

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1984

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Е. В. Артюшков, М. А. Беэр. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья II. Северо-Американские Кордильеры	3	Б. М. Письменный, А. М. Алакшин. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области	86
В. Э. Кононов, Ю. В. Лопатнев, Ю. Г. Слуднев, В. В. Харахинов. Использование сейсмо-стратиграфии при нефтегазопоисковых исследованиях на Северном Сахалине	16	Б. Н. Филимонов, О. Д. Попова, Г. А. Редькина, Е. К. Романова. Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканической зон по гравиметрическим данным	99
С. В. Зябрев. Верхнемезозойские турбидиты юга Западно-Сахалинского прогиба	22	В. А. Красилов, А. С. Кундышев, В. И. Ремизовский, И. Н. Шмидт. Флора чеховской свиты и граница олигоцена — миоцена на Южном Сахалине	106
Б. А. Сальников, Т. В. Туренко, Н. Б. Сальникова. Нижнемеловые отложения Сахалина	34	Н. Е. Аблесимов, Н. В. Бердников, В. Г. Липатов, Ю. В. Талтыкин. Газосфера Земли	110
А. О. Мазарович. Структура Южного Приморья	38	А. Н. Филиппов. Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня	115
М. Л. Красный, В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. Плотностная характеристика акустического фундамента Курило-Камчатского региона	47		
Н. П. Романовский. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья	52		
В. Д. Любалин, С. И. Беломестнов. Плотностная модель земной коры Забайкалья	63		
Л. И. Брянский, В. Я. Подгорный. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум	76		
В. А. Кортунов, Р. Г. Кулинич, В. С. Москвичев, В. И. Платунов. Границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса по результатам статистического анализа магнитного поля	82		

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

С. И. Романовский. О теоретических основах стратиграфической корреляции	120
Е. И. Гончарова. О теоретических основах и «стратиграфической корреляции» Ю. С. Салина	123
В. А. Кулындышев, Е. Г. Миков. О противоречиях С. И. Романовского и Ю. С. Салина и двух типах научного мировоззрения	125

USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST SCIENCE CENTRE
PACIFIC GEOLOGY

SEPTEMBER — OCTOBER

NOVOSIBIRSK

N 5, 1984

CONTENTS

E. V. Artyushkov, M. A. Beer. Subsidence mechanism of continental crust in folded belts of the North Pacific frame. The II paper. North-American Cordilleras	3	B. M. Pis'menny, A. M. Alakshin. The Earth's crust structure of the West Aldan shield and Stanovaya folded area	86
V. E. Kononov, Yu. V. Lopatnev, Yu. G. Sludnev, V. V. Kharakhinov. The use of seismostratigraphy for oil-gas prospecting in Northern Sakhalin	16	B. N. Filimonov, O. D. Popova, G. A. Red'kina, E. K. Romanova. Abyssal structure of Penzhino — Anadyrsk folded zone and Evensk volcanic one according to gravimetric data	99
S. V. Zyabrev. Upper Mesozoic turbidites on the south of Western Sakhalin trough	22	V. A. Krasilov, A. S. Kundyshchev, V. I. Remizovskiy, I. N. Schmidt. Chekhovskaya suite flora and Oligocene-Miocene boundary at the South Sakhalin	106
B. A. Sal'nikov, T. V. Turenko, N. B. Sal'nikova. Sakhalin Low Cretaceous depositions	34	N. E. Ablesimov, N. V. Berdnikov, V. G. Lipatov, Yu. V. Taltykin. Gaseous sphere of the Earth	110
A. O. Mazarovich. South Primor'e structure	38	A. N. Filippov. On inherited nature of Sikhotealin orogenic volcanic belts	115
M. L. Krasny, V. Yu. Kosygin, V. I. Isaev. Density characteristics of acoustic basement of Kurilo-Kamchatsk region	47		
N. P. Romanovsky. Petrophysics of granitoid orogenic structures	52	<i>CRITICS AND DISCUSSIONS</i>	
V. D. Lyubalin, S. I. Belomestnov. Density model of the Zabaikal'e Earth's crust	63	S. I. Romanovsky. On theoretical basis of the stratigraphic correlation	120
L. I. Bryansky, V. Ya. Podgorny. The Earth's crust gravity model on the profile of Svobodny — Komsomol'sk — Syurkum cape	76	E. I. Goncharova. On theoretical basis and "stratigraphic correlation" of Yu. S. Salin	123
V. A. Kortunov, R. G. Kulinich, V. S. Moskvichev, V. I. Platonov. Eastern Sikhotealin volcanic belt boundaries according to the results of magnetic field statistic analysis	82	V. A. Kulyndyshev, E. G. Mikov. On contradictions between S. I. Romanovsky and Yu. S. Salin and two types of scientific outlooks	125

Е. В. Артюшков, М. А. Беэр

МЕХАНИЗМ ПОГРУЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА. СТАТЬЯ II. СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИЕ КОРДИЛЬЕРЫ

Рассмотрены основные погружения континентальной коры в Северо-Американских Кордильерах и в прилегающем Франклинском складчатом поясе. Показано, что эти погружения, как правило, не были обусловлены растяжением. В позднем протерозое погружения происходили с низкой скоростью в платформенных условиях. За счет большой длительности развития $\sim 10^8$ лет они приводили к образованию глубоких прогибов. Их происхождение можно связать с медленной эклогитизацией базальтового слоя в пределах мощ-

ной платформенной литосферы. В фанерозойское время преобладали быстрые погружения, которые развивались за время $\sim 10^6$ лет, с образованием глубоководных или относительно глубоководных прогибов. Такие погружения, по-видимому, можно связать с быстрой эклогитизацией базальтового слоя при подходе к коре водосодержащей аномальной мантии. Сильное сжатие континентальной коры в процессе складчатости происходило только в тех областях, где имело место быстрое погружение большой амплитуды.

ВВЕДЕНИЕ

В статье рассматривается история развития и механизм погружений континентальной коры в Северо-Американских Кордильерах. Этот складчатый пояс, как Урал и Аппалачи [4], распадается на две главные зоны: западную — эвгеосинклинальную и восточную — миогеосинклинальную. Эвгеосинклинальная зона включает многочисленные блоки, присоединившиеся к Северо-Американскому континенту в мезозое в процессе закрытия краевых морей. Здесь распространены фрагменты океанической коры, островных дуг и осадочного чехла краевых морей. В Восточных Кордильерах широко распространены осадки прогибов, сформировавшихся на коре континентального типа.

продолжалось от 150 до 500—600 млн. лет. За это время на западной окраине Северо-Американской платформы в области длиной ~ 4000 —5000 и шириной ~ 500 —600 км накопились от 3 до 9, местами до 15—20 км мелководных терригенно-карбонатных отложений серий Белт (на юге) и Перселл (на севере). Мощность осадков возрастает с востока на запад.

Отложения серий Белт и Перселл залегают в основании разреза Центральных Кордильер и южной части Северных Кордильер. После палеозойской и мезозойской складчатости они вошли в состав зон I—III, VI—VIII, X, XI, XIII и XIV (рис. 1). По своему облику серии Белт и Перселл представляют типичные платформенные отложения [8].

В конце позднего протерозоя, ~ 850 —900 млн. лет назад, на западной окраине континента имело место значительное общее поднятие, сопровождавшееся гранитоидным магматизмом. Поднятие произошло в эпоху глобальной гренвиллской складчатости и привело к осушению прогиба Белт-Перселл, однако на преобладающей части территории самого прогиба Белт-Перселл оно значительной складчатостью не сопровождалось.

Вслед за позднепротерозойским поднятием на западной окраине Северной Америки началось новое погружение, сопровождавшееся накоплением терригенной серии Уиндермир. В ее основании залегают толща конгломератов мощностью до 1500 м. В конце эпохи формирования конгломератов на значительной части об-

МЕДЛЕННЫЕ

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОГРУЖЕНИЯ

В ВОСТОЧНЫХ КОРДИЛЬЕРАХ

Континентальная кора на западе Северо-Американского континента сформировалась к концу раннего протерозоя, ~ 1750 млн. лет назад [19, 40]. В течение ~ 250 млн. лет она располагалась выше уровня моря. Примерно 1500 млн. лет назад началось медленное погружение коры. По различным оценкам оно

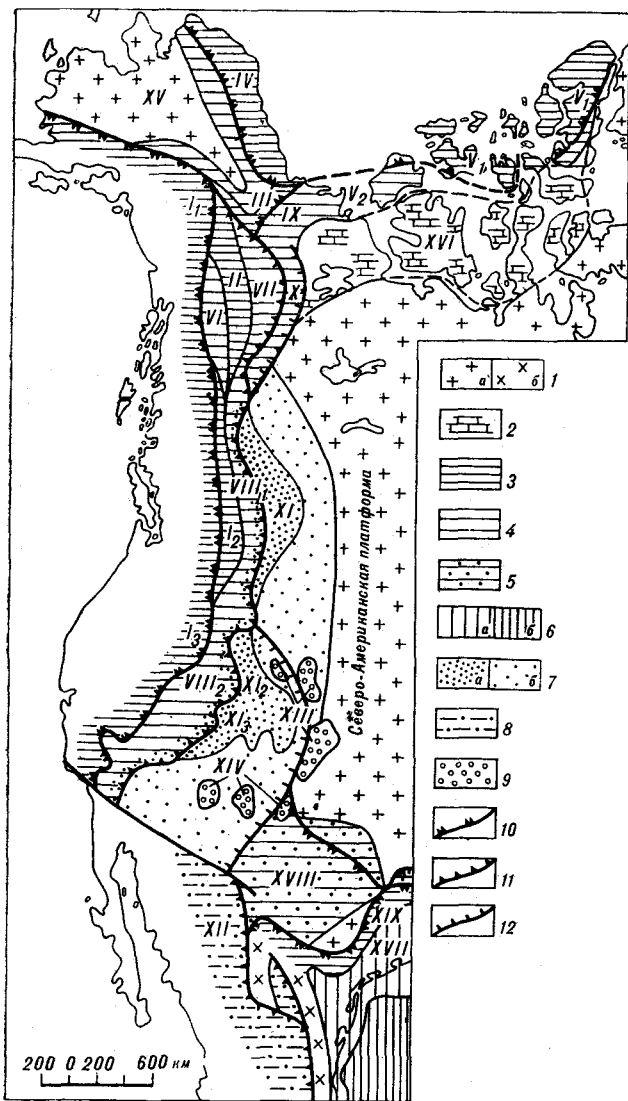


Рис. 1. Глубокие прогибы Северо-Американских Кордильер и Франклинского складчатого пояса, образованные быстрым погружением континентальной коры по данным [8, 12, 13, 15, 22, 23, 25, 26, 28, 34].

I — Кордильерский прогиб (I₁ — прогиб Аляскинского хребта, I₂ — прогиб Оминек, I₃ — прогиб Невада), II — прогиб Селвин, III — прогиб Ричардсона, IV — прогиб Брукса, V — Франклинский прогиб (V₁ — внутренняя зона, V₂ — внешняя зона), VI — прогиб Кассиар, VII — прогиб Макензи, VIII — прогиб Скалистых гор (VIII₁ — Северных, VIII₂ — Централных), IX — прогиб равнины Андерсона, X — прогиб гор Франклина, XI — краевые прогибы Северных и Централных Скалистых гор (XI₁ — прогиб Альберта, XI₂ — прогиб Айдахо-Вайоминг, XI₃ — прогиб Юта), XII — Мексиканская геосинклиналь (прогиб хребта Восточная Сьерра-Мадре), XIII, XIV — межгорные впадины Восточных Скалистых гор и плато Колорадо, XV — Юконский срединный массив, XVI — Арктический платформенный прогиб, XVII — прогиб Галф-Кост, XVIII — система прогибов Вычиты и Западного Техаса, XIX — прогиб Анадарко и Западно-Техасский), XIX — прогиб Уачита.

1 — фанерозойские мелководные отложения платформенного типа умеренной мощности: а — на греввиллском и более древнем, б — герциновом складчатом основании, 2 — верхнепротерозойско-фанерозойские мелководные отложения значительной мощности (в Восточных Кордильерах и Франклинском поясе они перекрыты осадками палеозойских глубоководных прогибов), 3 — 9 — отложения глубоких прогибов, образованных: 3 — в раннем палеозое, 4 — в среднем или позднем девоне, 5 — в позднем палеозое, 6 — в позднем мезозое и кайнозое (а — компенсированных, б — в позднем мезозое и кайнозое).

коплением и б — некомпенсированных), 7 — в раннем мелу (а — значительной, б — небольшой амплитуды), 8 — в позднем мелу, 9 — в палеогене, 10—12 — внешние границы складчатости: 10 — средне-позднепалеозойской и раннемезозойской, 11 — интенсивной мел-палеогеновой, 12 — слабой мел-палеогеновой.

ласти погружения имел место вулканизм основного состава [46].

Прогиб Уиндермир заложился в западной части более древнего прогиба Белт-Перселл, а на севере и юге захватил Юконский и Мексиканский докембрийские массивы [8, 12]. Его отложения распространены в западной части Восточных Кордильер, в полосе шириной 100—200 км (см. зоны I—III, VI—VIII, XII и XV на рис. 1). Судя по величине последующего сжатия [41 и др.], ширина прогиба Уиндермир была ≥ 200 —400 км. Мощность осадков серии Уиндермир возрастает к западу, достигая 5—8 км.

