на глубине 10 м.

1 — разрывные нарушения; 2 — изогипсы кровли фундамента (по данным Н. М. Камаева, 1986 г.); 3 — локальные поднятия (а — Казакевское, б — Зоевское, е — Екатеринославское); 4 — линии профилей с точками измеренных температур; 5 — изотермы на глубине 10 м; 6 — предполагаемые изотермы на глубине 10 м; 7 — место заложения параметрической скважины.

В тектоническом отношении рассматриваемый район входит в Оборю-Уссурийский прогиб Среднеамурской впадины, складчатым основанием которого служат дислоцированные образования мезозойского возраста. Палеогеновые и неогеновые осадочные отложения прогиба собраны в очень пологие складки с углами падения на крыльях до $1-5^\circ$ по верхним и до $5-10^\circ$ по нижним горизонтам. В пределах площади исследований выделены Могилевско-Владимирское и Екатеринославско-Георгиевское валообразные поднятия, осложненные антиклиналями (наиболее крупные — Казакевская, Екатеринославская, Могилевская, Зоевская). Они разделяются и граничат с обширными синклинальными зонами. Сеть региональных и локальных разрывных нарушений пересекает структурные элементы без каких-либо закономерностей. Мощность осадочных отложений достигает 3400 м и более в синклиналях и сокращается до 800—1000 м в антиклиналях.

Положение обследованных профилей и распределение температур на глубине 10 м показано на рисунке. Линии сейсмических профилей 1—3 имеют субмеридиональное расположение и в исследованной части пересекают Казакевскую, небольшую безымянную и Зоевскую антиклинали, составляющие Могилевско-Владимирское валообразное поднятие, а также смежные с ним синклинальные зоны, достигая крыльевых участков Екатеринославско-Георгиевского вала. Изученная часть профиля 4 расположена субширотно, уточняет структурные условия безымянной и Казакевской антиклиналей. В целом в пределах изученной площади (см. рисунок) намечается

увеличение фоновых значений температуры на глубине 10 м (в январе — феврале) от $3-4^\circ$ на северном склоне Екатеринославско-Георгиевского вала и в синклинальных зонах до $4,5-5^\circ$ на северном склоне Могилевско-Владимирского вала. В среднем фоновое значение температуры на глубине 10 м примерно соответствует температуре нейтрального слоя и составляет $4,5^\circ\text{C}$. Положительные температурные аномалии, нарушающие общее региональное температурное поле, приурочены к Казакевскому и Зоевскому антиклинальным поднятиям. Превышение температуры над фоновой в пределах первого составляет менее 1°C , а второго — достигает 2°C . Положительные аномалии температур установлены и в широтном направлении вдоль разрывного нарушения.

По результатам геотермических исследований, наиболее благоприятными условиями для заложения глубокой скважины отличается Зоевское антиклинальное поднятие, выраженное контрастной геотермической аномалией (см. рисунок), расположенное в непосредственной близости к области максимального (до 3400 м) погружения. Большие перспективы Зоевского поднятия по сравнению с Казакевским подчеркиваются и большей мощностью осадочных отложений в первом.

Очевидно, более резкая положительная температурная аномалия определяется не только анизотропией тепловых свойств пород в пределах погруженной Зоевской антиклинали, но и другими причинами — возможно, ее продуктивностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артеменко В. И., Маловицкий Я. П. Морская геотермическая съемка. — М.: Недра, 1979.
2. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. — Киев: Наук. думка, 1976.

3. Чекалюк Э. Б., Федорцов И. М., Осадчий В. Г. Полевая геотермическая съемка. — Киев: Наук. думка, 1974.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Г. М. Власов

ОТРАЖАЕТ ЛИ МИРОВАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА
РЕДКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕОЛОГИИ?

Высказываются возражения против гипотезы образования Мировой рифтовой системы при падении на Землю крупного космического тела. Эта система связывается с ранним рифтогенезом, обычно предшествующим развитию геосинклинальных прогибов.

Рассматриваются соотношения геосинклиналей, ранних рифтов и алакеногов. Иридиевые аномалии и частичные вымирания организмов объясняются влиянием сильного вулканизма с извержением магматического материала.

Возможность редких катастрофических событий в геологической истории Земли все больше привлекает внимание исследователей. С 1983 г. в Советском Союзе и за рубежом проводятся работы в рамках Международного проекта «Редкие события в геологии». Особенно оживленно обсуждается гипотеза обусловленности иридиевых аномалий и массового вымирания организмов в конце мелового периода падением на Землю крупного космического тела. С этим же событием Ю. М. Пущаровский предположительно связывает и образование большей части Мировой рифтовой системы*.

Можно сразу же перечислить обстоятельства, в той или иной степени противоречащие такому предположению. Это прежде всего разновозрастность различных звеньев Мировой рифтовой системы (часть ее зародилась еще в ранней юре). Срединно-океанические хребты, с которыми тесно ассоциируют рифты, судя по слагающим их формациям и характеру дислокаций, претерпели сложную геологическую историю. По заключению А. В. Пейве [18], они начинают складчатые области. Идея Ю. М. Пущаровского [21] отражает распространенное, но по меньшей мере спорное мнение об экстраординарном характере Мировой системы рифтов. Между тем то, что мы знаем теперь о рифтах, показывает непосредственную связь этих структур с развитием геосинклинальных систем. Поэтому существование разновозрастных геосинклиналей подразумевает и неоднократное проявление в соответствующие эпохи рифтовых комплексов, в той или иной мере сходных с современной Мировой рифтовой системой. Этому вопросу и будет уделено основное внимание в данной статье.

Последние десятилетия ознаменовались признанием широкого распространения рифтов и их большой рудной продуктивности. Тектоника плит все внимание сосредоточивает на континентальных рифтах, развивающихся, по представлениям плейтотектонистов, в океанах. Фактически рифтогенез сопутствует геосинклинально-орогенному развитию и довольно четко выделяются следующие типы рифтов, соответствующие различным этапам этого развития: 1) ранние, прегеосинклинальные; 2) орогенные; 3) континентальные. Представителями ранних рифтов являются

проторифты — древние зеленокаменные пояса, рифты, находящиеся в основании разновозрастных эвгеосинклиналей, и рифты Мировой рифтовой системы [6, 14]. Ранние рифты — непосредственные предшественники эвгеосинклинальных прогибов — отмечают периоды растяжения земной коры. Орогенные рифты образуются при обрушении сводовых структур, свойственных орогенному этапу. Континентальные рифты при сходном с орогенными рифтами механизме образования (обрушение сводовых поднятий при их растяжении) отличаются от последних приуроченностью к уже стабилизовавшимся областям (платформам), что обуславливает специфичность формационного состава выполняющих их толщ.

Формационные особенности магматических пород, связанных с различного типа рифтами, весьма контрастны. Ранние рифты характеризуются офиолитовой ассоциацией, орогенные — контрастной базальт-липаритовой, в меньшей степени известково-щелочной (андезитовой) формациями, континентальные — щелочно-основными и щелочно-ультраосновными (часто карбонатитовыми) породами. Резко отличаются разные типы рифтов и по рудному содержанию. В ранних рифтах это преимущественно колчеданные и колчеданно-медно-цинковые месторождения, руды хрома, никеля, железа, марганца; в орогенных — колчеданно-полиметаллические и полиметаллические, золото-серебряные, олововольфрам-молибденовые, сурьмянорутные месторождения; в континентальных — редкометалльные и редкоземельные, титаножелезные, золотоурановые месторождения [3].

Если бы континентальные рифты действительно раздвигались, превращаясь в океаны, как предполагается тектоникой плит, то в краевых частях новообразованных океанов сохранялись бы породы и руды континентальных рифтов. Однако «... до сих пор вокруг современных океанов, имеющих возраст от мезозоя до третичного, таких отложений не обнаружено» [12, с. 272]. Континентальные рифты характеризуются обычно относительно небольшими раздвигами коры, чаще колеблющимися в узких пределах 30—55 км. По мнению П. С. Кумаратели [13], величина раздвигов континентальных рифтов может определяться мощностью земной коры в области рифтов.

Заключения о ранних рифтах как предшественниках эвгеосинклиналей высказывались многими авторами [5, 9, 19, 22, 23, 28 и др.]. По В. Е. Хаину [25], геосинклинали, закладывавшиеся на континен-

* Ю. М. Пущаровский. Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии // Тихоокеанская геол. — 1986. — № 6.