Ряд исследователей предполагает, что проявления основного вулканизма связаны с расколом континентальной коры к западу от Восточных Кордильер [22, 46 и др.]. Считается, что там же располагался континентальный склон новообразованного океана. Однако в современной структуре его отложения неизвестны. Породы серии Уиндермир, залегающие над базальными конгломератами, представляют собой образования широкого шельфа, относительно более глубоководного в западной части. Они залегают на осадках серий Белт и Перселл с размывом, но в большинстве случаев без больших угловых несогласий. Значительные угловые несогласия наблюдаются лишь в отдельных небольших областях, где перед отложением серии Уиндермир имели место интенсивные поднятия, неравномерные по площади, сопровождавшиеся размывом [8]. В большей части Восточных Кордильер, как можно видеть на многочисленных профилях, слои пород в пределах серий Белт, Перселл и Уиндермир залегают параллельно друг другу [39, 41 и др.] (рис. 2).

Осадки серий Белт и Перселл, образовавшиеся в западной части прогиба и имеющие наибольшую мощность, сорваны со своего основания. Ряд исследователей серий Белт, Перселл и Уиндермир рассматривают как осадочный клин, образовавшийся на континентальном склоне пассивной окраины и на прилегающей части океанического бассейна [15, 41]. Никаких следов позднепротерозойской океанической коры в Северо-Американских Кордильерах, однако, не сохранилось. Серии Белт и Перселл накапливались преимущественно в широком мелководном бассейне в платформенных условиях. Поверхность коры могла при этом располагаться вблизи уровня моря только при достаточно большой мощности коры. Кора

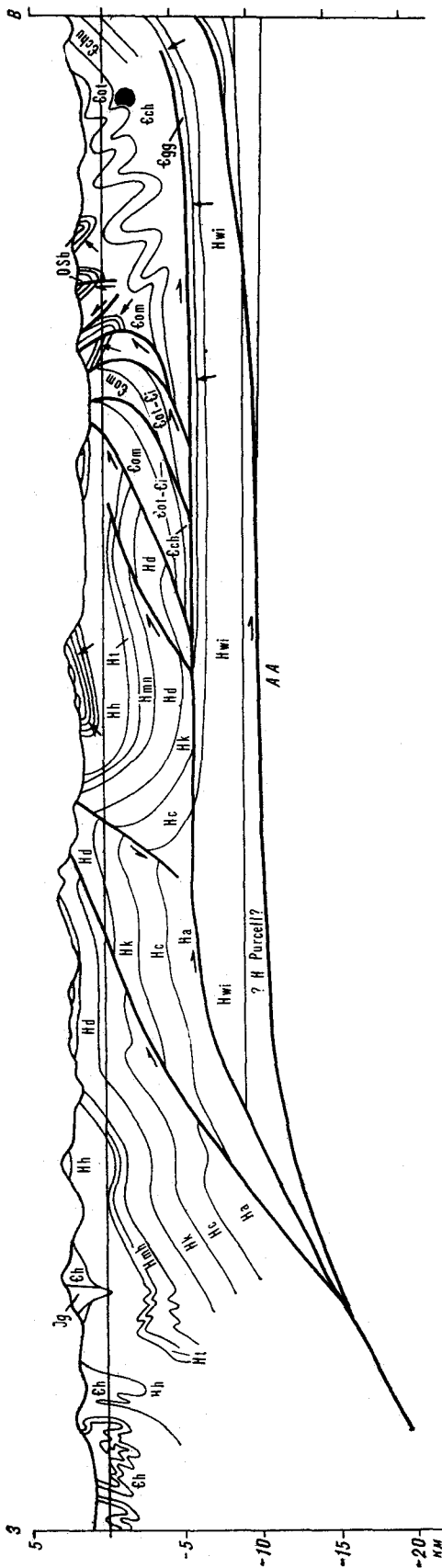


Рис. 2. Фрагмент геологического разреза через Северо-Восточные Кордильеры по [39, 41].

В левой части разреза наблюдается параллельное залегание слоев в сериях Перселл (пачки Ha, Hc, Hk, Hd, Hmn) и Уиндермир (пачки Ht, Hh), исключяющее значительное растяжение коры в процессе их накопления, в правой части разреза видно отсутствие угловых несогласий на смежных стрелках мелководных и относительно глубоководных отложений нижнего (Sch) и среднего (Cch) кембрия, относительно глубоководных осадков верхнего кембрия — низовая ордовика (Com) и глубоководных отложений нижнего ордовика — силура (OSB).

большой мощности относится к континентальному типу вне зависимости от того, что залегает в ее основании. Если под сериями Белт и Перселл когда-то и располагались континентальный склон пассивной окраины или океаническая кора, то они должны были быть засыпаны мощной толщей осадков до накопления серий Белт и Перселл. Формирование этих серий в любом случае уже происходило на коре континентального типа. Лишь в отдельных местах в их основании недавно были обнаружены турбидиты.

В западной части области серий Белт и Перселл фундамент не вскрыт. Поэтому можно в принципе допустить, как это часто делается сторонниками растяжения как причины всех погружений континентальной коры, что перед образованием серий Белт и Перселл имело место растяжение. Интенсивного погружения не произошло в связи с подходом к коре горячей аномальной мантии с пониженной плотностью. Тогда значительное прогибание в течение последующих 50—100 млн. лет можно было бы объяснить охлаждением коры и мантии. Однако такое объяснение не согласуется с отсутствием магматических пород в основании серий Белт и Перселл, образование которых с самого начала происходило в холодных платформенных условиях.

МЕХАНИЗМ МЕДЛЕННЫХ ПОГРУЖЕНИЙ

Рассмотрим, могли ли позднепротерозойские погружения в Восточных Кордильерах быть обусловлены растяжением литосферы. Глубина осадочного бассейна, образующегося при полной компенсации впадины, возникающей в результате растяжения литосферы в β раз, достигает после остывания коры и мантии максимального значения

$$h_{oc} = \frac{\rho_m - \rho_k}{\rho_m - \rho_{oc}} h_k^0 (1 - 1/\beta). \quad (1)$$

Здесь ρ_k — средняя плотность коры, h_k^0 — ее начальная мощность, ρ_m — плотность мантии в литосфере. Чтобы образовать осадочный бассейн глубиной $h_{oc} \sim 10-15$ км за счет растяжения при $h_k^0 = 40$ км, $\rho_{oc} = 2,55$ г/см³, $\rho_k = 2,85$ г/см³, $\rho_m = 3,35$ г/см³, величина β должна быть $\sim 1,7-2,5$. При таком растяжении и начальном угле падения сбросов $\varphi \sim 50^\circ$, как следует из формулы (2) работы [3], угловое несогласие θ между подошвой и кровлей осадочного чехла должно быть $\sim 23-32^\circ$.

Параллельное расположение слоев в сериях Белт, Перселл и Уиндермир в преобладающей части разрезов означает, что значительного растяжения коры во время их образования не происходило. Параллельное напластование ха-

рактенно и для Верхояно-Колымского платформенного прогиба [3], где в позднем протерозое — среднем палеозое накопилось до 15—20 км мелководных осадков.

Погружение в широкой области без значительного растяжения может быть обусловлено нагрузкой надвигов [21] или уплотнением коры и мантии. Надвигообразование в Северо-Американских Кордильерах и Верхояно-Колымской складчатой системе во время образования указанных мелководных комплексов не происходило. Уплотнение коры и мантии может быть связано с термоупругим сжатием при их охлаждении или с фазовыми переходами. Охлаждение после нагрева и вызванного им поднятия занимает ~50—100 млн. лет [44]. Комплекс осадков Верхояно-Колымского прогиба накапливался в течение 700—1300 млн. лет. Отложения серий Белт, Перселл и Уиндермир формировались с перерывом в эпоху от 1500 млн. лет до 600 млн. лет назад. Погружения, связанные со сжатием коры и мантии при охлаждении, не могли растянуться на столь длительное время. Кроме того, глубина описываемых прогибов сильно превышала те значения глубины осадочных бассейнов, которые могли быть достигнуты при охлаждении коры и мантии в платформенных условиях.

Оценим глубину осадочных бассейнов, образованных в результате сжатия коры и мантии при охлаждении. Положим, что кора и мантия имеют одинаковый коэффициент объемного расширения $\alpha = 3,28 \cdot 10^{-5}$ град⁻¹ до глубины $d = 125$ км, соответствующей предполагаемой мощности литосферы в стабильных областях [36]. Обозначим уменьшение средней температуры коры и мантии вплоть до этой глубины при охлаждении ΔT . Тогда, как следует из условия изостатического равновесия, охлаждение коры и мантии на ΔT может привести к образованию осадочного бассейна максимальной глубины

$$h_{oc} = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_{oc}} \alpha \cdot \Delta T \cdot d. \quad (2)$$

В платформенных областях вариации температуры мантии на глубине $d = 125$ км, по-видимому, невелики: ≤ 200 — 400° . Это соответствует вариациям средней температуры в рассматриваемом слое $\Delta T \leq 100$ — 200° . Подставляя данное значение в (2), получаем

$$h_{oc} \leq 1,7$$
— $3,4$ км. (3)

Осадки Верхояно-Колымского прогиба и прогибов Белт-Перселл и Уиндермир представляют собой типичные платформенные образования. Интенсивные тектонические движения

и магматизм в обоих прогибах прекратились за время ≥ 100 млн. лет до начала медленных погружений [13, 18]. Поэтому к началу медленных погружений кора и мантия там уже имели достаточно низкую температуру и не могли в дальнейшем сильно охладиться. Величина погружения за счет упругого сжатия пород при охлаждении в этих прогибах не могла превышать значения (3). В действительности глубина прогибов h_{oc} достигала ~10—15 км и более. Поэтому их образование должно было быть в основном связано с фазовыми переходами.

Для образования осадочных бассейнов глубиной ~10—15 км необходимо весьма значительное уплотнение пород в коре или в верхних частях мантии в слое большой мощности. Единственным из известных фазовых переходов, который способен обеспечить такое уплотнение, является переход габбро в эклогит в базальтовом слое. При этом переходе плотность возрастает от $\rho \sim 2,9$ — $3,0$ г/см³ для габбро до $\rho \sim 3,5$ — $3,6$ г/см³ для эклогита [9, 11].

Быстрые погружения континентальной коры за время в несколько миллионов лет возникают при переходе к коре водосодержащей аномальной мантии с $T \sim 800^\circ\text{C}$ [5, 7, 19]. Они сопровождаются отрывом эклогита и утонением коры и литосферы, что позволяет осуществиться последующему сжатию прогибов при складчатости [3, 6]. За время накопления мощных осадочных комплексов в Верхояно-Колымском прогибе и в прогибах Белт-Перселл и Уиндермир имели место несколько эпох глобальной складчатости. Однако сильного сжатия коры в прогибах не происходило, несмотря на то, что складчатость неоднократно проявлялась в других, нередко расположенных рядом с ними, областях. Это можно объяснить тем, что во время медленного компенсированного погружения в платформенных условиях литосфера в прогибах сохраняла высокую мощность. Мощность литосферы на платформах весьма велика: $d \geq 100$ км. В такой литосфере эклогит оказывается отделенным от астеносферы мощным слоем мантии в литосфере с высокой вязкостью (рис. 3, а). Этот слой не позволяет эклогиту оторваться от коры и погрузиться в астеносферу. С другой стороны, наличие мантийного слоя в литосфере снижает температуру в базальтовом слое и резко уменьшает приток флюида из астеносферы. В результате скорость реакции оказывается много меньшей, чем в областях, где водосодержащая аномальная мантия подходит непосредственно к коре.

Если эклогит (или плотный гранатовый гранулит) плотности ρ , сохраняется в нижней части коры в пределах мощной литосферы, то изостатическое погружение коры, компенсированное осадконакоплением, приводит к образо-

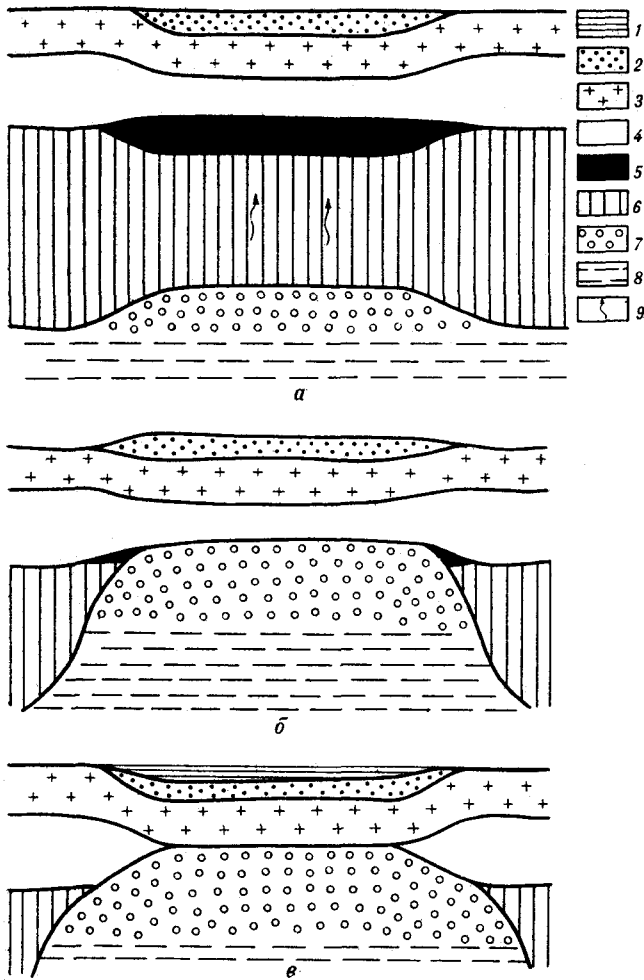


Рис. 3. Структуры на континентальной коре, образующиеся в результате медленной эклогитизации, подхода к коре аномальной мантии и отрыва эклогита.

а — глубокий осадочный бассейн, сформировавшийся в результате перехода базальта в эклогит, медленно развивающегося в пределах платформенной литосферы большой мощности, б — поднятие, возникающее после подхода к коре аномальной мантии и погружения в мантию ранее образовавшегося эклогита, в — глубокий прогиб, образующийся в результате быстрой эклогитизации оставшейся (верхней) части базальтового слоя при контакте с водосодержащей аномальной мантией.

1 — морская вода, 2 — мелководные отложения, 3 — гранитный слой, 4 — базальтовый слой, 5 — эклогит, 6 — мантийная часть литосферы, 7 — аномальная мантия, 8 — нормальная астеносфера, 9 — приток воды из аномальной мантии в кору через слой мантии в литосфере.

ванию осадочного бассейна глубиной

$$h_{oc} = \frac{\rho_m (\rho_a - \rho_b)}{\rho_b (\rho_m - \rho_{oc})} \cdot h_a. \quad (4)$$

Здесь

$$h_a = \frac{\rho_b}{\rho_a} h_b - \quad (5)$$

мощность слоя эклогита, h_b — начальная мощность слоя базальтов, испытавшего эклогитизацию, ρ_b — плотность базальтов. Положим $\rho_b = 2,9 \text{ г/см}^3$, $\rho_a = 3,55 \text{ г/см}^3$, $\rho_m = 3,35 \text{ г/см}^3$, $\rho_{oc} =$

$= 2,55 \text{ г/см}^3$. Тогда для компенсированного осадконакоплением погружения коры на величину $h_{oc} = 10 \text{ км}$ требуется эклогитизация слоя базальтов начальной мощности $h_b = 13 \text{ км}$ с образованием слоя эклогитов мощностью $h_a = 10,6 \text{ км}$.

Погружение протяженной области в течение очень большого интервала времени, прерываемое рядом поднятий, можно связать с наличием под ней долгоживущей ловушки на подошве литосферы [1, 19]. Периодический захват в эту ловушку небольших порций водосодержащей аномальной мантии приводит к небольшим поднятиям, а затем к медленной эклогитизации после проникновения воды из аномальной мантии в кору через слой нормальной мантии в литосфере. Накопление мощного слоя осадков повышает давление и температуру в базальтовом слое на $\sim 100-200^\circ$. При наличии достаточного количества флюида эти факторы могут обеспечить ускорение развития фазового перехода и связанного с ним погружения.

Эклогитизация в базальтовом слое без отрыва эклогита ранее уже неоднократно использовалась как один из возможных механизмов медленного компенсированного погружения коры [1, 14, 19, 33 и др.]. Однако выделить этот механизм в достаточно чистом виде, как показано в разделе, удастся только для длительно развивавшихся глубоких осадочных бассейнов на платформах. В этом случае отсутствие значительного растяжения указывает на связь погружения с утяжелением литосферы. Большая амплитуда погружения в холодной области может быть обеспечена лишь в условиях интенсивной эклогитизации базальтового слоя коры. Стабильность литосферы по отношению к сжатию или растяжению в течение длительного времени указывает на ее большую мощность, при которой образовавшийся эклогит остается внутри этого слоя.

ЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ОТРЫВОМ ЭКЛОГИТА, ОБРАЗОВАВШЕГОСЯ ЗА ВРЕМЯ МЕДЛЕННОГО ПОГРУЖЕНИЯ

При подходе к коре аномальной мантии, более легкой, чем эклогит, должен произойти отрыв эклогита от коры с погружением в мантию (см. рис. 3, б). В результате возникает изостатическое поднятие коры. Если количество аномальной мантии в ловушке при отрыве эклогита не изменяется, то величина поднятия

$$\zeta = \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_m} h_a + \zeta_0. \quad (6)$$

Здесь ζ_0 — поднятие, связанное с поступлением

к коре аномальной мантии, возникшее до отрыва эклогита. При $\rho_0 = 3,55 \text{ г/см}^3$, $h_0 = 10,6 \text{ км}$

$$\xi = 0,6 \text{ км} + \xi_0. \quad (7)$$

В общем случае при подходе аномальной мантии умеренной температуры и отрыве эклогита можно ожидать поднятия поверхности коры на величину $\geq 1 \text{ км}$.

После отрыва эклогита (или плотного гранатового гранулита), образовавшегося на стадии медленного погружения, аномальная мантия подходит к верхней части базальтового слоя, в которой эклогитизация еще не проявилась. Так как аномальная мантия по своей вязкости относится к астеносфере, то мощность литосферы резко снижается и становится примерно равной мощности коры, вследствие чего область, в которой под корой расположена аномальная мантия, в это время уже не может рассматриваться как платформа.

Если в аномальной мантии нет достаточно количества водосодержащего флюида, то в оставшейся части базальтового слоя эклогитизация будет происходить с низкой скоростью или вообще не станет развиваться. В отсутствие эклогитизации поверхность коры в результате денудации и охлаждения коры и мантии за время $\sim 100 \text{ млн. лет}$ возвращается примерно к уровню моря. При распространении медленной эклогитизации на верхнюю часть базальтового слоя поверхность коры погружается до уровня моря быстрее, а затем вновь начинается медленное компенсированное осадконакопление. В результате охлаждения коры и мантии мощность литосферы через $\sim 10^2 \text{ млн. лет}$ вновь становится высокой ($d \geq 100 \text{ км}$), что характерно для платформенных областей.

В Северо-Американских Кордильерах первое крупное поднятие коры имело место вслед за образованием мощных отложений серий Белт и Перселл — перед началом накопления серии Уиндермир. Оно сопровождалось интенсивным размывом и магматизмом на значительной территории. В эту эпоху, по-видимому, к коре подошла аномальная мантия и произошел отрыв эклогита, образовавшегося за время $\sim 200\text{—}500 \text{ млн. лет}$ в эпоху накопления серий Белт и Перселл. Быстрого погружения вслед за поднятием, однако, не последовало. По-видимому, это было связано с тем, что в аномальной мантии отсутствовала вода в количестве, достаточном для быстрой эклогитизации.

Если бы эклогитизация прекратилась полностью, то поверхность коры после охлаждения коры и мантии вернулась бы за время $\sim 100 \text{ млн. лет}$ примерно к уровню моря. Возобновление медленного погружения с накоплением мощной серии Уиндермир означает, что мед-

ленная эклогитизация в базальтовом слое продолжала развиваться еще в течение $\sim 300 \text{ млн. лет}$. В результате охлаждения коры и мантии через $\sim 100 \text{ млн. лет}$ после поднятия в конце позднего протерозоя здесь вновь восстановилась большая мощность литосферы — $\geq 100 \text{ км}$, характерная для платформенных областей.

В Верхояно-Колымской складчатой системе подходы к коре аномальной мантии после длительных этапов платформенного развития, вероятно, имели место в конце позднего рифея и в начале среднего девона [3]. В эти эпохи здесь происходили значительные поднятия коры, сопровождавшиеся интенсивным размывом и магматизмом. Данные явления можно связать с периодическими подходами к коре аномальной мантии. В результате, по-видимому, происходил отрыв от коры эклогита, образовавшегося за время предшествующего медленного погружения, что усиливало поднятие коры, вызванное подходом аномальной мантии.

Начальный подход к коре аномальной мантии создает «ловушку» на нижней границе литосферы [3, 19], в дальнейшем способную захватывать новые порции аномальной мантии. Последняя может вновь подходить к коре, вытесняя более плотную нормальную мантию из литосферы. Если при этом в аномальной мантии содержится достаточно количество воды, то произойдет быстрая эклогитизация и погружение, значительно отстоящие по времени от первого подхода к коре аномальной мантии.

Первое быстрое погружение в области Верхоянского прогиба произошло в начале визейского века — через $30\text{—}40 \text{ млн. лет}$ после среднедевонского поднятия [3]. Этому погружению местами предшествовали слабое поднятие и проявления кислого вулканизма, свидетельствующие о подъеме из глубины новой порции аномальной мантии, которая, судя по очень высокой скорости погружения, имела умеренную $T \sim 800^\circ\text{C}$, содержала достаточное количество воды и подошла непосредственно к коре, что и привело к быстрой эклогитизации.

БЫСТРЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

На рубеже венда и кембрия восходящие движения коры привели к частичному осушению прогиба Уиндермир. Вслед за этим в раннем кембрии началось медленное компенсированное погружение с накоплением мощной серии кварцевых песчаников (от 1 до 4 км). Новое небольшое поднятие коры, сопровождавшееся слабым вулканизмом основного состава, имело место в конце раннего кембрия. На рубеже раннего и среднего кембрия в западной части мелководной области (зоны I_2 , I_3 на рис. 1) в полосе шириной $\sim 200\text{—}300 \text{ км}$, судя по сме-

не фаций [15, 16, 26, 28, 43, 48], произошло углубление прогиба. Мелководные прибрежно-морские осадки сменились здесь относительно более глубоководными глинистыми сланцами и известняками (рис. 4, I, II). Мощность переходных осадков не превышает нескольких десятков метров. Погружение заняло по времени от одного до нескольких миллионов лет. Угловые несогласия между мелководными и более глубоководными осадками практически нигде не отмечаются. Более того, подошва толщи относительно глубоководных средне-верхнекембрийских осадков в крупных пластинах залегает параллельно подошве серии Уиндермир и комплексам пород серий Белт и Перселл (см. рис. 2).

В раннем ордовике в Северных Кордильерах произошло новое погружение континентальной коры [25, 28, 34]. В зоне I₁ оно наложилось на мелководный шельф, а в зоне I₂ — на область предшествующего кембрийского погружения. После погружения в прогибе начали накапливаться глубоководные черные бескарбонатные сланцы и кремни. Переходный слой имеет толщину несколько метров (см. рис. 4, I, II). Погружение заняло по времени ~1 млн. лет. Очень малое количество карбонатного материала в осадках, по-видимому, указывает на то, что дно прогиба погрузилось примерно до уровня компенсации карбоната кальция. Так как рассматриваемая область в эту эпоху располагалась в тропической зоне [37] на пассивной континентальной окраине, то глубина прогиба, вероятно, составляла несколько километров. Угловые несогласия между относительно глубоководными отложениями кембрия и глубоководными осадками ордовика нигде не отмечаются (см. рис. 2).

Отсутствие угловых несогласий в подавляющем большинстве разрезов указывает на то, что кембрийское погружение в Северных и Центральных Кордильерах и ордовикское погружение в Северных Кордильерах не были обусловлены растяжением. Погружения произошли задолго до начала складчатости. В этих условиях погружения, по-видимому, следует связывать с быстрой эклогитизацией при подходе к коре водосодержащей аномальной мантии, на что, вероятно, указывают слабые поднятия и вулканизм, проявившиеся местами перед обоими погружениями (см. рис. 4, I—V).

В Центральных Кордильерах в зоне I₃ (см. рис. 1) глубоководные осадки ордовика — девона в основном залегают в виде покровов, сорванных с основания. Поэтому ряд исследователей предполагает, что эти осадки образовались на океанической коре [22, 47]. По своему облику они, однако, близки к осадкам глубоководного прогиба, сформировавшегося на континентальной коре в Северных Кордилье-

рах [24, 25, 28]. Кроме того, океаническая кора ордовикского возраста в Северо-Американских Кордильерах не обнаружена. Поэтому можно предполагать, что глубоководные осадки в Центральных Кордильерах сформировались на континентальной коре.

Следуя [34], для описанной системы прогибов общей длиной ~5500 км можно использовать название «Кордильерский прогиб».

В Северных Кордильерах в раннем ордовике быстрое погружение имело также место на шельфе в области гор Селвин (зона II на рис. 1). После небольшого поднятия и размыва мелководные известняки и доломиты были перекрыты без угловых несогласий относительно более глубоководными породами [28]. Прогиб Селвин длиной ~1500 км и шириной несколько сотен километров отделялся от Кордильерского прогиба шельфовой платформой Кассиар (зона VI на рис. 1) [15].

В раннем палеозое быстрые погружения континентальной коры, не сопровождавшиеся образованием деформаций, характерных для растяжения, имели место также в ряде других областей на севере и северо-западе Северо-Американской платформы.

Наиболее интенсивные погружения континентальной коры на обширной территории имели место в северной части Канадского Арктического архипелага, во Франклинском складчатом поясе (зона V₁ на рис. 1). Первое быстрое погружение произошло в середине раннего ордовика [10, 28, 49]. Мелководные карбонатные породы резко сменились глубоководными граптолитовыми сланцами с прослоями радиоларитов (см. рис. 4, VII). Вверх по разрезу эти породы переходят в турбидиты. Продолжительность погружения была ~1—2 млн. лет. Второе погружение такого же типа в позднем ордовике привело к расширению Франклинского прогиба к югу. Эти два погружения сформировали прогиб видимой длиной ~2000 км и шириной несколько сотен километров.

Другой глубокий раннепалеозойский прогиб возник на континентальной коре на востоке Аляски, в области гор Ричардсона (зона III на рис. 1). После небольшого поднятия, сопровождавшегося размывом, мелководные отложения были здесь перекрыты относительно более глубоководными осадками (см. рис. 4, VI) [28, 34]. Погружение развилось за несколько миллионов лет в середине позднего кембрия.

На севере прогиб Ричардсона смыкался с относительно глубоководным прогибом в области хр. Брукса (зона IV на рис. 1). Этот прогиб был отделен от западной пассивной окраины Северо-Американского континента структурой платформенного типа — Юконским массивом (XV). Согласно [23, 34], начало погружения могло датироваться кембрием.

БЫСТРЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ В ДЕВОНЕ

К востоку от Кордильерского прогиба с начала палеозоя существовала шельфовая область шириной ~300—400 км. Она занимала основную часть области Скалистых гор вместе с горами Макензи (зоны VIII₁, VIII₂, VII на рис. 1). Здесь от кембрия по ранний девон в течение ~200 млн. лет накопилось ~5—10 км преимущественно карбонатных отложений. Вместе с подстилающими сериями Белт, Перселл и Уиндермир суммарная мощность мелководных отложений составляет 10—15 км и более. Для этого комплекса характерно наличие ряда перерывов в осадконакоплении. Последние, однако, не сопровождались интенсивной складчатостью, и разновозрастные слои в пределах комплекса на большей части площади залегают параллельно друг другу. Образование данного комплекса осадков, так же как и осадочных комплексов Верхояно-Колымского платформенного прогиба или более западной части позднпротерозойских прогибов Белт-Перселл и Уиндермир в Северо-Американских Кордильерах, можно связать с медленной эклогитизацией внутри литосферного слоя большой мощности.