тальной коре, обязательно проходили рифтовую стадию. По мнению Е. Е. Милановского [16], подобная связь в древние эпохи существовала, но в фанерозое пути эволюции рифтов и геосинклиналей разошлись. Последние стали развиваться раздельно, хотя в некоторых отношениях сопряженно, динамически уравновешивая друг друга, рифты — в зонах растяжения, геосинклинали — в зонах сжатия. В более поздней работе [17] Е. Е. Милановский связывает периоды наибольшего развития рифтовых структур с фазами расширения Земли, выделяющимися в процессе ее пульсационного развития. Поскольку и начальные этапы развития геосинклиналей приурочены к этим фазам, противопоставления Е. Е. Милановским рифтов и геосинклиналей по времени и месту образования как будто бы не должно быть, тем более что он признает сходство с рифтами авлакогенов, которые могут рассматриваться как недоразвившиеся до настоящих геосинклиналей шовные прогибы и рифты. Авлакогены часто непосредственно сопряжены с геосинклиналями, иногда представляя собой прямые ответвления от них. Циклы их развития (с растяжением в ранних стадиях и сжатием в поздних) синхронны с циклами сопряженных геосинклиналей. Ограничивающие их разломы, устанавливаемые сейсмическими методами, пересекают земную кору и уходят в мантию. Первоначальное растяжение вызывает поступление на поверхность по разломам магматического материала основного состава. Последующее сжатие прекращает магматические процессы, и оставшийся авлакогенный «рубец» заполняется осадками.

В образующихся при обрушении сводов тройных сочленениях рифтов развитие одного из них может задержаться, и он останется авлакогеном, а два других разовьются до геосинклиналей. Тогда авлакоген будет занимать положение (типичное вообще для авлакогенов) во входящем углу геосинклинальной системы.

Наблюдения над соотношениями ранних рифтов и геосинклиналей в авлакогенах дают более определенные результаты, чем в геосинклиналях полного развития, где ранние рифтовые структуры полностью перекрыты последующими геосинклинальными осадками и в значительной степени переработаны тектоническими движениями. К. А. Эрикссон и Р. Г. Шук [29] как общую закономерность рассматривают последовательное «перерастание» ранних рифтов в авлакогены и далее в эвгеосинклинали. При этом авлакогены, а затем эвгеосинклинальные прогибы полностью перекрывают границы первоначальных рифтов. Это явление четко проявляется в позднепротерозойской — раннепалеозойской геосинклинали Аделаида в Южной Австралии [34]. Мощные (более 10 км) геосинклинальные отложения распространялись там далеко за пределы начального рифта. Глубинные разломы, ограничивающие этот рифт, проявляются сквозь мощные отложения пунктирной цепочкой рудных месторождений. При перекрытии начальных рифтов геосинклинальными отложениями границы нижележащей рифтовой структуры нередко могут быть намечены по рудной зональности: колчеданные месторождения, развитые в центральной части геосинклинального прогиба, на которую проектируется начальный рифт, сменяются колчеданно-полиметаллическими и полиметаллическими в краевой части прогиба. Такое же взаимоотношение рифта с эвгеосинклиналью предполагается К. А. Эрикссоном и Р. Г. Шуком [29] в африканской провинции Дамара. Аналогичные соотношения устанавливаются в геосинклинальном комплексе Blake River в Канаде [31]. Под наименованием рифтовой геосинклинали описана герцинская Калайхумб-Сауксанская структура Северного Памира. Заложение ее произошло при расколе и растяжении коры континентального типа.

По-видимому, развитие большинства рифтов прекращается на стадии рифтов, и они характеризуются минерализацией, связанной с ранними базальтами и ультрабазитами. Примеры таких структур многочисленны, и они часто отличаются высокой рудной продуктивностью.

Все сказанное логично укладывается в следующую последовательность общего рифтогенно-геосинклинального процесса, предположительно намеченную ранее В. Е. Хаиным [25] и подтверждающуюся теперь новыми материалами: рифтогенез при растяжении коры → развитие авлакогена или эвгеосинклинали → смена растяжения сжатием, превращающим вертикальные глубинные разломы в наклонные зоны Заварицкого — Беньофа → прекращение базитового вулканизма, развитие вулканоплутонических ассоциаций среднего и кислого составов. Подобные циклы повторяются (с тем или иным направленным развитием) при пульсациях тектонического режима Земли.

При некоторых вариациях состава пород и строения земной коры различия океанов и континентов все же не столько качественные, сколько количественные, объяснимые меньшей дифференцированностью и малой истощенностью верхней мантии под океанами [14]. В океанах, в частности в пределах срединно-океанических хребтов, проявилось присущее континентальным структурам чередование напряжений растяжения и сжатия [18]. Изучение разрезов океанических скважин установило относительную синхронность тектонических движений мезозоя и кайнозоя на континентах и в океанах [20].

В связи со всем этим обращает на себя внимание сходство формационного состава пород, слагающих срединно-океанические и ранние эвгеосинклинальные рифты (преимущественно толеитовые базальты, диабазы, ультрабазиты, габбро). Сходны и ранние изменения магматических пород (серпентинизация, хлоритизация и др.). Как отметили Ф. Аументо и др. [1, с. 196], «...неожиданно обнаружилось, что океанические проявления магматических пород во многом близки к континентальным». Причем наиболее сходными они оказались с породами ранних рифтов — предшественников эвгеосинклинальных прогибов. Сходны и рудные образования, связанные, с одной стороны, с раздвигами ранних рифтов эвгеосинклиналей, с другой — устанавливаемые в срединно-океанических рифтах. Для континентов четко устанавливается в самых ранних эвгеосинклинальных образованиях специфическая магматогенно-рудная система, главными составными частями которой являются колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в приразломных зонах и железомарганцевые месторождения на периферии (в «околоколчеданном ореоле»). Проявление той же системы было предположено в океане [7]. Последнее подтверждается новыми материалами.

В докладе на XI Всесоюзном металлогеническом совещании К. Р. Ковалев [41] отмечает в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса существование в венде — кембрии протяженной системы вулканических сооружений, сложенных раннекаледонскими эвгеосинклинальными комплексами с зонами офиолитовых формаций и базальтового магматизма. Внутренние части эвгеосинклиналей представляют собой узкие троговые зоны, ограниченные крупными разломами, раскрытие которых приводило к трещинным излияниям магм. В пределах пояса отмечаются обстановки рудоотложения, сходные с современным рудоотложением в срединно-океанических хребтах. Близок к рудопроявлениям в срединно-океанических хребтах и состав руд (Cu, Zn, Fe, Mn, P при геохимически повышенном фоне Ni, Co, Ba, Ag, As и др.). Широко представлены во внутренних частях эвгеосинклинальных зон пояса медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, а во внешних — железомар-

ганцевые, фосфорные и бокситы. Все эндогенные рудопроявления пояса прямо или косвенно связаны с процессами базальтового магматизма. Автор отмечает устойчивость обстановок магматизма и рудообразования на всем протяжении Центрально-Азиатского пояса от Урала до Охотского моря и сопоставляет их с обстановками срединно-океанических хребтов. Если это сопоставление справедливо, то венд-кембрийская рифтовая структура сравнима и по своей геологической характеристике, и по протяжению (более 7000 км) с отдельными ветвями Мировой рифтовой системы.

Молодой позднемереловой — кайнозойский геосинклинальный комплекс, окаймляющий Тихий океан, характеризовался в позднемереловое время почти непрерывной цепью эвгеосинклинальных трогов протяжением более 30 000 км. Нижние части этих трогов характеризуются офиолитовой ассоциацией и рудами, свойственными ранним рифтам. Последние исследования все более подчеркивают эшелонное строение тихоокеанских островных дуг с многочисленными поперечными глубинными разломами, морфологически выраженными глубокими ущельями [10, 24, 30]. Вдоль разломов смещаются не только отдельные звенья островных дуг, но и участки зон Заварицко-Беньюфа. Общий абрис островных дуг напоминает срединно-океанические рифты с трансформными разломами.

Не вызывает сомнений рифтовая предистория Урала, связанная с палеозойскими глубинными разломами, предопределившими преимущественно эвгеосинклинальный характер его геологических формаций и руд. Протяжение уральского палеорифта вместе с повоземельским продолжением достигает 5000 км.