На рубеже раннего и среднего девона на всем протяжении шельфа имело место поднятие коры, сопровождающееся размывом [8, 12, 28, 40]. Затем началось медленное погружение с накоплением мелководных карбонатных отложений и эвапоритов. Такое погружение продолжалось 7—10 млн. лет в течение эйфеля и раннего живета. С конца среднего девона до середины позднего девона на шельфе произошел ряд быстрых погружений различной амплитуды. Относительно глубоководные прогибы возникли в среднем девоне — в живетское время за 1—2 млн. лет в области плато Кассиар и гор Макензи (зоны VI и VII на рис. 1), а также в западной части Северных Скалистых гор (западная часть зоны VIII₁) [26, 28]. Резкое погружение относительно небольшой амплитуды имело место несколько позже — в позднем девоне, во фране в восточной части Северных Скалистых гор (восточная часть зоны VIII₁) и на прилегающем с востока шельфе — в бассейнах Альберта и Уиллистон [26, 28, 40]. Судя по высоте рифов на восточной окраине прогибов, их глубина была 300—500 м. Наиболее интенсивное погружение в позднем девоне произошло за несколько миллионов лет в Центральных Скалистых горах (зона VIII₂ на рис. 1) [29], в результате здесь образовался Антлерский глубоководный прогиб глубиной, вероятно, несколько километров.

В описанных областях переход от мелководных отложений к глубоководным или относительно глубоководным осадкам происходит на

расстоянии нескольких метров. Эти слои практически повсеместно залегают параллельно друг другу (см., например, рис. 5, а), что указывает на отсутствие значительного растяжения во время погружений.

Система описанных впадин образовала прогиб Скалистых гор длиной ~4000 и шириной ~300—400 км. В Северных Кордильерах складчатость достоверно установлена только начиная с мезозоя [36], поэтому погружения там не могли быть обусловлены нагрузкой надвигов. Погружения происходили в холодных платформенных областях и их, по-видимому, можно связывать с быстрой эклогитизацией. Только на юге, в области Центральных Кордильер, образование Антлерского прогиба произошло близко по времени к надвиганию крупного покрова Робертс Маунтинз на область, располагавшуюся к западу от прогиба [31, 42]. Это позволило предположить, что погружение здесь было обусловлено нагрузкой надвигов [45].

Как известно, поверхностная нагрузка на пластину, плавающую на жидкости, приводит к прогибанию пластины как в области самой нагрузки, так и за ее пределами, вблизи от края нагрузки. Например, под тяжестью крупных ледяных щитов литосфера, плавающая на астеносфере, прогибается за их пределами на расстоянии ~100—200 км от края ледника [50]. Глубина такого прогиба всегда увеличивается по направлению к краю нагрузки.

Если бы Антлерский прогиб возник под нагрузкой надвигов, то его глубина должна была достигать наибольших значений непосредственно у края покровов. В действительности вблизи края надвигов в прогибе существовали мелководные условия. Глубина прогиба быстро возрастала к востоку, по мере удаления от края покровов, достигая батимальные условия в осевой части прогиба — на расстоянии от нескольких десятков до 100 км от края покровов [29]. Прогиб с таким профилем не мог быть образован под нагрузкой надвигов. Таким образом, все девонские погружения в Северо-Американских Кордильерах, вероятно, следует связывать с эклогитизацией базальтового слоя различной интенсивности.

В среднем девоне — начале позднего девона быстрые погружения вслед за небольшими поднятиями поверхности коры над уровнем моря имели место также в ряде других областей в северной части Северной Америки [10, 23, 28, 34]. В результате глубокие прогибы были образованы вдоль северной и южной окраины Юконского массива (зона XV на рис. 1), в области гор Ричардсона (III), на равнине Андерсона (IX), во Франклинских горах (X) и во внешней зоне Франклинского складчатого пояса (V₂). Во всех этих прогибах мелководные

кой крупных надвигов. В таких условиях погружения большой амплитуды, по-видимому, следует объяснять эклогитизацией базальтового слоя.

Под глубокими платформенными прогибами эклогитизация происходит с малой скоростью, и эклогит остается внутри литосферы большой мощности — ≥ 100 км. Такая литосфера стабильна по отношению к горизонтальному сжатию или растяжению. Быстрые погружения возникают при подходе к коре водосодержащей аномальной мантии с умеренной температурой. На подход к коре такой аномальной мантии, вероятно, указывают небольшие поднятия, имевшие место почти перед всеми быстрыми погружениями. Сокращение мощности литосферы до значений ~ 10 — 30 км при подходе к утоненной коре аномальной мантии позволяет осуществиться ее сильному сжатию при сближении литосферных плит, разделяемых прогибом. Отложения прогибов, образованных быстрыми погружениями в Верхояно-Колымской складчатой системе, были в дальнейшем сильно смяты. В Северо-Американских Кордильерах и во Франклинском поясе из всех областей быстрых погружений остались несмятыми только осадки внешних, наименее глубоких частей передовых прогибов.

Наиболее сильное сжатие (в 2—3 раза) испытали те области, где произошло одно погружение большой амплитуды или два последовательных погружения умеренной амплитуды. К областям первого типа в Северо-Американских Кордильерах относятся, например, прогиб Аляскинского хребта, западная часть прогиба Скалистых гор и Мексиканская геосинклиналь. К областям второго типа можно отнести восточную часть Центральных и Северных Скалистых гор. Несколько стадий эклогитизации

(и погружений) умеренной интенсивности, очевидно, создают утонение коры, достаточное, чтобы обеспечить сильное последующее сжатие.

Область Восточных Скалистых гор в Центральных Кордильерах, где на обширной территории имело место только одно быстрое погружение малой амплитуды в конце раннего мела, была сжата значительно слабее. Надвиги и складки образовались здесь лишь вдоль бортов небольших палеогеновых межгорных впадин, образованных позднее в результате интенсивного прогибания. Области, которые не вовлекались в быстрое погружение — Юконский массив и западная окраина Северо-Американской платформы, — вообще не испытали смятия в эпохи складчатости.

В Верхояно-Колымской складчатой системе наиболее сильно сжатыми в процессе складчатости оказались Верхоянский прогиб, где произошло одно погружение большой амплитуды, и Иньяли-Дебинский прогиб, где имели место два погружения умеренной амплитуды. В Яно-Охотской зоне, которая не проходила стадии быстрого погружения, в целом имело место лишь слабое сжатие.

Основные особенности прогибов, образованных быстрыми погружениями в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана, оказываются такими же, как и для других складчатых поясов — Урала, Аппалачей, Скандинавских каледонид [4] и Альпийского пояса [2]. Для этих прогибов характерны, во-первых, отсутствие значительного растяжения, во-вторых, очень малое время развития погружения — порядка нескольких миллионов лет. Сильное сжатие континентальной коры во всех складчатых поясах происходило только в прогибах этого типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
2. Артюшков Е. В., Безр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9.
3. Артюшков Е. В., Безр М. А. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. I. Верхояно-Колымская складчатая система. — Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
4. Артюшков Е. В., Безр М. А. Механизм образования глубоких прогибов на континентальной коре Урала, Аппалачей и Скандинавских каледонид. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 5.
5. Артюшков Е. В., Безр М. А. и др. Механизм образования геосинклинальных поясов. — Сов. геол., 1982, № 1.
6. Артюшков Е. В., Безр М. А. и др. Механизм образования складчатых поясов. — Сов. геол., 1982, № 9.
7. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. II. Морские впадины и плиты и области дейтероорогенеза. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1979, вып. 3.
8. Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975.
9. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
10. Драммонд К. Дж. Палеозойская Арктическая окраина Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
11. Ито К., Кеннеди Г. Экспериментальное изучение равновесий перехода в поликристаллических гетерогенных системах в геохимии. — Геохимия, 1972, № 4.
12. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961.
13. Кинг Ф. Докембрийская геология США. Объяснительная записка к геологической карте США. М.: Мир, 1979.
14. Косьгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
15. Монгер Дж. У. Х., Саутер Дж. Г., Габриелс Х. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит. — Геотектоника, 1974, № 2.

16. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979.
17. Сейсмическая стратиграфия, ч. 2. М.: Мир, 1982.
18. Семухатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974.
19. Яншин А. Л., Аргюшков Е. В., Шлезингер А. Л. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5.
20. Armstrong R. L. Sevier Orogenic Belt in Nevada and Utah.— Geological Soc. Amer. Bull., 1968, v. 79, N 4.
21. Beaumont C. Foreland basins.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1981, v. 65, N 2.
22. Burchfiel B. C., Davis G. A. Nature and controls of cordilleran orogenesis, Western United States: extensions and earlier synthesis.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275—A.
23. Churkin M. Paleozoic and Precambrian rocks of Alaska and their role in the structural evolution.— U. S. Geol. Survey. Prof. paper, 740, 1973.
24. Churkin M. Paleozoic marginal ocean basin — volcanic arc systems in the Cordilleran Fold Belt.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 49.
25. Churkin M., Brabb E. E. Ordovician, Silurian and Devonian biostratigraphy of east-central Alaska.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, v. 49, N 2.
26. Cook T. D. and Bally (editors). Stratigraphic Atlas of North and Central America.— Princeton University Press, Princeton, 1975.
27. Cserna de Z. Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico.— In: Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt. West Texas Geol. Soc., 1972.
28. Geology and Economic Minerals of Canada. Maps and Charts.— Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, 1970.
29. Harbaugh D. W., Dickinson R. W. Depositional facies of Mississippian clastics of Antler foreland basin central Diamond Range, Nevada.— Journal of Sedimentary Petrology, 1981, v. 51.
30. Imlay R. W. Cretaceous formations of Central America and Mexico.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1944, v. 28.
31. Johnson J. C., Pendergast A. Timing and mode of emplacement of the Roberts Mountains allochthon, Antler orogeny.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1981, p. 1, v. 92.
32. Jordan T. E. Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1981, v. 65/12.
33. Joyner W. B. Basalt — eclogite transition as a cause for subsidence and uplift.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
34. Lenz A. C. Ordovician to Devonian history of Northern Yukon and adjacent district of MacKenzie.— Bull. Canad. Petrol. Geol., 1972, v. 20, N 2.
35. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, N 1.
36. Monger J. W. H., Price R. A. Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera — progress and problems.— Canad. Journ. Earth Sci., 1979, v. 16, N 3.
37. Morel P., Irving E. Tentatively paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic.— J. Geol., 1978, v. 86, N 5.
38. Nixon R. P. Oil Source Beds in Cretaceous Mowry Shale of north-western Interior United States.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, v. 57/1.
39. Open File dossier public 882.— Geol. Survey of Canada, Ottawa, 1982.
40. Porter J. W., Price R. A., McCrossan R. G. The Western Canada Sedimentary Basin.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1982, A 305.
41. Price R. A. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the Southern Canadian Rocky Mountains.— In: Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. of London, 1981.
42. Riva J. Thrusted Paleozoic Rocks in the Northern and Central HD Range, Northeastern Nevada.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81.
43. Rowell A. J., Rees M. N., Sucek C. A. Margin of North American continent in Nevada during Late Cambrian time.— Amer. Journ. Sci., 1979, v. 279, N 1.
44. Sleep N. H. Thermal effects of the formation of the Atlantic continental margins by continental breakup.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1971, v. 24, N 2.
45. Speed R. C., Sleep N. H. Antler orogeny and foreland basin: a model.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1982, v. 93, N 9.
46. Stewart J. H. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline; evidence of a Late Precambrian (850 m. y.) continental separation.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, N 5.
47. Stewart J. H., Poole F. G. Lower Paleozoic and uppermost Precambrian Cordilleran miogeocline, Great Basin, Western United States.— In: Tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ., 1974, 22.
48. Taylor M. E., Cook H. E. Continental shelf and slope facies in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada.— Bull. Young. Univ. Geol. Stud., 1976, 23, N 2.
49. Trettin H. P. Early Paleozoic evolution of northern parts of Canadian Arctic Archipelago.— In: Arctic geology. Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem., 1973, 49.
50. Walcott I. R. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 20.

Институт физики Земли АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
23 августа 1983 г.