Цепь каледонид Аппалачей — Ньюфаундленда — Великобритании — Норвегии, судя по устойчивому на всем протяжении эвгеосинклинальному характеру пород и руд, также могла представлять собой, во всяком случае в ранние этапы развития, многотысячечилометровую рифтовую структуру.

Трансверозазиатские структуры Палеотетиса и Тетиса, сильно пережатые, с остатками рифтов и офиолитов, также могли предоставлять собой в мезокайнозое протяженные рифты.

Дальнейший анализ палеоструктур континентов может дать многие другие примеры протяженных разновозрастных рифтов — предшественников эвгеосинклиналей, не уступающих по длине отдельным звеньям Мировой рифтовой системы.

Предлагаемый вариант «закономерного» образования Мировой рифтовой системы имеет, помимо, как кажется, большей достоверности, чем «катастрофический» вариант, еще и другое преимущество: он дает возможность практически использовать закономерно-

сти, свойственные формированию рифтовых и геосинклинальных систем. Одной из них является развитие этих систем не только поперек простирания, но и по простиранию, что отчетливо проявляется, например, в Курило-Камчатской дуге, последовательно формирующейся по простиранию в направлении от континента к океану [2]. Последнее позволяет искать в сложных рифтово-геосинклинальных системах эволюционно более развитые звенья с разнообразным спектром орудегенеза. Помимо этого, предлагаемый вариант ориентирует на открытие пока еще не найденных (например, погребенных) эвгеосинклинальных — ранних рифтовых образований со специфической металлогенезом.

Какова дальнейшая судьба современной Мировой рифтовой системы? Разовьется ли она в протяженную геосинклинальную зону и далее в складчатую систему? Судя по тому, что мы пока знаем, развитие рифтов может прекратиться на любой стадии эволюции — собственно рифтов, авлакогенов, эвгеосинклиналей, ортогеосинклиналей. Полное развитие эта эволюционная цепь получает, по-видимому, лишь на периферии континентов и между континентами, где магматический «костяк» может образцы осадочной «плотью».

Уместно задаться вопросом: была ли вообще катастрофа — столкновение Земли с крупным космическим телом? По мнению автора, позднемереловую — палеогеновую иридиевую аномалию и частичную гибель организмов логичнее объяснить влиянием вулканизма, что и делают И. В. Мелекесцев [15] и К. Б. Оффисер с К. Л. Драйке [32]. В пользу этого можно привести следующие аргументы: 1) точное соответствие по времени образования иридиевых аномалий и вымирания организмов с проявлением вулканизма; 2) нередкое нахождение на Камчатке и Сахалине «кладбищ» позднемереловых организмов в вулканических туфах [4, 8]; 3) грандиозные масштабы вулканизма в конце мела и мантийный характер его продуктов; 4) содержание иридия в мантийных лавах и, особенно высокое, в вулканических газах (в форме высоколетучего InF_3); 5) сопровождение иридия в аномальных позднемереловых слоях комплексом платиноидов, сидерофильных и халькофильных металлов, характерных для базитовых и ультрабазитовых комплексов ранних рифтов; 6) проявления (пока еще плохо изученные) иридиевых аномалий и частичных вымираний организмов и в другие промежутки геологического времени, кроме позднего мела — палеогена [27]; 7) намечающаяся цикличность (с периодами 35—45 млн лет) в появлении слоев пород, обогащенных иридием [33], более вероятная в связи с вулканическими процессами, чем с космическими катастрофами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аументо Ф., Ланжаревич Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. — М.: Мир, 1973.
2. Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР // Тр. 20-ой сессии Междунар. геол. конгр. — Т. 2. — Мехико, 1957.
3. Власов Г. М. Минералогические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе // Закономерности размещения полезных ископаемых. — Т. X. — М.: Наука, 1973.
4. Власов Г. М. Неогеновая туфовая флишоподная формация Курило-Камчатской системы // Литология и полезные ископаемые. — 1977. — № 1.
5. Власов Г. М. Эволюция зон Беньюфа в геосинклинальном процессе // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 245, № 3.
6. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения // Сов. геол. — 1980. — № 11.
7. Власов Г. М. Об условиях рудообразования в океане // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 3.
8. Гранник В. М. Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса: Автореф. канд. дис. — Угледорск, 1973.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. И. Рифтовые структуры в геологическом прощлом // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск: Наука, 1977.
10. Карр М. Дж., Дрейк Ч. Л. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин // Геология континентальных окраин. — Т. 2. — М.: Мир, 1978.

11. *Ковалев К. Р.* Металлогения венд-кембрийских формаций центрального и восточного сегментов Центрально-Азиатского подвижного пояса // *Металлогения Сибири: Тез. докл. XI Всесоюз. металлургического совещ.— Т. 1.— Новосибирск, 1987.*
12. *Кронин Д.* Подводные минеральные месторождения.— М.: Мир, 1982.
13. *Кумарпели П. С.* Палеорифтовая система Святого Лаврентия: Сравнительное исследование // *Континентальные рифты.— М.: Мир, 1981.*
14. *Магматогенно-рудные системы.* М.: Наука, 1986.
15. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм как альтернатива космической катастрофы // *Природа.— 1986.— № 1.*
16. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез и геосинклинальный процесс // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.— 1975.— № 4.*
17. *Милановский Е. Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли // *Проблемы тектоники земной коры.— М.: Наука, 1981.*
18. *Лейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта // *Геотектоника.— 1975.— № 5.*
19. *Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И.* Транс-азиатский рифтовый пояс Наливкина.— Ташкент: Фан, 1978.
20. *Пронин А. А.* Синхронность проявления тектонических движений мезозоя и кайнозоя в океанах и на континентах // *Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 240, № 6.*
21. *Пушаровский Ю. М.* Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии // *Тихоокеан. геология.— 1986.— № 6.*
22. *Развалев А. В., Поникиров В. П.* О соотношении рифтов, авлакогенов и их структурных аналогов // *Изв. вузов. Геология и разведка.— 1982.— № 5.*
23. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса // *Геология и геофизика.— 1978.— № 9.*
24. *Тараканов Р. З.* О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // *Строение сейсмофокальных зон.— М.: Наука, 1987.*
25. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М.: Наука, 1973.
26. *Bauman L., Leeder O., Weber W.* The position of platform activation (arcogenesis) in plate tectonics and its metallogenetic importance (exemplified by the north Atlantic-Strata-bound European lithospheric area) // *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits/Ed. by K. H. Wolf.— V. 12.— Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1985.*
27. *Brochewicz-Lewinski W., Gasiewicz A. et al.* Anomalia irdyowa na granicy jury środkowej i górnej // *Prz. Geol.— 1986.— V. 34, N. 2.*
28. *Empirical Metallogeny: depositional environment, lithologic association and metallic ores.— V. 1: Phanerozoic environment, association and deposits.— Part A/Ed. by P. Laznicka. Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1985.*
29. *Erikson K. A., Chuck R. G.* Aulacogens: sedimentological and tectonic evolution and associated mineralization // *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits/Ed. by K. H. Wolf.— V. 12.— Amsterdam; Oxford; New York; Tokio: Elsevier, 1985.*
30. *Hanus V., Vanek J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate // *Tectonophys.— 1978.— V. 41, N 1—4.*
31. *Hinse G. J., Hogg G. M., Robertson D. C.* On the origin of archean vein-type gold deposits with reference to the Larger Lake, "break" of Ontario and Quebec // *Miner. deposita.— 1986.— V. 21, N 3.*
32. *Officer C. B., Drake C. L.* Terminal cenironmental events // *Science.— 1985.— V. 227, N 4693.*
33. *Keer P. A.* Periodic extinctons and impacts challenged.
34. *Lambert I. B., Knutson J. et al.* Stuart Shelf-Adelaide geosyncline copper province, South Australia // *Econ. Geol.— 1987.— V. 87, N 1.*

ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
2 марта 1988 г.

УДК 550.2

А. М. Чечельницкий

ЗЕМЛЯ И ВСЕЛЕННАЯ — ПРОБЛЕМЫ И ПАРАДОКСЫ ВОЗРАСТА

Представлен критический обзор ситуации, складывающейся в науках о Земле и Космосе — геологии, астрофизике, космологии, в частности связанной с определением возраста Земли, небесных тел, астрономических систем, Вселенной.

В отличие от стандартного оптимизма, характеризующего преимущества ряда постулатов принятой современной картины мира, констатируется наличие множества старых нерешенных и новых постоянно возникающих проблем, свидетельствующих о все возрастающей конфронтации данных наблюдений с

Вместо предисловия. Несколько неожиданное появление в геологическом журнале статьи, содержащей некоторую минимальную астрофизическую и космологическую аргументацию, требует хотя бы краткого комментария. Поводом для ее написания послужило появление в журнале «Природа» необычной для него

теоретическими представлениями сложившихся концепций.

Обсуждаются данные наблюдений наук о Земле — геологии, геофизики (в частности, экстремальные датировки пород докембрия) — и Космосе — космологии, астрофизики (в частности, время жизни шаровых скоплений, данные космохронологии, статистики квазаров и т. д.), противоречащие постулируемому современной космологией возрасту Вселенной в 10—20 млрд лет.

серии публикаций [8, 13, 6] на тему возраста Земли и Вселенной. В нашей науке, до сих пор еще не потерявшей способности сохранять свою девственно недискуссионную чистоту, появление «триптиха» противоречащих друг другу мнений представляет собой действительно неожиданный феномен.

Впрочем, также очевидно, что *одновременное* появление трех публикаций, две последние из которых не содержат сомнений и носят ориентирующие-окончательный характер, должно означать, по-видимому, что дискуссия захлебнулась, так и не начавшись.

Между тем, затронутая тема, имеющая древнюю историю, и связанная с ней проблема таковы, что «закрыть» их, по существу, не столь просто, как это до сих пор удается делать с потенциально возможными дискуссиями по ряду ключевых проблем фундаментальной науки.

Появление в «Тихоокеанской геологии» (№ 5, 1986 г.) статьи Ю. А. Косыгина «Земля и Вселенная» аналогичного с [8] содержания, очевидно, должно означать, что обсуждение проблем все же может быть продолжено, но пока лишь в отдаленном месте — на Дальнем Востоке.

Принципиально междисциплинарный характер затронутой проблемы делает затруднительным и непривычным изложение всей совокупности астрофизических и космологических аргументов в геологическом журнале. С другой стороны, изложение накопившегося массива новых геологических неинтерпретируемых данных в каком-либо нашем академическом астрофизическом журнале на сегодняшний день попросту невозможно.

Остается (выбор без выбора) единственная возможность — лишь прикоснуться к проблеме, обратившись к геологической аудитории, и обсудить хотя бы некоторые из тревожащих фактов, привести лишь некоторые (далеко не самые сильные из имеющихся) аргументы, связанные с возрастом Земли и Вселенной.

Существуют ли проблемы? Если считать, что современные представления о структуре Земли и Вселенной хорошо обоснованы, физическая картина мира в достаточной степени адекватна реальности, а исследования многих ее деталей вступили в завершающую стадию, то некоторые из, как считается, надежных добытых знаний в настоящее время выглядят следующим образом.

Возраст Земли. В современной науке — в геологии и космологии — возраст Земли считается хорошо и твердо установленным фактом. Принятое значение возраста Земли $t_E = (4,55 \pm 0,07) \cdot 10^9$ лет, предложенное еще Паттерсоном в 1956 г. [24] и подтвержденное ныне (спустя более чем три десятилетия) [17, 22, 23], приобрело статус неопровержимой истины.

Возраст Вселенной. В науках о Космосе — астрофизике и космологии — широко обсуждаемый возраст Вселенной также считается в достаточной степени признанным фактом.

Согласно общепринятому в современной космологии соотношению между постоянной Хаббла $H = h \cdot 100$ км/(с·Mnk) и возрастом Вселенной $t = t_H = 1/H = 9,8 \cdot 10^9 h^{-1}$ лет с использованием наиболее часто обсуждаемых значений постоянной Хаббла $H = (50-100)$ км/(с·Mnk) или $h = 0,5-1$ в $H = h \cdot 100$ км/(с·Mnk), возраст Вселенной оказывается равным $t = (10-20) \cdot 10^9$ лет [9].

Отличие указанных пределов возраста Вселенной (10 или 20 млрд лет) в 2 раза не беспокоит особым образом определенную часть космологов, которым представляется очевидным, что это лишь следствие неопределенности наблюдений, в частности средней плотности вещества и шкалы расстояний.

Проблемы и парадоксы. Можно было бы лишь преклоняться перед столь неограниченными возможностями человека и современной науки в познании реальной структуры Земли и Вселенной, если бы наряду с понятным для космологии стремлением к уточнению и канонизации полученных результатов теории и наблюдений одновременно и постоянно не обнаруживалась бы и множество тревожащих, противоречащих фактов, невязок и рассогласований между предписа-

ниями теории и данными наблюдений, не возникало бы настолько поразительное количество парадоксов и аномалий.

Аномалии возраста Земли. В далекие времена, когда пророкам верили на слово, возраст Земли и Вселенной оценивался, согласно хронологии Моисея, величиной всего в несколько тысяч лет.

По этому поводу Бертран Рассел в своем анализе эволюции теологических и философских представлений со сдержанной иронией пишет [26]: «Дату сотворения мира, например, можно высчитать по генеалогиям в книге Бытия, которые сообщают, сколько лет было патриархам, когда родились их старшие сыновья. В какой-то степени допускались разногласия, поскольку имелись некоторые неясности, существовали также различия между Септуагинтой и древнееврейским текстом; но в конце концов протестанты единодушно приняли дату творения — 4004 год до н. э., установленную архиепископом Ашером».

Эра (от сотворения мира) существовала в нескольких вариантах. По древнееврейскому календарю сотворение мира произошло в 3761 г. до н. э., а по византийскому (принятому и на Руси) — в 5508 г. до н. э.

Многие мыслители с более рациональным складом ума в истории пытались оставить почву мифологии и получить более аргументированный ответ на волнующий вопрос о возрасте Земли и Вселенной. Бюффон резко увеличил возраст Земли до 75 тыс. лет. Герман Гельмгольц в своей знаменитой лекции 1854 г. указывал на возможность определения возраста небесных тел на основании учета их гравитационного сжатия в процессе эволюции [1]. Более поздние теоретические исследования утверждали даже по отношению к Солнцу, что если плотность его недр повышается к центру, то возраст Солнца не может превышать 20 млн лет (Земли — соответственно меньше) [1]. Уильям Томсон (Кельвин) на рубеже XX века настаивал на сходной величине возраста Земли в 24 млн лет.

В достаточной степени контролируемый экспериментом и наблюдениями период в определении реального возраста Земли начался лишь в XX столетии в связи с открытием явления радиоактивности.

Наконец, в 1926 г., основываясь на наблюдаемом отношении концентраций урана и свинца, А. Хомс и Р. Лоусон [20] указывают на существование нижнего предела возраста Земли в $t_E = 1,3 \cdot 10^9$ лет. Э. Резерфорд [27] и Ф. Астон [16], предполагая, что в момент генезиса урана его изотопы ^{235}U и ^{238}U возникли в равных количествах, и основываясь на наблюдаемом ныне отношении их обилий, довели нижний предел возраста Земли до величины $t_E = 3 \cdot 10^9$ лет.

Принятый современной наукой возраст Земли $t_E = 4,55 \cdot 10^9$ лет был получен Паттерсоном [24] при весьма существенных и ограничивающих предположениях и обстоятельствах: 1) на основе уран-свинцового метода при анализе обилий в приложении к нескольким образцам *метеоритов*; 2) в предположении, что Земля и каждый метеорит образовались как изолированные замкнутые системы *одновременно*; 3) в предположении, что в момент генезиса изотопный состав свинца в *метеоритах и на Земле был одинаковым*, а также отношение обилий изотопов урана было *одинаковым* во всех образцах метеоритов.

Совершенно очевидно, что лишь уверенность в справедливости такого рода постулатов (2) и (3) позволяет считать *возраст метеоритов возрастом Земли*. Аналогичные оценки возраста метеоритов были получены на основе анализа изотопного состава других элементов [15]. При отсутствии более прямых указаний считается, что наблюдаемые отношения обилий урана и свинца свидетельствуют о том, что $(4,54 \pm 0,02) \cdot 10^9$ лет назад первоначальный изотопный состав свинца на Земле был таким же, как и у метеоритов [23]. Приня-

то считать, что многочисленные последующие анализы и исследования не изменили существенным образом ни оценок, ни идеологии, лежащих в основе определения возраста Земли [17, 22].