УДК 550.834 : 551.234(571.642)

*В. Э. Кононов, Ю. В. Лопатнев,
Ю. Г. Слуднев, В. В. Харахинов*

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕЙМОСТРАТИГРАФИИ ПРИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА СЕВЕРНОМ САХАЛИНЕ

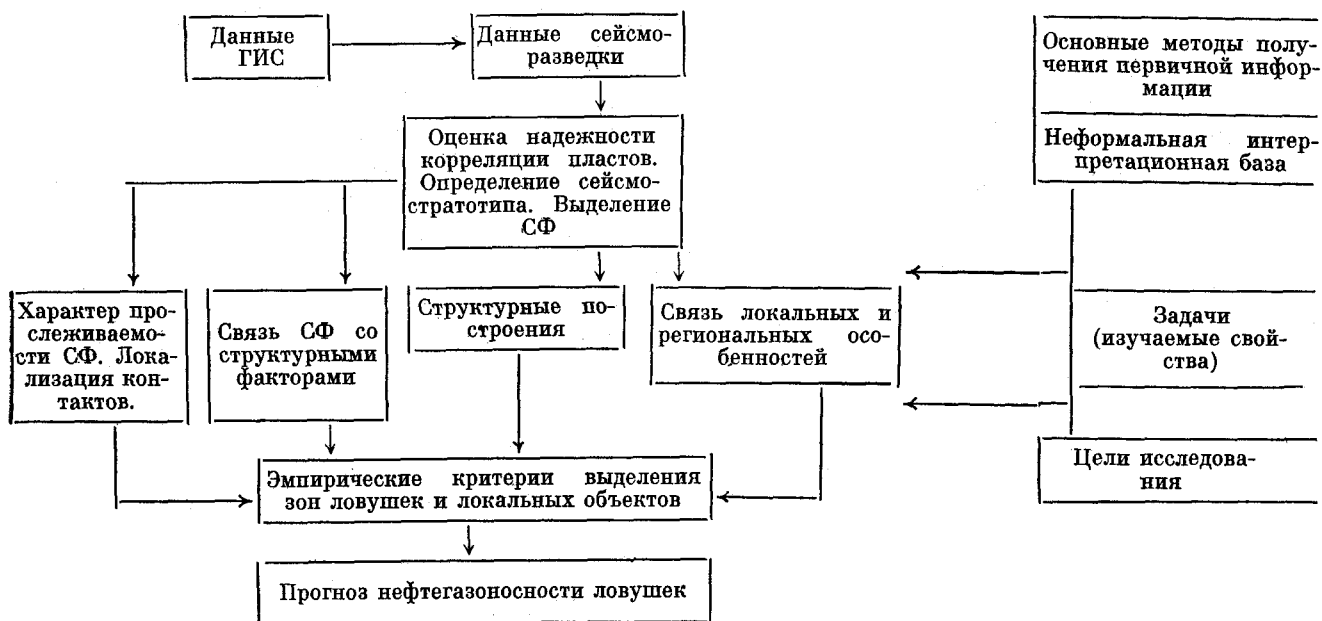
Рассматривается методика поисков структурно-литологических ловушек углеводородов (УВ), базирующаяся на принципах сеймостратиграфии. В основе исследования — процедуры установления связи между особенностями волнового поля и литологии неогенового разреза, выделения характерных пачек — сейсмофаций,

Северный Сахалин — один из старейших нефтегазодобывающих районов страны — до сих пор рассматривается как территория с максимальной для Дальнего Востока плотностью прогнозных запасов углеводородов (УВ). Значительная часть ресурсов нефти и газа еще не освоена. Но при этом фонд перспективных антиклинальных структур практически будет исчерпан в ближайшие годы. Дальнейшее же развитие нефтегазодобычи в районе связано с поисками месторождений, приуроченных к неантиклинальным ловушкам [2, 3]. В методи-

цей, оцениваемых как потенциально нефтесодержащие и экранирующие комплексы; по характеру их взаимоотношения определяются зоны развития несводовых (экранированных) ловушек УВ различного типа. Показана эффективность применяемой методики, даны рекомендации по дальнейшему ее усовершенствованию.

вещественный состав. Решение данной задачи становится в последние годы возможным в связи с резким повышением эффективности сейсморазведки МОВ и с появлением синтетического комплексного геолого-геофизического метода — сеймостратиграфии [4]. При нефтегазопроисковых работах на Северном Сахалине приемы сеймостратиграфии используются при

Схема исследований по поискам и подготовке несводовых (экранированных) ловушек



поисках структурно-литологических ловушек «монгинского» (название условное) типа, контролирующих по последним данным значительную часть запасов УВ промышленных категорий в пределах острова.

Полученные в последние годы геолого-геофизические материалы указывают на существенное различие структурных планов в разных толщах неогенового разреза Северного Сахалина [8, 9]. В разрезе верхней части осадочной толщи района отчетливо различаются нутовско-верхнекобыкайский слабодислоцированный преимущественно складчатый и дагинский интенсивно нарушенный складчато-блоковый структурно-стратиграфические комплексы. Промежуточной («буферной») и одновременно нивелирующей толщей является залегающий между ними нижнекобыкайский комплекс, сложенный преимущественно глинистыми образованиями. Для последних характерны значительные вариации мощностей, увеличение которых контролируется грабенами различных размеров, вытянутыми вдоль разломов в основном субмеридионального простирания.

Эти особенности строения нефтегазонасыщенной толщи определили существование в пределах Северо-Восточного Сахалина своеобразного типа ловушек УВ, представляющих собой погребенные горстовые выступы глинисто-песчаных отложений дагинской свиты. Вышележащая толща непроницаемых пород нижнекобыкайского комплекса является в данном случае региональной покрывкой и, выполняя смежные с горстами грабены, образует надежные боковые (фронтальные) экраны. Именно к таким структурам приурочены промышленные скопления нефти и газа дагинского комплекса (Монгинское, Нижне-Дагинское, Катанглийское).

Поиски «монгинского» типа ловушек УВ являются сейчас главной задачей нефтегазописковых исследований на Северном Сахалине и осуществляются сейсморазведкой МОВ. В основу исследований положен принцип выделения и прослеживания характерных сейсмических комплексов — сейсмофаций (СФ), отражающих строение нефтегазосодержащего (дагинского) и экранирующего (нижнекобыкайского) комплексов, и контактов между ними.

Цикл операций по решению рассматриваемой задачи можно представить в виде определенной схемы (см. таблицу), составленной на основе системного подхода к изучению неантиклинальных ловушек нефти и газа [6].

Основными источниками информации (фактическим материалом) являются временные сейсмические разрезы и результаты геофизических исследований скважин (ГИС). На временных разрезах наиболее четко отображены динамические свойства разреза осадочной толщи, но в то же время сложная конфигурация гра-

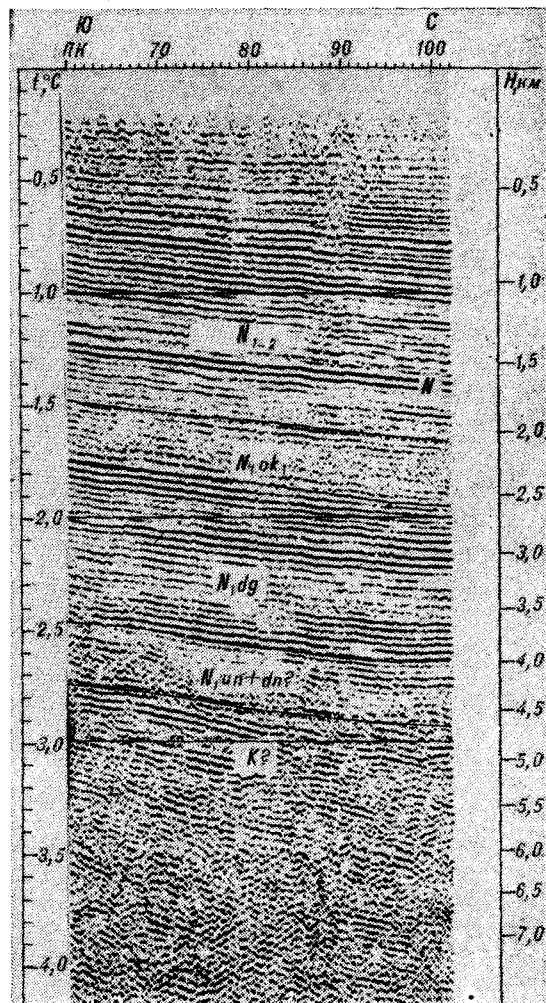


Рис. 1. Сеймостратотип юго-восточного района Северного Сахалина.

ниц обуславливает значительные трудности при совмещении материалов сейсморазведки и ГИС; необходимое приведение данных в единый (временной) масштаб представляет собой наиболее сложную процедуру этапа.

Основой интерпретационной базы исследования является в первую очередь устанавливаемая степень надежности связи между характером регистрируемого волнового поля и литологическими особенностями разреза изучаемого района. В результате подобного анализа составляется эталонный разрез, на основании чего определяется возможность применения методики сеймостратиграфии для решения разведочных задач, выделяются характерные комплексы-сейсмофации.

Сейсмогеологическая характеристика осадочных комплексов юго-восточной части Северного Сахалина — основной территории для поисков ловушек рассматриваемого типа — приведена в [1, 5], где дана дифференцированная оценка

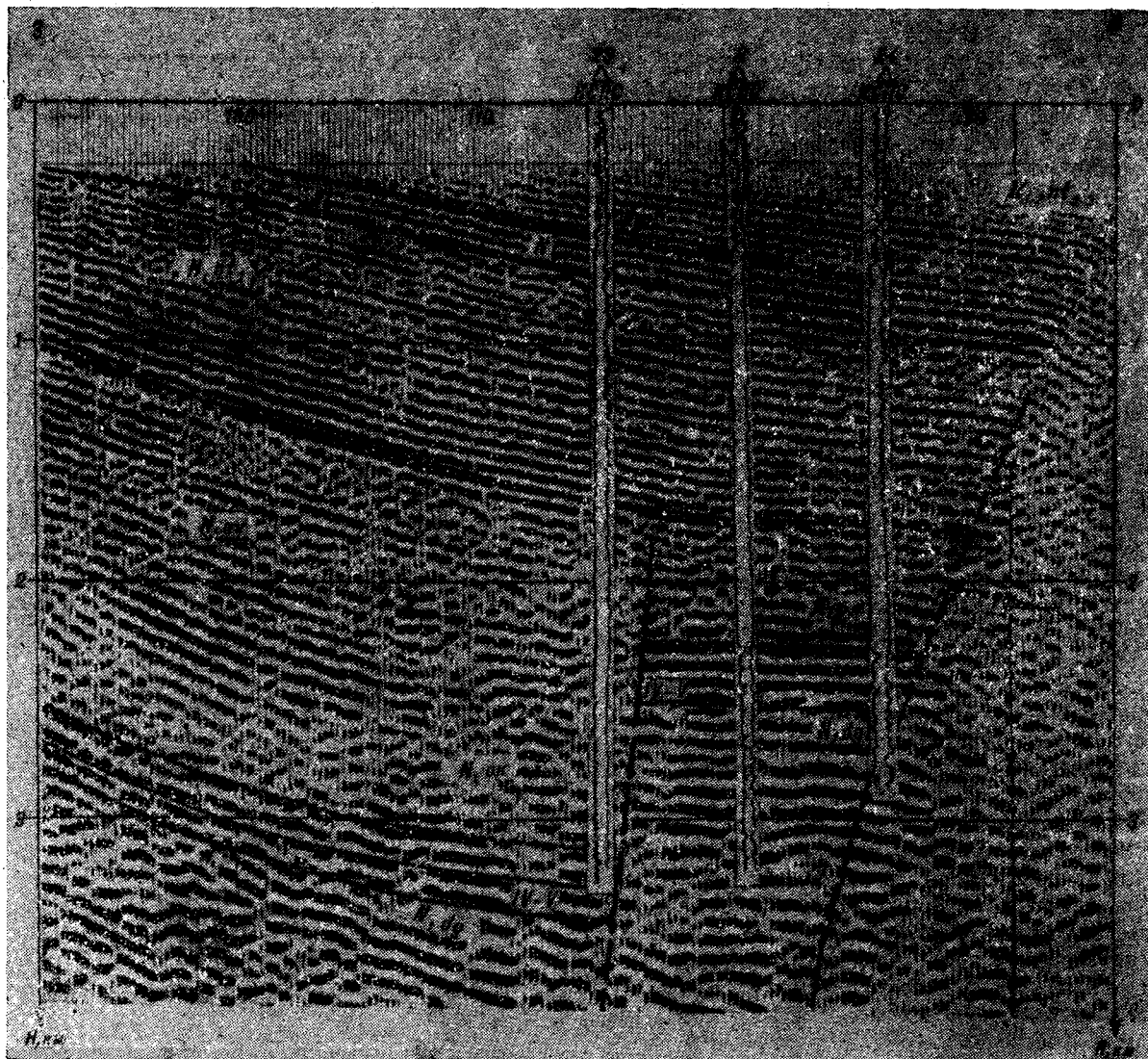


Рис. 2. Площадь Монги. Сейсмический разрез.

слагающих разрез стратиграфических подразделений по акустической жесткости и, следовательно, по динамической выразительности в сейсмической записи (рис. 1).

В настоящее время геолого-геофизические исследования направлены на детальное изучение структурного плана среднемиоцен-плиоценовых отложений. Динамический уровень записи этого диапазона максимален для нутовской и дагинской свит и минимален для окобыкайской. Основным объектом являются «интенсивная» дагинская и «немая» окобыкайская СФ, в нефтегазоносном отношении представляющие собой соответственно нефтесодержащий и экранирующий комплексы. Картирование осуществляется по границе их раздела.

В процессе выявления потенциальных лову-

шек УВ основной является процедура изучения конфигурации объектов. Форма (границы) ловушки определяется по смене фаций по напластованию и наличию резкого бокового контакта. Если ограничение первого типа определить просто — по последней динамически выраженной фазе, то второго — весьма сложно из-за многих объективных причин, главными из которых являются наличие резкой литолого-тектонической ступени — источника многочисленных волн-помех и повышенная концентрация УВ в зоне контакта.

В результате на сейсмических разрезах ОГТ наблюдается в общем неотчетливое изменение разреза по горизонтали: поэтому традиционный способ корреляции — от известного к неизвестному — обычный для картирования сводовых

Рис. 3. Схема расположения погребенных структур в дагинских отложениях юго-восточного района Северного Сахалина.

1 — участки выхода дагинских отложений на поверхность, 2 — разрывы, 3—4 — локальные структуры (3 — подготовленные и находящиеся в разведке, 4 — прочие), 5 — месторождения нефти и газа (а — Восточные Даги, б — Южные Даги, в — Нижние Даги, г — Монги, д — Усть-Томи, е — Катангли, ж — Набиль); 6 — оси антиклиналей.

объектов, здесь может привести к существенным ошибкам в определении места заложения поисковой скважины. Насколько же может быть резок переход, видно на месторождении Монги, где скважины 29 и 8 (рис. 2), расположенные в 400 м друг от друга, оказались в резко различных в структурном и нефтегазоносном отношении условиях. В связи с этим простейшим путем определения латеральных границ является ограничение выраженных сейсмических горизонтов по началу ухудшения их динамики. Существующая точность исследований позволяет выделять эту ступень с амплитудой, превышающей 200 м.