Быть может, для ряда космологов результаты такого рода исследований и их итог по определению возраста Земли представляются «окончательными и обжалованию не подлежат», но для тех, кто привык более тщательно и внимательно прислушиваться ко всей совокупности наблюдательных данных наук о Земле — геологии, геофизики, геохронологии, — столь косвенно получаемые результаты не представляются ни безусловно очевидными, ни чрезвычайно убедительными, ни тем более окончательными.

Действительно, древнейшие породы и минералы являются продуктами продолжительного процесса эволюции Земли и, вообще говоря, нет никаких аргументированных наблюдениями оснований считать их первозданными, возникшими одновременно и только в момент генезиса Земли как планеты. Принятие обсуждавшихся выше постулатов очевидным образом ведет к установлению лишь *нижнего предела* возраста Земли на основании продуктов *одного из последних* крупных рубежей метаморфизма.

А ведь большинству исследователей, в том числе и геологов, представляется очевидным, что первичная твердая поверхность Земли, соответствующая одному из ранних этапов ее образования, во многом была уничтожена в результате *неоднократной* переработки (в *многочисленные* эпохи интенсивных всплесков метаморфизма) в условиях воздействия экзогенных (космогенных) и эндогенных (геологических, тектонических) факторов. В таком случае не исключено, что могут существовать и некоторые сохранившиеся продукты *более ранних рубежей* метаморфизма, породы — реликты *более ранних* (чем рубеж в $4,55 \cdot 10^9$ лет) эпох эволюции Земли.

На протяжении многих десятков лет наиболее смелые представители геологической науки, несмотря на запреты сложившейся в космогонии и космологии системы взглядов, постоянно сообщали об обнаруживаемых в наблюдениях «аномальных» — экстремальных датировках возраста древнейших пород Земли.

Безусловным лидером в этой области исследований являлся один из наиболее видных исследователей докембрия — Герлинг. Вот некоторые из экстремальных датировок, полученных разными исследователями: 6,5 млрд лет — возраст ксенолитов Кольского полуострова, Карелии [2]; 7,96; 10,85 млрд лет — возраст некоторых пород в Мончегорском массиве [4]; 6 млрд лет — возраст ряда конгломератов Украинского щита; близкие значения были получены по отношению к ряду пород Курской магнитной аномалии [10]. Особый интерес представляют данные, полученные по Кольской сверхглубокой скважине, в частности возраст мраморов с глубины 5660 м оказался равным 13 млрд лет [3, 7].

Для геологов, непосредственно занимающихся проблемами геохронологии, наличие такого рода экстремальных датировок возраста пород Земли, по-видимому, не является столь экстраординарным событием, как для космологов: «...можно думать, что докембрийское время может быть продлено в прошлое до 4600 млн лет или даже до 10 000 млн лет» [11, с. 20]. В последнее время к затронутой теме обратился весьма авторитетный в научном мире геолог Ю. А. Косыгин [8].

По-видимому, слишком сильно и серьезны должны быть побудительные мотивы и наблюдательные основания, чтобы решиться на такое смелое противостояние сложившимся представлениям о возрасте Земли. Сопровождающий работу Ю. А. Косыгина комментарий геохимика [13], интерпретирующий в привычном плане феномен возникновения такого рода экстремальных датировок, обладает, в частности, некоторым обращаящим на себя внимание характерным свойством.

Аномалии датировок (при использовании каждого из примененных методов) объясняются с привлечением всякий раз своего *ad hoc* приема: а) для уран-свинцового метода — это потери урана в гипергенных условиях, б) для калий-аргонового метода — это захват благородных газов при кристаллизации минералов. При этом общим для такого рода объяснений является только одно — все они приводят *лишь к уменьшению* датированного возраста образцов и (таким образом) возраста Земли.

По странному стечению обстоятельств такая тенденция совпадает с очевидными «пожеланиями» («социальным заказом») господствующей парадигмы (космологии. Разумеется, остается неучтенным общеизвестный факт, что такого рода аргументы были хорошо известны и самим исследователям. Тем не менее всегда существовали и приводились более веские контрдоводы, стимулировавшие публикацию тревожащих экстремальных результатов.

Вряд ли следует утверждать, что полученные данные представляют собой истину в последней инстанции. Очевидно лишь одно — они свидетельствуют о возникновении, существовании серьезных и невыдуманных проблем. Одной из таких проблем, возникших как результат последних достижений экспериментальной космохимии и метеоритики, является часто обнаруживаемая резкая гетерогенность (неоднородность) изотопного состава метеоритов (наблюдаемая в одном и том же образце). Рухится привычный миф о возникновении Земли и Солнечной системы из однородного газопылевого облака в результате единого и непродолжительного акта творения — синтеза химических элементов, предшествовавшего моменту начала отсчета в 4,55 млрд лет. Некоторые быстро адаптирующиеся космогонисты смело привлекают для объяснения такого рода изотопных аномалий многочисленные взрывы оказавшихся «кстати» — рядом во Вселенной — взрывающихся звезд.

Каков же возраст метеоритов? Весьма симптоматичная ситуация с точки зрения обсуждаемой проблемы складывается при определении возраста метеоритов. Приведем лишь один пример. Сравнительно недавно известные исследователи метеоритов Чен и Вассербург из Управления геологических и планетарных наук, Калтех, США (J. H. Chen and G. Y. Wasserburg, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986, v. 50, p. 955—968) опубликовали таблицу, представляющую итог изучения возрастов метеоритов Shergotty, Zagami, EETA 79001 U-Th-Pb методом. В ней фигурируют, в частности, величины возраста метеоритов (в млрд лет), показанные в таблице.

Следует отметить, что приведенные определения возрастов U-Th-Pb методом представляют собой очередной этап в интенсивном процессе исследования указанных метеоритов ^{40}K — ^{40}Ar -, ^{87}Rb — ^{87}Sr -, ^{147}Sm — ^{143}Nd -методами различными исследователями.

Соблюдая известную осторожность, авторы не комментируют впрямую приведенные в таблице экспериментальные данные. Тем не менее им приходится констатировать, что результаты одних методов определе-

Метеорит	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
Shergotty-3C	6,210	5,047	11,59
Shergotty-3D (Plagioclase)	8,461	5,584	23,94
(Pyroxene)	7,473	5,34	16,18
Shergotty-14	18,10	6,796	25,83
EETA 79001, 112	10,31	5,891	24,8
Zagami	7,543	5,415	22,90

ния возраста находятся в противоречии с результатами других методов, а более рафинированные из них показывают более сложную картину распределения возрастов, чем это следует из простых объяснений.

Различные подходы не в состоянии установить самосогласованного возраста метеоритов, а наличие экстраемальных датировок и противоречия в определенных возрастах различными методами остаются непреодоленными. Таким образом, разница между K—Ar-, Rb—Sr-, Sm—Nd-, U—Th—Pb-возрастами метеоритов Shergotty, Zagami, EETA 79001 является хорошо установленным фактом.

Но, похоже, то, перед чем останавливаются в недоумении экспериментаторы геологи и космохимии, не представляет собой проблемы для теоретиков-космологов.

Алмазы вечны? Так вызывающе называется недавняя статья Райта и Гроди в журнале «Nature» (Wright J. P., Grady M. M., Nature, 1987, v. 326, № 6115, p. 739—740). Эта группа исследователей Чикагского университета обнаружила, что очень тонкозернистые (~ 5 нм) алмазы примитивных метеоритов могут быть носителями легких и тяжелых изотопов Хе (Xe—Hl), один алмаз из 10^4 — 10^6 зерен содержит атом Хе. А последнее означает, что эти алмазы существовали еще до того, как из коллапсирующей туманности образовались Солнце и планеты. Приходится предполагать, что имплантация Хе произошла от «подвернувшейся кисти» вспышки от некоторой близкой сверхновой.

Так каков же на самом деле возраст планет, Солнца, Солнечной системы, если даже возраст алмазов и не вечен, но заведомо превышает 5—6 млрд лет?