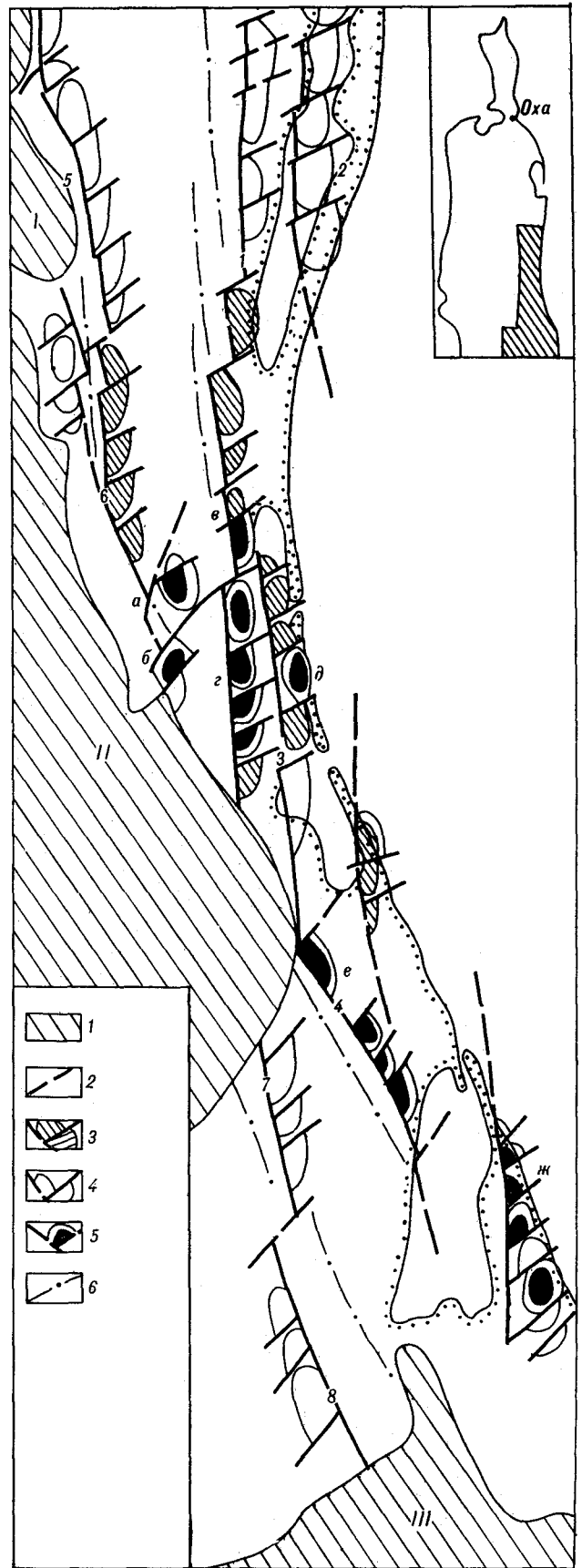
Выделенный объект рассматривается как перспективная структура лишь в случае существования вертикального контакта СФ по восстанию слоистых (потенциально нефтегазоносных) образований, а как реальная ловушка — только при условии его трехмерности, т. е. при регистрации его площадными работами. Картирование объекта осуществляется обычным способом, по методу стратифицированного условного горизонта.

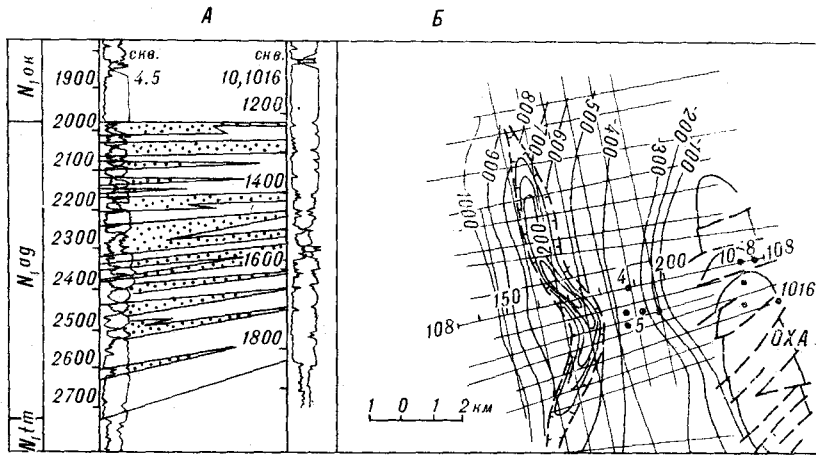
Масштаб структурных схем определяется плотностью сети наблюдений (на Северном Сахалине детальные работы осуществляются с плотностью 2—3, поисковые 0,7—1 км/км²) и сложностью конфигурации поверхности изучаемых структур.

Изучаемые ловушки в общем виде представляют собой моноклиналиные (с углами падения до 40°) блоки, вертикально ограниченные по восстанию. Подобное сочетание: наличие крутых углов перспективно-продуктивных слоев и сложность сейсмического материала по зоне контакта — резко усиливает опасность того, что скважина может попасть за экран либо за контур залежи.

В результате проведенных сейсмостратиграфических исследований установлены следующие основные закономерности соотношения структурных планов среднемиоцен-плиоценовых отложений Северо-Восточного Сахалина.

Основу строения толщи дагинских отложений составляет сочетание горстов и грабенов, осложняющих западный борт Северо-Сахалинского прогиба. Перекрывающая, экранящая окобыкайская толща практически полностью нивелирует рельеф поверхности подстилающих образований. Плиоценовый комплекс слагает почти лишенную дизъюнктивных дислокаций моноклиналинь.

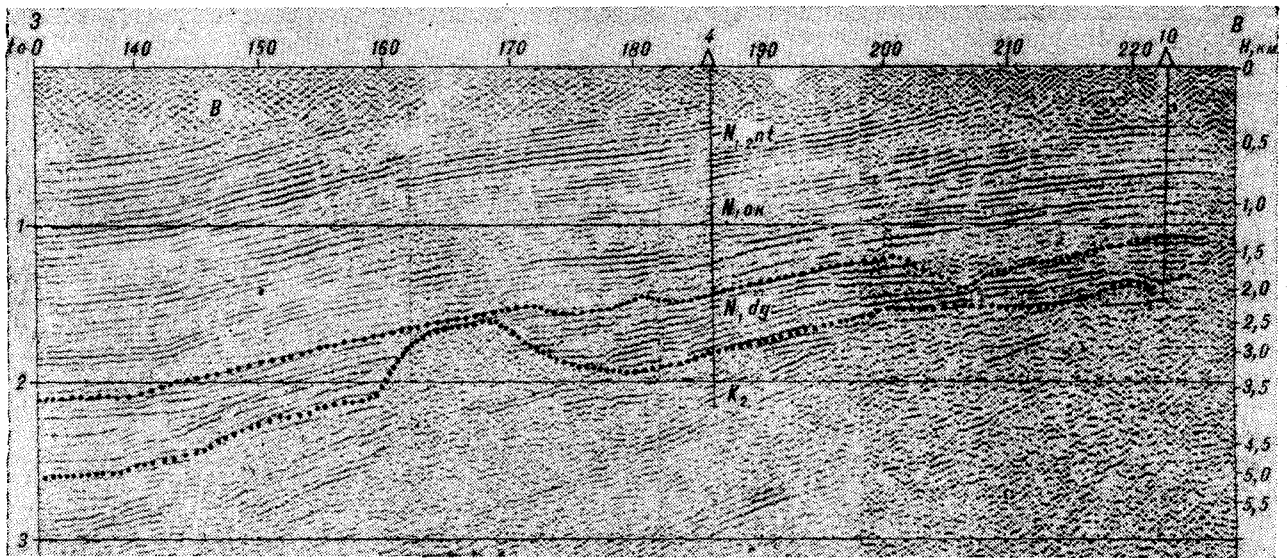




- 1 — глины
- 2 — пески
- 3 — изопахиты дагинской сейсмофации (СФ)
- 4 — разрывы
- 5 — сейсмические профили
- 6 — скважины
- 7 — линии разрывной смены сейсмофаций
- 8 — границы расположения дагинской (глинисто-песчаной) СФ

Рис. 4. Площадь Западной Оха.

А — литологическая характеристика, Б — изопахиты, В — сейсмическое изображение пильских (дагинских) отложений. 1 — глины, 2 — пески, 3 — изопахиты дагинской сейсмофации (СФ), 4 — разрывы, 5 — сейсмические профили, 6 — скважины, 7 — линии разрывной смены сейсмофаций, 8 — границы расположения дагинской (глинисто-песчаной) СФ. Индексами обозначены: N_{1-2}^{nt} — нутовская, N_{1ok} — ообыкаяйская, N_{1dg} — дагинская и N_{1tm} — тумская свиты.



Мощность толщи ообыкаяйских глин в грабенах в 2—3 раза выше по сравнению с ее мощностью над горстовыми выступами.

На участках, где мощность толщи глинистых образований локально возрастает более чем в 3 раза, в результате постплиоценовых дислокаций формируются диапирообразные структуры, в современном плане выраженные в виде линейных складок (Нижний Эвай, Нижний Вал, Боатасино и др.).

Локальные ловушки формируют довольно протяженные зоны (рис. 3), образованные сочетанием грабена с гемиантиклинальными и моноклинальными поднятиями. Глубины залегания дагинских отложений, определенные по сейсмическим данным, варьируют в пределах 2000—4200 м. Проверка была осуществлена одновременным бурением скважин 22 (Горомай) и 8 (Эвай). Задачей бурения было вскрытие слоистых отложений (дагинской СФ), гипсометрия которых оценивалась в 4000—4200 и

3600—3900 м соответственно. Обе вскрыли дагинские отложения: скв. 22 на глубине 4100 м, скв. 8 на глубине 3700 м, т. е. была доказана высокая эффективность и точность проведенного предварительного анализа материалов.

Этаж нефтегазоносности рассматриваемых ловушек контролируется в основном амплитудой бокового экрана.

На Северном Сахалине существуют залежи УВ, приуроченные и к нормальным антиклинальным структурам в дагинских отложениях (Восточные Даги, Южные Даги, Астрахановка, Узловая и др.), но доля их в балансе выявленных запасов невелика.

Поиски структурно-литологических ловушек УВ являются в настоящее время главной задачей нефтегазопроисковых работ. Однако переход к интерпретации данных, основанный на принципах сейсмостратиграфии, дает возможность начать исследования и по выявлению литологических ловушек, связанных со сложным фа-

циальным замещением (глинизацией) по латерали пластов-коллекторов. Примером является анализ материалов, полученных на западном крыле Охинского месторождения, где по данным бурения отмечается интенсивная глинизация дагинских отложений. На основе сейсмо-стратиграфического анализа (выполненного по рассмотренной схеме) удалось выделить в изучаемой толще сложное по конфигурации тело СФ, оцениваемое как песчано-глинистое, и определить его пространственные параметры (рис. 4).

В заключение следует обратить внимание на то, что количественная оценка связи динамической и литологической характеристик разрезов неоднозначна. Так, дагинские отложения, вскрытые скв. 22 (Горомай), по своим нефтесодержащим свойствам значительно уступают одновозрастным образованиям Эвайской площади, хотя по динамической их характеристике можно предполагать обратное. Данные же электроразведки МТЗ указывают, что дагинские отложения на площади Горомай более глинистые ($\rho_k = 10-15 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), чем на площади Эвай ($\rho_k = 25-30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), что четко подтверждается материалами бурения. Граница смены разреза в данном случае установлена по данным МТЗ. Поэтому целесообразно в комп-

лекс работ включать также электроразведку для оценки литологии, как это осуществляется на Северном Сахалине [2] или в Прикаспии [7].

Повышение эффективности, качества и детальности анализа динамических особенностей сейсмической записи связывается с переходом на цифровую регистрацию и обработку наблюдений по программам, обеспечивающим сохранение всего динамического и частотного диапазона наблюдаемого волнового поля.

При обработке материалов необходимо обратить внимание на внедрение способов, подчеркивающих главные особенности исследуемых сейсмических объектов, в первую очередь на изучение латеральных вариаций скоростей и амплитуд отражений. Эти исследования удачно осуществляются в морской сейсморазведке; при работах же на суше из-за невыдержанности условий приема и возбуждения требуется применение трудоемких способов коррекции статических поправок и фильтрации материала. Наконец, для большей определенности интерпретации данных сейсморазведки необходимы пространственные наблюдения и внедрение программы по миграции исходного материала, цель которых — установление истинной конфигурации отражающих комплексов без потери их динамических особенностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булатов М. Г., Шаблыгина И. А. Сейсмогеологические особенности Набильского тектонического района. — В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. Кононов В. Э., Гаврилов А. И. и др. Предпосылки поисков ловушек нефти и газа неантиклинального типа в неогеновых отложениях Северо-Восточного Сахалина по геофизическим данным. — Геол. нефти и газа, 1983, № 1.
3. Кононов В. Э., Табожков А. Я. и др. Перспективы поисков ловушек нефти и газа неструктурного типа на Северном Сахалине. — Геол. нефти и газа, 1975, № 7.
4. Кунин Н. Я. Сеймо-стратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР. — Сов. геол., 1983, № 1.
5. Лопатнев Ю. В. О стратиграфической интерпретации сейсмических данных юго-восточной части Северного Сахалина. — В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Островский Б. М. Опыт применения системного подхода к изучению неантиклинальных ловушек нефти и газа (подсистема литологического районирования). — Экспресс-информ. М.: ВИЭМС, 1982, вып. 11.
7. Смилевец (Угарова) Н. П. Методика комплексной интерпретации данных сейсморазведки МОГТ и электроразведки ЗСБ в условиях бортовой зоны Прикаспийской впадины. — РНТС. Нефтегазовая геол. и геофиз. М.: ВНИИОЭНГ, 1983, вып. 1.
8. Харахинов В. В., Лопатнев Ю. В. О тектонике и перспективах нефтегазоносности Луньской впадины на Северном Сахалине. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973.
9. Шеремета О. О., Тронов Ю. А. и др. Перспективы открытия новых месторождений нефти и газа на Северном Сахалине. — Геол. нефти и газа, 1981, № 2.