Все эти проблемы представляют собой настоящие вызов наук о Земле наукам о Космосе — космологии, космогонии, астрофизике — к проведению дальнейших исследований, свободных от прессы мнения «большинства», к содержательной дискуссии на основе экспериментальной информации.

Аномалии возраста Вселенной. Несмотря на настойчивый оптимизм ряда космологов, ситуация с определением возраста Вселенной выглядит еще более неопределенной по сравнению с возрастом Земли, где так или иначе приходится основывать выводы на данных наблюдений (в том числе геологий). Определение возраста Вселенной в космологии все еще продолжает оставаться тесно связанным с длинной цепью явно или неявно высказываемых постулатов, достоверность и убедительность которых оставляет желать лучшего, со смелыми теоретическими экстраполяциями, простирающимися порой на десятки порядков по шкале времени и пространства.

Еще сравнительно недавно резюме, относящееся к обсуждаемым проблемам в космологии в изложении С. фон Хорнера, выглядело следующим образом [12]: «Возраст Вселенной. В течение долгого времени оценки возраста Вселенной t давали значение, в 2—3 раза меньшее, чем возраст самых старых объектов. Принятые в настоящее время (начало 70-х годов. — А. Ч.) значения находятся в хорошем согласии друг с другом, тем не менее в работе де Вокулера [30] высказаны осторожные сомнения относительно окончательности принятых сейчас оценок.

Почти все модели расширяющейся Вселенной приводят к значениям t , несколько меньшим H^{-1} (за исключением случаев, очень близких к леметровскому пределу...).

Для случая $\Lambda = 0$ мы имеем $tH = 0,571$ при $q_0 = 1$ и $tH = 2/3$ при $q_0 = 1/2$ (Λ — космологическая постоянная, q_0 — параметр замедления). Последнее соотношение дает для $H = (100 \pm 25)$ км/(с · Мпк) значение $t = (7 \pm 2) \cdot 10^9$ лет. Что же касается отдельных объектов, то возраст старейших шаровых скоплений оценивается в $t = (9 \pm 3) \cdot 10^9$ лет, а возраст радиоактивных элементов, таких как уран, можно найти из сопоставления современного значения распространен-

ности и оценок первоначального значения, что приводит к $t = (7 \pm 0,7) \cdot 10^9$ лет.

Таким образом, итоговая картина такова: возраст шаровых скоплений $t = (9 \pm 3) \cdot 10^9$ лет; возраст радиоактивных элементов $t = (7 \pm 1) \cdot 10^9$ лет; возраст Вселенной $t = (7 \pm 2) \cdot 10^9$ лет в модели Эйнштейна — де Ситтера и в ньютоновской модели.

Не прошло и десятилетия, как такого рода итог оказался устаревшим — всего лишь промежуточным вариантом в непрерывно меняющемся наборе констант, характеризующих строение Вселенной. И вновь, что характерно, эволюция представлений происходила в сторону увеличения возраста Вселенной и составляющих ее компонент. В настоящее время некоторыми космологами, не занимающимися непосредственно наблюдениями, все менее уверенно утверждается, что постоянная Хаббла $H = 100$ км/(с · Мпк) (по сравнению с $H = 50$ км/(с · Мпк) лишь потому, что соответствующий возраст $t = H^{-1} \approx 10 \cdot 10^9$ лет не в состоянии удовлетворительно адаптировать многочисленные противоречащие результаты последних наблюдений. Впрочем, кажется, и представлявшийся ранее спасительным последний рубеж в $H = 50$ км/(с · Мпк), приводящий к возрасту Вселенной $t = H^{-1} \approx 20 \cdot 10^9$ лет, в настоящее время также не выдерживает напора наблюдательной информации.

История эволюции представлений о возрасте Вселенной в XX столетии заслуживает особого и детального обсуждения. Тем не менее, как показывает предварительный анализ, из нее, оказывается, исследователи делают разные (порой полярно отличающиеся) выводы. Один из них заключается в следующем [6]: «...можно вспомнить, что, когда Хаббл сделал свое открытие, он дал значение величины, связывающей расстояние и скорость, в 10 раз отличающееся от современного, — и притом привел его с тремя значащими цифрами ($V = Hr$, $H = 564$ км/(с · Мпк)). Таким образом, в 30-х гг. казалось, что возраст Вселенной составляет около 2 млрд лет и что Солнечная система в лучшем случае образовалась на очень ранней стадии расширения. *Соотношение возраста Земли и Вселенной было трудностью теории!*

В настоящее время, после пересмотра шкалы расстояний, приводящего к $H = 50$ — 100 км/(с · Мпк) и к указанному выше возрасту (10—20 млрд лет. — А. Ч.), трудности этой больше нет — по крайней мере, такова моя оценка состояния вопроса.

В контексте обсуждаемых проблем более перспективным представляется другое замечание, обнаруживаемое в том же комментарии [6]: «Несомненно, что в астрофизике надо быть осторожным. Есть известное высказывание: „Астрофизики (космологи) часто ошибаются, но никогда не сомневаются“».

Для полноты картины будет уместным отметить, что в науках о строении Вселенной существует также и не столь многочисленная, но весьма авторитетная группа ищущих и «сомневающийся», точнее, не столь традиционно мыслящих астрофизиков (де Вокулер, Бербидж, Амбарцумян, Арп, Хойл, Пеккер, Альфвен, Тиффт и целый ряд других), для которых проблемы — старые и вновь возникающие — существовали и продолжают существовать. Это — исследователи первой «звездной» величины на горизонте космологии и астрофизики.

Старые и новые проблемы космологии. Последние десятилетия развития наблюдательной астрофизики, постепенно становящейся всеволновой, привели к возникновению целого ряда новых, порой уникальных проблем (помимо еще сохраняющегося множества старых). Необходимо в новых условиях обладать особой абстракцией концептуального зрения к старым проблемам, чтобы продолжать упорно не замечать их. Впрочем, это уже весьма характерный симптом, следующий из анализа истории науки, — доктрины, которым суждено в будущем претерпеть значительные изменения,

можно узнать по своеобразному иммунитету самоуспокоенности к старым и новым проблемам. Вот некоторые из них.

Возраст шаровых скоплений. Проблема возраста шаровых скоплений — старая и, кажется, никогда не умиравшая проблема астрофизики. Современные представления о большом эволюционном возрасте шаровых скоплений (15—19 млрд лет) [29] резко противоречат оценкам возраста Вселенной на основе фридмановской модели и требуют $t > t_H$, что толкает к реанимации космологических моделей с не равным нулю космологическим членом (см. [12]). Таким образом, уже сравнительно небольшие объекты, принадлежащие центральной подсистеме нашей Галактики, не вписываются в допустимый верхний предел существующих в настоящее время оценок возраста Вселенной (20 млрд лет). Что же говорить о возрасте других, более далеких и грандиозных, астрономических систем Вселенной?

Справедлива ли величина (верхний предел) постоянной Хаббла $H = 100 \text{ км}/(\text{с} \cdot \text{Мпк})$? Как указывалось выше, не только возраст Вселенной в 10 млрд лет, но и возраст в 20 млрд лет, отвечающие в силу широко используемого в космологии соотношения вида $t_H = H^{-1}$ константам Хаббла в $H = 100 \text{ км}/(\text{с} \cdot \text{Мпк})$ и $H = 50 \text{ км}/(\text{с} \cdot \text{Мпк})$, подвергаются в настоящее время серьезному давлению противоречащих им наблюдательных данных. Между тем даже пристратный критический анализ работ де Вокулера [31], Сандиджа — Тамманна [28] не позволяет выявить каких-либо серьезных наблюдательных или вычислительных аномалий в их работах, усомниться в их корректности. Существует ли решение этого парадокса? Ответа пока нет. Но, быть может, сама «очевидная» связь типа $t_H = H^{-1}$ является нонсенсом? Иными словами, не существуют такого рода простые соотношения между постоянной Хаббла и возрастом Вселенной, а возможные связи между ними на самом деле являются значительно более глубокими?

Ядерная космохронология и возраст Вселенной. Оценки возраста Галактики и Метагалактики базируются также и на теории синтеза в них тяжелых элементов. Труды В. Фаулера в этой области в 1983 г. были оценены Нобелевской премией. Еще совсем недавно в своей Нобелевской лекции В. Фаулер сообщал [18]: «...ядерный синтез в Галактике... начался 17,9 млрд лет назад с точностью ± 2 и -4 млрд лет... Согласно расчетам Тилемана, Медингера, Клапдора, возраст Метагалактики с точностью до нескольких миллиардов лет составляет 19 млрд лет. Это сравнимо с обратной величиной постоянной Хаббла $H = 19,5 \pm 3$ млрд лет, полученной Сандиджем и Тамманном в 1982 году».