С. В. Зябрев

ВЕРХНЕМЕЗОZOЙСКИЕ ТУРБИДИТЫ ЮГА ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА

Альбские — нижнекампанские отложения южной части Западно-Сахалинского прогиба интерпретированы как турбидиты. Установлено существование только западных источников обломочного материала. Реконст-

В альб-датское время в Западно-Сахалинском прогибе сформировались мощные (5000—9000 м) терригенные толщи, представленные неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненным количеством других пород, образовавшихся [2] за счет размыва продуктов подводного и наземного вулканизма основного — кислого состава. Е. Н. Меланхолиной отмечалось [5] существование как западных, так и восточных источников обломочного материала. Более сложная картина распределения областей сноса в поздне меловую эпоху была получена А. У. Литвиненко и др. [4]. Существуют представления о мелководной природе альб-датских отложений прогиба [2] и данные о согласном залегании этих осадков на глубоководных кремнисто-вулканогенных образованиях аптского возраста [3]. Устанавливается размыв краевой части восточного борта прогиба с переотложением обломков песчаников и алевролитов для поздне сеноманского времени [5]. И. О. Бент отмечает сходство нижней части разреза с флишем других регионов, но из-за нечеткой выраженности ритмичности и присутствия нефлишевых отложений рассматривает эти образования как флишвид [1].

С целью выяснения генезиса осадочных образований, условий осадконакопления и их эволюции изучены осадочные текстуры и особенности стратификации отложений айской, найбинской и быковской свит (альб — нижний кампан) южной части Западно-Сахалинского прогиба (реки Найба, Ай, Фирсовка), где меловые толщи выведены на поверхность западнее Тымь-Порожайского надвига и слагают погружающуюся и выполаживающуюся к западу моноклиналь. Для определения положения питающей провинции получены данные о распределении направлений палеотечений. Выделены

руированы обстановки турбидитовой седиментации, показана их эволюция во времени. Сделаны выводы о морфологии бассейна.

три основные слоевые ассоциации, образующие непрерывный ряд взаимных переходов и в различном количестве участвующие в сложении разреза: 1) классические турбидиты, 2) аргиллиты и 3) массивные песчаники. Грубообломочные образования (конгломераты и галечные песчаники) встречаются в виде отдельных слоев, приуроченных к песчаным горизонтам, и самостоятельных ассоциаций не образуют.

СЛОЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

АССОЦИАЦИЯ КЛАССИЧЕСКИХ ТУРБИДИТОВ

В отложениях айской, найбинской и быковской свит в бассейне р. Найбы, айской и нижней части найбинской свит по р. Ай, а также в нижней части найбинской свиты по р. Фирсовке широко распространены пачки ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В каждом песчано-аргиллитовом ритме на фоне общего однонаправленного изменения гранулометрического состава (градационной отсортированности) закономерно повторяется упорядоченный набор осадочных текстур. Эта особенность позволяет считать каждый ритм единообразованием (слоем), порожденным одним и тем же периодически возобновляющимся процессом, и рассматривать в рамках одной слоевой ассоциации группы слоев, значительно различающихся по мощности и количественному соотношению гранулометрических классов пород. Отчетливо параллельные границы дают возможность проследить отдельные слои на значительное расстояние при практически неизменной мощности.

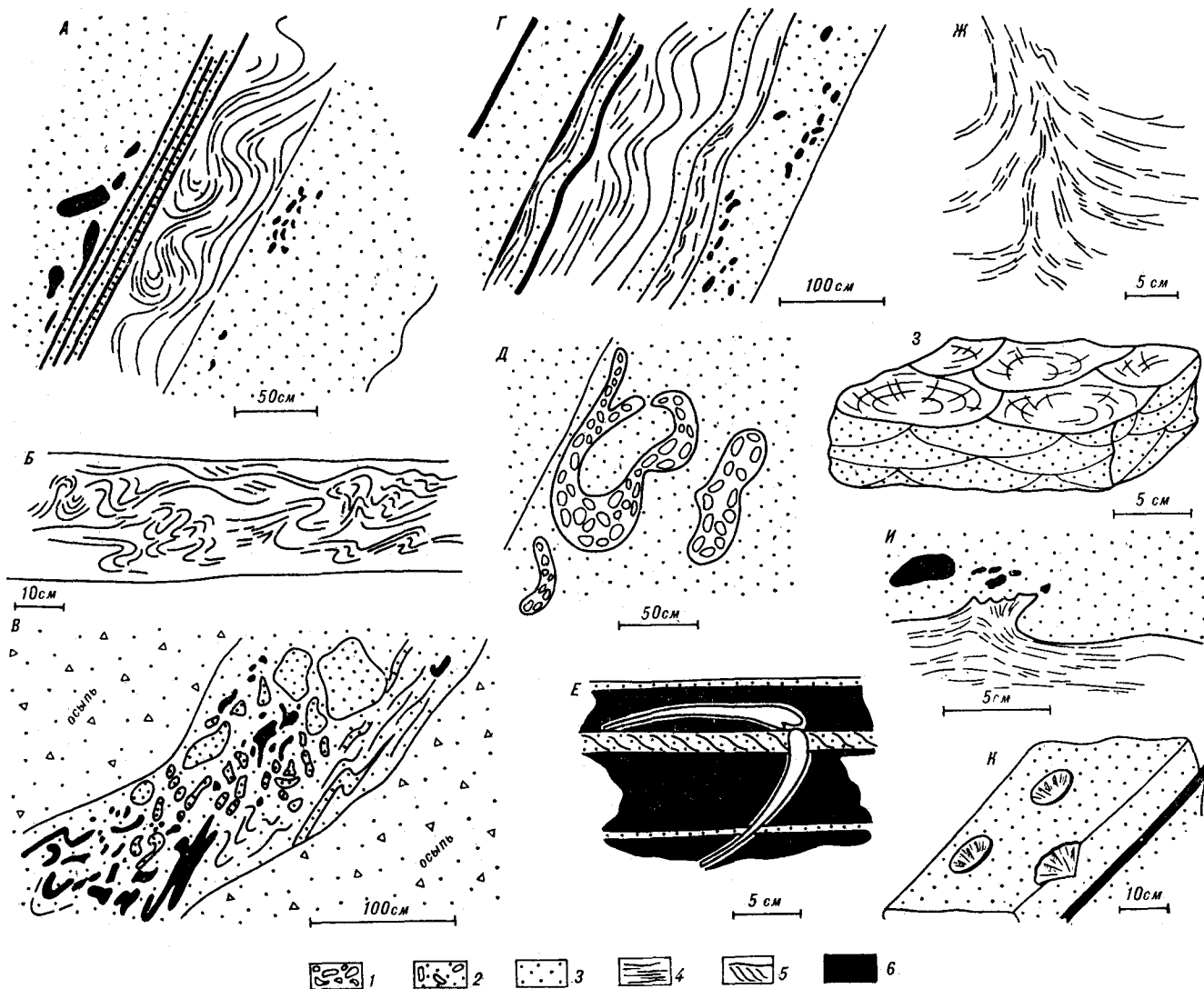


Рис. 1. Текстурные особенности турбидитов.

Подводно-оползневые текстуры: А — следы оползания в интервале В, В — оползание, синхронное с образованием косой слоистости интервала С, Б — хаотический подводно-оползневой горизонт, Г — следы неоднократного оползания, Д — фрагменты слоя конгломератов, закатанные в результате оползания; прочие текстуры: Ж — трубка обезвоживания, З — блюдцеобразные текстуры, И — пламеневидные текстуры; условия захоронения макрофауны: Е — вдавленная створка иноцерама в слоях классических турбидитов, К — опрокинутое положение колпачков пателл. 1 — конгломераты, 2 — галечные песчаники, 3 — песчаники, 4 — параллельная слоистость интервала В, 5 — косая слоистость интервала С, 6 — аргиллиты.

Резкая граница основания слоя содержит серию эрозионных знаков различной морфологии и размеров, среди которых наиболее обычны слепки следов размыва и волочения.

В слоях с песчаной составляющей мощностью более 30—40 см проявлена последовательность, состоящая из четырех интервалов. Интервал А, лежащий в основании последовательности, слагается крупно-среднезернистыми песчаниками, массивными или отчетливо градируемыми, в нижней его части могут проявляться мелкие скопления гравийного материала, заполняющего обычно эрозионные неровности. Градационная отсортированность ясно выражена в интервалах А малой мощности (5—20 см), в более

крупных она не столь явна, и заметные изменения размеров песчаных зерен отмечаются в самой верхней части. В редких случаях наблюдается неоднократное изменение гранулометрического состава в пределах одного интервала, при этом более грубый песчаный материал обособляется в виде линзообразных скоплений. Мощные интервалы А содержат в различных количествах уплотненные лепешковидные гальки и обломки аргиллитов различных размеров и окатанности (рис. 1, А, Г), являющиеся продуктом локального размыва верхней аргиллитовой части нижележащего слоя. Концентрация, распределение внутри интервала, размеры обломков определяются степенью эро-

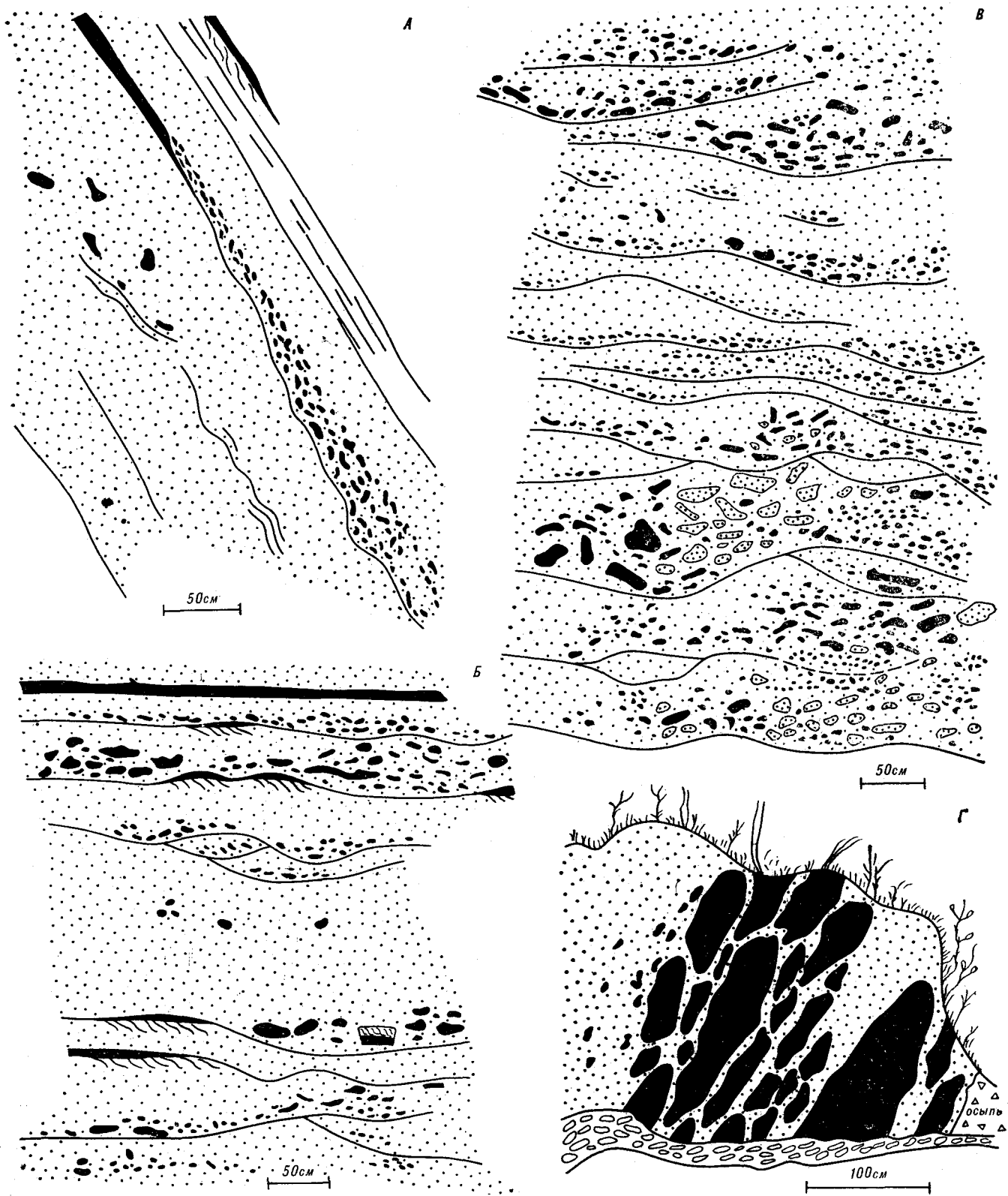


Рис. 2. Особенности строения слоев турбидитов.

А — различная степень размыва верхней части слоя проксимальных турбидитов, Б — реликты полных ритмов в горизонте массивных песчаников, В — фрагмент строения горизонта массивных песчаников, Г — слой массивного песчанника с крупными блоками аргиллитов. Усл. обозн. см. на рис. 1.