Но вот совсем недавно Г. Клапдор и К. Гротц из института М. Планка получили возраст Галактики, существенным образом превышающий предыдущие оценки [21]. Предполагается, что лишь использование моделей с космологической постоянной, не равной нулю, может спасти ситуацию.

Интересно отметить, что Г. Клапдор и К. Гротц указывают на согласие своих результатов с выводами некоторых исследователей об экстремальном возрасте (расширения) Вселенной, следующим из обработки наблюдаемой статистики квазаров.

Размеры Галактики и возраст Вселенной. Новые наблюдательные данные, свидетельствующие о том, что расстояние Солнца от центра Галактики, по-видимому, раза в полтора меньше, чем общепринятое до последнего времени (7 кпк вместо 10 кпк), неизбежно ведут и к проблеме пересмотра устоявшихся величин возраста Вселенной. Ведь пересмотр «масштабной линейки» расстояний в очередной раз существенным образом изменяет и оценки продолжительности космологического расширения в рамках стандартных теорий расширения Метагалактики.

На повестке дня — новые работы космологов по согласованию «расходящихся» оценок возрастов Галактики и Вселенной.

Скорость света и горизонт Вселенной. Сложившиеся представления современной космологии о наличии верхнего предела распространения возмущений во Вселенной (скорость света) неизбежно приводят к представлениям о конечности объема Вселенной, наличии предельного горизонта Вселенной. Действительно, в этих условиях конечность возраста Вселенной типа $t_H = H^{-1}$ влечет за собой и конечность ее пространственных размеров порядка $r_H \leq ct_H = \frac{c}{H}$ [12]. А что там, за горизонтом? Не следует удивляться тому, что бессилие в попытках ответить на такого рода «вечный» вопрос обычно стимулирует директивный запрет теории на его постановку. Ведь это — «метафизика»! Что было до Big Bang'a? К той же серии «вечных» принадлежит и указанный выше вопрос. Действительно, что было тогда, когда ничего не было? Невозможно описать ни мук творцов многочисленных современных сценариев рождения Вселенной, ни богатства и блеска фантазии непрерывно сменяющих друг друга современных космологических мифологем. Лишь убедительность и доказательность описываемых грандиозных актов творения остаются за гранью минимально желаемого.

Пространственный горизонт и возраст жизни мира квазаров. Можно предположить, что в эпоху становления основных представлений современной космологии жизнь космологов, возможно, была более разнообразной — существовала возможность делать далеко идущие предположения и экстраполяции, не неся особой ответственности за нынешние противоречия теории и наблюдений.

Для того, кто хотел верить, галактики уже разбегались, но о существовании квазаров еще не подозревали.

Ныне число квазаров с измеренными красными смещениями составляет около 3000 [19]. И эта совокупность тщательно учтенных, исследованных и каталогизированных объектов представляет собой, при некотором осмыслении, потенциально взрывоопасный вызов устоявшимся постулатам современной космологии. Ограничимся рассмотрением всего лишь некоторых, наиболее очевидных, аспектов.

Каков горизонт мира квазаров? Учитывая представление для закона Хаббла в виде $V = cZ = Hr$ (Z — красное смещение, c — скорость света), нетрудно полу-

чить выражение для расстояния $r = \frac{c}{H} Z$. Нетрудно также отметить, что при $Z=1$ представление для расстояния $r = c/H$ совпадает с обсуждавшимся выше «горизонтом Вселенной» $r_H = ct_H = \frac{c}{H}$. Таким образом, в

рамках моделей, где используется представление Хаббла для расстояний и соотношение $t = H^{-1}$ для возраста Вселенной, квазары с $Z > 1$ лежат за горизонтом Вселенной (и не должны были даже родиться). Каким же образом они существуют и наблюдаются?

Как долго идет свет от квазаров? В рамках тех же модельных представлений нетрудно ответить и на этот вопрос, учитывая (для простоты [12]) следующее выражение для времени:

$$t = \frac{r}{c} = \frac{cZ}{H} \cdot \frac{1}{c} = \frac{Z}{H}.$$

Таким образом, от квазара, характеризующегося красным смещением $Z = 1$, свет идет в течение времени $t = t_H = H^{-1}$, равного возрасту Вселенной ($t_H = 10-20$ млрд лет), а от квазаров с экстремальными на сегодняшний день значениями $Z = 3,78$ (для PKS 2000-330 [25]) или $Z = 4,01$ примерно (зависит от модели) в 4 раза больше принимаемого ныне возраста Вселен-

ной, т. е. около 80 млрд лет. Как же быть в таком случае с рождением Вселенной *ex nihilo* 10—20 млрд лет назад — ведь, оказывается, уже тогда существовали квазары, свет от которых пробивался к нам сквозь бескрайние дали Вселенной?

Возраст «газа» звезд. Еще сравнительно недавно анализ возраста звездных систем, предложенный Дж. Джинсом, считался вполне корректным, очевидным, лежащим в русле фундаментальных статистических идей современной науки. Множество звезд рассматривалось (в соответствии с известными физическими аналогиями) как идеальные максвелловский газ с соответствующим распределением скоростей и равномерным распределением энергий. Такая статистическая модель приводила Дж. Джинса к следующей оценке продолжительности жизни звезд [5]: «Наблюдаемое распределение энергии, столь близкое к равномерному, требует гравитационных взаимодействий длительностью в биллион лет, вероятнее всего от 5 до 10 биллионов лет. Следовательно, такова должна быть и продолжительность жизни звезд...».

Перекрестный контроль различными методами не изменял полученных оценок [5, с. 213]: «Все три рода астрономических часов, находящихся в нашем распоряжении, показывают с достаточной точностью одно и то же, все они в согласии друг с другом говорят, что возраст звезд в целом имеет порядок от 5 до 10 биллионов лет... Рождение Солнца произошло, несомненно, где-то на интервале последних 8 биллионов лет...». Известно, с какой настойчивостью отстаивал Дж. Джинс оценку продолжительности жизни звезд порядка 10^{13} лет.

Современные оценки возраста звезд целиком основываются на теории ядерного горения. Они очевидным образом вступают в противоречие с приведенными оценками Дж. Джинса, основанными на иных, независимых статистических методах, корректность которых до сих пор еще никто серьезным образом не опроверг.

Существует ли динамика Галактики и Сверхскопления галактик? Согласно существующим представлениям, период обращения Солнца относительно центра Галактики ($r_0 \sim 10$ knk, $V_0 = 250$ km/c) равен около 245 млн лет. За время своей жизни порядка 5—6 млрд лет Солнце успело совершить всего лишь около двух десятков оборотов относительно центра Галактики.

Сама же Галактика как периферийный компонент Сверхскопления галактик ($r \approx 10^4$ knk) с центром в Деве (Местного сверхскопления), в своем орбитальном движении завершает один цикл орбитального движения за время, оцениваемое (например, в предположении той же скорости движения) ориентировочно в тысячу раз больше, чем период обращения Солнца в Галактике, — т. е. за ~ 245 млрд лет.

Постулируемое концепцией Big Bang'a время существования Вселенной дает возможность Галактике продвинуться всего лишь менее чем на $\frac{(10 - 20) \text{ млрд лет}}{245 \text{ млрд лет}}$

$= \left(\frac{1}{24} - \frac{1}{12} \right)$ часть окружности (своей орбиты) — всего на 15—30%.

Иные возможные предположения и наблюдательные данные о геометрии и кинематике Местного сверхскопления галактик вряд ли могут существенным образом изменить эту парадоксальную ситуацию.

Можно ли говорить (или мыслить) в духе Кеплера, Ньютона, Пуанкаре о какой-либо динамике небесно-механических систем, периферийные компоненты которых за время своей жизни совершили всего лишь несколько, а то и не совершили ни одного оборота в своем орбитальном движении?

Некоторая биологическая аналогия — может ли век жизни китов или слонов (не говоря уже о времени

жизни всей биосферы) ограничиваться всего лишь временем жизни бабочек-однодневок?

Атом и Вселенная. Согласно законам привычной земной логики (в том числе формальной, математической) и теории множеств, объединение элементов, по крайней мере, не меньше каждого из элементов. Например, продолжительность жизни человека измеряется величиной порядка сотни лет, а некоторого сообщества людей — обычно превышает эту величину: так, возраст человечества измеряется, как минимум, десятками, сотнями тысяч лет. Было бы очевидной бессмысленной утверждать, что при известной величине продолжительности жизни человека, возраст некоторого стабильного объединения людей (или человечества) равен всего лишь нескольким годам. Для современной космологии такого рода представления здравого смысла, по-видимому, не являются обязательным атрибутом.

Действительно, время жизни ядра атома водорода — протона — оценивается в настоящее время величиной в 10^{32} лет, а время жизни Вселенной вместе с составляющими ее атомами водорода, как утверждается, составляет всего 10^{10} лет. Нонсенс? Оказывается — нет, и существуют некоторая удивительная космологическая логика и разъяснение специально придуманных упражнений на тему математической статистики и вероятностей распада, в силу которых возраст множества оказывается несоизмеримо меньше, чем возраст составляющих его компонент. Быть может, все же имеет смысл (хотя бы в качестве упражнения для здравого интеллекта) задуматься и над следующей проблемой. Не может ли Вселенная на самом деле существовать, как минимум, столько, сколько составляющие ее атомы водорода, т. е. не менее 10^{32} лет? В таком случае сразу же отпадает половина беспокоящих проблем, а многие аномалии превращаются во вполне допустимые констатации.

Заключение. Огромный путь прошли представления человечества об истории и строении Земли и Вселенной в процессе своей эволюции — от библейских мифов до сложившейся в настоящее время научной картины мира. Неоднократно возникали и обращались в прах многочисленные мифы, догмы, гипотезы, постулаты, теории, не выдержавшие сопоставления со все возрастающим объемом наблюдательной и экспериментальной информации. Одна из тенденций (в контексте интересующих нас проблем) осталась все же неизменной в этом процессе непрерывных изменений — констатируемые *возрасты Земли и Вселенной лишь возрастали* с эволюцией сменявших друг друга представлений. Это вовсе не означает, что, например, по отношению к возрасту Земли наблюдаемая тенденция не может или даже не должна когда-либо нарушиться. Но такая особая точка (точка поворота) в эволюции представлений должна быть более тщательна, более убедительно доказана всей совокупностью наблюдательных данных. Во всяком случае, в настоящее время наличие многочисленных нерешенных проблем, аномалий, парадоксов не позволяет считать существующую аргументацию относительно принятых возрастов Земли и Вселенной ни убедительной, ни тем более окончательной. Одно из чрезвычайных достоинств изучения истории науки, эволюции непрерывно сменявших друг друга взглядов и представлений заключается в том, что оно дает возможность проследить, как часто неколебимая уверенность теоретиков сменялась вынужденным переходом к новым, зачастую полярным представлениям. «Красивейшие теории гибнут, истерзаные уродливыми фактами», — отметил однажды со знанием ситуации Фаулер. Для космологии, функционирующей по образцу теологии, не существует большинства проблем. Вопросы снимаются декларациями высших иерархов или обращением к евангелиям живших давно пророков. Наука же, ориентирующаяся на адекватное познание окружающего мира, не может по-

зволить себе роскошь пренебрегать беспокоящими фактами и вопросами. Она прежде всего должна быть *проблемной* — ориентированной на решение старых и непрерывно возникающих новых проблем. Непомерно большое внимание апологии давно высказанных доктрин — догматов веры, вместо поиска, исследования и решения вновь возникающих проблем, — один из наиболее ярких симптомов процесса умирания науки, ее теологизации.

Если считать, что в современной космологии во многом действительно утвердился декларативно-постулативный способ мышления, существования и поведения, который Альфвен называет «пророческим» [14], то сомнения в истинности символов веры, очевидно, неуместны.

В таком случае действительно лучше просто верить пророкам на слово. Но если космология все еще стремится быть наукой, то необходимо оставить исследователям возможность для серьезных сомнений.

Одним из важных выводов сказанного является и следующий: после продолжительного периода бесконфликтного существования космологии назрела настоятельная необходимость *начать открытое, доброжелательное, аргументированное, заинтересованное обсуждение назревших проблем.*

Дискуссии на темы, противоречащие устоявшимся представлениям, противопоставлены религии, но не науке. Не лишне вспомнить историю и диалектику: истина обычно начинается свою жизнь как ересь, а заканчивает как предрассудок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берри А. Краткая история астрономии.— М.; Л.: ОГИЗ; Гостехтеориздат, 1946.
2. Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. // Геохимия.— 1962.— № 11.— С. 931—938.
3. Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Дуж Г. Г. Аномальные содержания радиогенных изотопов аргона и гелия в минералах пород Печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Методические проблемы ядерной геологии.— Л., 1982.— С. 5—21.
4. Герлинг Э. К., Масленников В. А. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-тундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорového вещества Земли // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР.— М.: Наука, 1965.— С. 11—34.
5. Джинс Дж. Вселенная вокруг нас.— Л.; М.: Гостехиздат, 1932.
6. Зельдович Я. Б. Комментарий астрофизика // Природа.— 1986.— № 12.— С. 85.
7. Кольская сверхглубокая.— М.: Недра, 1984.
8. Косыгин Ю. А. Земля и Вселенная // Природа.— 1986.— № 12.— С. 79—83.
9. Пиблс П. Физическая космология.— М.: Мир, 1975.
10. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.
11. Харленд У. Б. и др. Шкала геологического времени.— М.: Мир, 1985.
12. Хорнер С. Космология // Галактическая и внегалактическая радиоастрономия.— М.: Мир, 1976.
13. Шуколюков Ю. А. Комментарий геохимика // Природа.— 1986.— № 12.— С. 83—84.
14. Alfven H. Cosmology in Plasma universe.— Stockholm, 1987.
15. Anders E. Meteorite ages, the Moon, Meteorites and Comets, the Solar system IV/B. M. Middleherst, G. P. Kuiper.— Chicago: Ill. Univ. of Chicago Press, 1963.
16. Aston F. W. The mass-spectrum of uranium lead and the atomic weight of protactinium // Nature.— 1929.— V. 123.
17. Bugnon M. F., Tere F., Brown L. Are ancient Lead Deposits chronometers of the Early History of Earth? // Ann. Rep. Dir. Dep. Terrestrial magnetism.— Carnegie Inst., 1979.
18. Fowler W. A. Experimental and theoretical nuclear astrophysics: the quest for the origin of the elements: Nobel lecture.— 1983.
19. Hewitt A., Burbidge G. R. // Astrophys. J. Suppl. S.— 1980.— V. 43.
20. Holms A., Lawson R. W. Radioactivity of potassium and its geological significance // Phil. Mag.— 1926.— N 2.
21. Klapdor G., Grotz K. // Astrophys. J. Letters.— 1986.— V. 301, N 2.
22. Manhes G., Allegre C. J. et al. Lead — Lead systematics. The "Age of the Earth" and the Chemical Evolution of our Planet in a New Representation Space // Earth Planet. Sci. Letters.— 1979.— V. 44, N 1.
23. Ostic R. G., Russel R. D., Reynolds P. H. A new calculation for the age of the Earth from abundances of lead isotopes // Nature.— 1963.— V. 199.
24. Patterson C. Age of Meteorites and the Earth // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1956.— V. 10.
25. Peterson B. et al. // Astrophys. J.— 1982.— V. 260.
26. Russel B. Religion and science.— London: T. Butterworth-Nelson, 1935.
27. Rutherford E. Origin of Actinium and Age of the Earth // Nature.— 1929.— V. 123.
28. Sandage A., Tammann G. A. // Ibid.— 1984.— V. 307.
29. Tayler R. J. The Relation between Stellar Evolution and Cosmology // Observ. Tests Stellar Evol. Theory, Symp. N 105, Jau, Geneva, 12—16 Sept., 1983.— Dordrecht et al, 1984.
30. Vaucouleurs G. De. // Science.— 1970.— V. 167.
31. Vaucouleurs G. De. // Nature.— 1982.— V. 299.

Поступила в редакцию
28 декабря 1987 г.

(адрес подписчика)