зии, а также расстоянием транспортировки от места размыва. При незначительном размыве гальки сосредоточены в нижней части интервала, и ориентировка их уплощения близка к ориентировке слоистости, более глубокий размыв и дальний перенос сопровождаются редким рассеянием галек по всему интервалу и потерей упорядоченной ориентировки. Наблюдение различной степени разрушения нижележащего слоя с переходом от неразмывтой к размывтой частично и далее полностью размытой его верхней аргиллитовой части (рис. 2, А) наглядно указывает на формирование галек в процессе отложения следующего слоя.

Интервал *B* характеризуется параллельной слоистостью в средне-мелкозернистых песчаниках, обуславливающей проявление тонкой плитчатой отдельности по плоскостям наслоения, на которых во многих случаях заметна тонкая линейная штриховка. Проявление подобной линейности в песчаниках вызвано исключительно упорядоченной ориентировкой длинных осей песчаных зерен вдоль направления транспортировки материала, что является показателем высокой скорости течения в момент отложения [8, 14]. Углефицированный растительный детрит, присутствующий в различных количествах на плоскостях наслоения, подчеркивает параллельную слоистость, а при значительном (до 30%) его содержании мощные интервалы *B* приобретают контрастную полосчатую окраску. Следует заметить, что наличие растительного детрита в описываемых отложениях не является показателем мелководной обстановки их накопления. На присутствие аллохтонного растительного детрита в современных глубоководных осадках неоднократно обращал внимание И. О. Мурдмаа [6, 7].

Интервал *C* мелкой, обычно однонаправленной, косой слоистости в мелкозернистых песчаниках и алевролитах образуется одной серией косых слоёв мощностью 1,5—5 см. Косая слоистость по простиранию иногда переходит в волнистую или конволютную. В мощных слоях интервал *C* часто состоит из нескольких косослоистых серий, но и в этом случае мощность каждой серии не превышает 5 см. На отпрепарированной поверхности наслоения выражением косой слоистости является несколько асимметричная рябь течения. В редких случаях удается наблюдать соотношение ориентировок слепков следов размыва, линейности интервала *B* и ряби течения интервала *C* в одном слое. Ориентировка слепков струй течения практически совпадает с ориентировкой линейности (отличие не более 5°); ориентировка нормали к гривкам ряби в плоскости слоя отличается на 7—12° от ориентировки слепков размыва, при этом косые слоёв наклонены в направлении палеотечения, определенного по подошвен-

ным знакам. Подобные соотношения свидетельствуют о формировании интервалов *A*, *B* и *C* в режиме однонаправленного течения и дополняют представления об образовании ритма (слоя) в результате одного процесса.

Интервал *D* горизонтальной слоистости хорошо диагностируется лишь в обнажениях, отпрепарированных водой; слоистость проявлена в виде тонких нитевидных обособлений алевроитового материала среди глинистого. В большинстве же случаев интервал *D* весьма трудно отличить от вышележащего интервала аргиллитов *E* и они рассматриваются совместно как единый интервал аргиллитов (*DE*), перекрывающий песчано-алевритовую часть слоя.

Проявленная в слое полная последовательность осадочных текстур соответствует модели А. Боума для классических турбидитов [12, 14]. Последовательность *ABC(DE)* может нарушаться выпадением отдельных интервалов, но не изменением порядка их следования друг за другом, при этом выпавший интервал при прослеживании слоя по простиранию может быть обнаружен только в позиции, определяемой последовательностью Боума. Наряду с полной последовательностью *ABC(DE)*, развитой в относительно мощных слоях, гораздо чаще проявляются редуцированные — *BC(DE)* и *C(DE)*. Редуцирование текстурного ряда связано закономерно с уменьшением мощности песчаной составляющей слоя и сопровождается другими устойчивыми изменениями: уменьшением отношения песчаник/аргиллит, размеров песчаных зерен в основании слоя и величины слепков размыва. Гидродинамическая интерпретация текстур последовательности Боума предполагает отложение обломочного материала из суспензионного (мутьевого) потока в режиме постоянного уменьшения его скорости по мере формирования слоя, снижение скорости потока по мере его продвижения по дну бассейна приводит к отложению постоянно уменьшающегося количества все более тонкого материала и формированию все более редуцированного текстурного ряда в слое: *ABC(DE) → BC(DE) → C(DE)* [12, 14].

Наличие текстурного ряда, совпадающего с последовательностью А. Боума, отчетливо параллельные границы слоёв, резкая нижняя граница с серией эрозионных знаков являются достаточным основанием для интерпретации описываемых слоевых ассоциаций, широко развитых в разрезе, как классических турбидитов. Классические турбидиты являются основной «темой» разреза айской и найбинской свит. В бассейне р. Найбы наблюдается наиболее широкий спектр их разновидностей от тонкослоистых (5—10 см) до грубослоистых (до 300 см).

Грубослоистые разности прекрасно обнажены в устьевой части р. Шадринки (правого притока р. Найба). Интервал *A* мощностью до 250 см сложен грубо-крупнозернистыми песчаниками; градиционная отсортированность, как правило, заметна в самой верхней части. Интервал *B* (до 80—90 см) контрастно окрашен вследствие различного содержания обугленного растительного детрита. Интервал *C* представлен 3—5 сериями косых слоев общей мощностью до 20 см. Мощность интервала (*DE*) менее 10 см, в некоторых слоях он практически полностью размыт. Подобные разности классических турбидитов получили название проксимальных, так как признается их формирование вблизи области начального отложения материала, в то время как тонкослоистые разности имеют более широкую область образования [14].

АРГИЛЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

В рамках слоевой ассоциации аргиллитов рассматриваются пачки, сложенные преимущественно тонкослоистыми аргиллитами с незначительной ролью маломощных песчано-алевритовых прослоев. Аргиллиты тесно связаны с классическими турбидитами рядом постепенных переходов посредством дальнейшего редуцирования нижней части слоя (ритма) вплоть до полного исчезновения песчаной составляющей и соответствующего редуцирования текстурного ряда. В маломощных (0,5—1,5 см) прослоях песчано-алевритового материала отчетливо диагностируется мелкая косая однонаправленная слоистость, устанавливающая их принадлежность интервалу *C* последовательности Боума. Гораздо более мощные (30 см — несколько метров) разделяющие интервалы аргиллитов содержат в себе несколько тонких (0,1—0,3 см) алевролитовых слоев с практически неразличимыми текстурами и (или) несколько прослоев, обогащенных нитевидными скоплениями алевритового материала, позволяющих считать разделяющий аргиллитовый интервал состоящим из нескольких (*DE*) интервалов последовательности Боума: (*DE*)(*DE*)(*DE*) ..., отложенных несколькими потоками. Слоеая ассоциация аргиллитов, таким образом, является крайним членом ряда широких переходов структурно-текстурных признаков турбидитовой седиментации.

Тесная связь с классическими турбидитами проявлена и в постепенных переходах в разрезе тонкослоистых классических турбидитов в аргиллиты и обратно. Подобные многократные переходы наблюдаются в разрезе быковской свиты по р. Красноярке, где быковская свита практически нацело сложена переслаиванием аргиллитов с тонкослоистыми классическими

турбидитами. Аргиллиты в тесной ассоциации с тонкослоистыми классическими турбидитами наблюдаются в разрезе айской свиты по рекам Ай и Найбе, в средней части найбинской свиты по р. Найбе, нижней части найбинской свиты по р. Фирсовке.

АССОЦИАЦИЯ МАССИВНЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Группы слоев (мощностью 0,5—10 м) грубо-крупнозернистых песчаников, обогащенных мелкогравийным материалом, объединяются в ассоциацию массивных песчаников и совместно с проксимальными турбидитами слагают песчаные горизонты (мощностью 10—50 м) на различных стратиграфических уровнях разреза айской, найбинской и низов быковской свит. Даже в пределах небольших обнажений отмечаются значительные изменения мощностей слоев вплоть до полного выклинивания их в различных направлениях (см. рис. 2, *B, B*). Неровная нижняя граница с эрозионными углублениями (мелкими каналоподобными формами глубиной до 50 см) подчеркивается во многих случаях заметным изменением размеров песчаных зерен и часто маркируется скоплениями галек и обломков аргиллитов в подошве слоя (см. рис. 2, *B, B*). Упрочение галек практически параллельно поверхности размыва. Рассеянные хаотически ориентированные гальки и обломки различной степени окатанности присутствуют иногда в значительных количествах. В их составе кроме аргиллитов встречаются обломки песчаников и фрагменты верхних частей ритмов классических турбидитов. Размеры обломков достигают 0,3 × 1,0 м, некоторые из них деформированы. Присутствие обломков аргиллитов, песчаников, фрагментов верхних частей ритмов турбидитов, иногда явное проявление градиционной отсортированности определяет сходство массивных песчаников с интервалом *A* проксимальных турбидитов и позволяет предполагать отложение полного песчано-аргиллитового ритма с последующим довольно глубоким размывом верхней его части новым суспензионным потоком, что приводит к сохранению в последовательности лишь интервала *A* Боума: *AAAA*... Это предположение подтверждается наблюдением реликтов более полных ритмов *AB, ABC(DE)* (см. рис. 2, *B*), сохранившихся от размыва. Тесная связь с классическими турбидитами проявляется и в постепенном переходе вверх по разрезу в грубослоистые, а затем во все более тонкослоистые их разности при постоянном уменьшении роли песчаной составляющей в слое. В отдельных случаях при прослеживании пласта массивных песчаников по простиранию

можно наблюдать его «расщепление» на несколько слоев проксимальных турбидитов, что, несомненно, доказывает общность их происхождения в результате единого седиментационного процесса. Таким образом, слоевая ассоциация массивных песчаников представляет другой крайний член того же ряда широких вариаций структурно-текстурных признаков турбидитовой седиментации, но «редуцирование» текстурных интервалов сверху связано со значительной ролью явлений размыва в процессе осадконакопления.

Песчаные горизонты, состоящие в основном из массивных песчаников, разделенные гораздо более мощными пачками классических турбидитов и аргиллитов; наблюдаются в разрезе найбинской и нижней части быковской свит в бассейне р. Найбы. Массивными песчаниками сложена верхняя часть найбинской свиты в разрезах по рекам Ай и Фирсовке, причем если по р. Ай горизонты песчаников разделяются пачками классических турбидитов и аргиллитов приблизительно той же мощности, то в разрезе по р. Фирсовке эти разделяющие интервалы либо маломощны (0,5—2 м), либо отсутствуют полностью. Песчаный горизонт, сложенный в основном проксимальными турбидитами с меньшей ролью массивных песчаников, наблюдается в низах обнаженной части айской свиты в долине р. Найбы, но не встречен в разрезах айской свиты по рекам Ай и Фирсовке.

КОНГЛОМЕРАТЫ И ГАЛЕЧНЫЕ ПЕСЧАНИКИ

Конгломераты играют незначительную роль в сложении разреза, приурочены к нижним частям песчаных горизонтов и заполняют каналообразные депрессии глубиной до 4—5 м (рис. 3, А). Наблюдаемая в обнажениях глубина размыва подстилающих слоев достигает 3—4 м. Как правило, конгломераты перекрываются массивными песчаниками, иногда с постепенными переходами. В составе обломочной части преобладают основные и средние эффузивы, их туфы, кремнистые и яшмовидные породы. Гальки обладают уплощенной формой с заметным удлинением. Слои конгломератов различаются степенью упорядоченности строения: наряду с хаотическим сложением проявлены стратификация, прямая и обратная градация. Для конгломератов с упорядоченным сложением характерна упорядоченная ориентировка галек, проявленная в черепитчатом их расположении. Длинные оси (см. рис. 3, Б) и уплощение галек (см. рис. 3, Б') наклонены под углом 5—20° к поверхности напластования. При этом ориентировка длинных осей вы-

глядит более упорядоченной, чем ориентировка уплощения: нормали к уплощению образуют неявный пояс, полюсом для которого является максимум концентрации длинных осей (сравни рис. 3, Б и Б'). Преобладающие восстания длинных осей относительно плоскости слоя совпадают с направлением палеотечений, определенных по подошвенным знакам. В хаотически сложенных конгломератах ориентировка галек менее отчетлива (см. рис. 3, Б, Г) либо практически отсутствует (см. рис. 3, А). Подобное строение конгломератов характерно для конгломератов турбидитов [13, 14]. Значительно реже в разрезе в ассоциации с конгломератами и массивными песчаниками наблюдаются слои галечных песчаников мощностью 2—10 м, содержащие в обломочной части хорошо окатанные гальки того же состава, что и в конгломератах.

Выделенные три основные слоевые ассоциации, связанные общностью структурно-текстурных признаков и взаимопереходами, образуют единый ряд (рис. 4) дифференциации песчано-глинистого материала в процессе седиментации и отражают обстановки осадконакопления в среде с различными режимом течения и соотношением явлений размыва и отложения. Гидродинамическая интерпретация ряда слоевых ассоциаций в режиме изменения скорости течения во времени и в пространстве аналогична интерпретации последовательности Боума.

ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ

Следы подводного оползания осадка наиболее часто отмечаются в мощных слоях классических турбидитов, реже в массивных песчаниках и конгломератах (см. рис. 1, Д). Подводно-оползновыми явлениями затронуты как части слоев, так и целые слои, значительно реже — группы слоев. Процесс оползания происходит, как правило, одновременно с образованием слоя, например, до образования интервала (DE) (см. рис. 1, А) или синхронно с образованием косой слоистости интервала С (см. рис. 1, Б), но один и тот же слой может вовлекаться в оползание неоднократно (см. рис. 1, Г). Морфология подводно-оползневой складчатости достигает значительной сложности (см. рис. 1, Б). В разрезе присутствуют также хаотические подводно-оползневые горизонты мощностью до 10 м, состоящие из обломков песчаников, аргиллитов, фрагментов слоев, сложно деформированных и погруженных в плохо сортированный песчано-алевритово-глинистый матрикс (см. рис. 1, В).

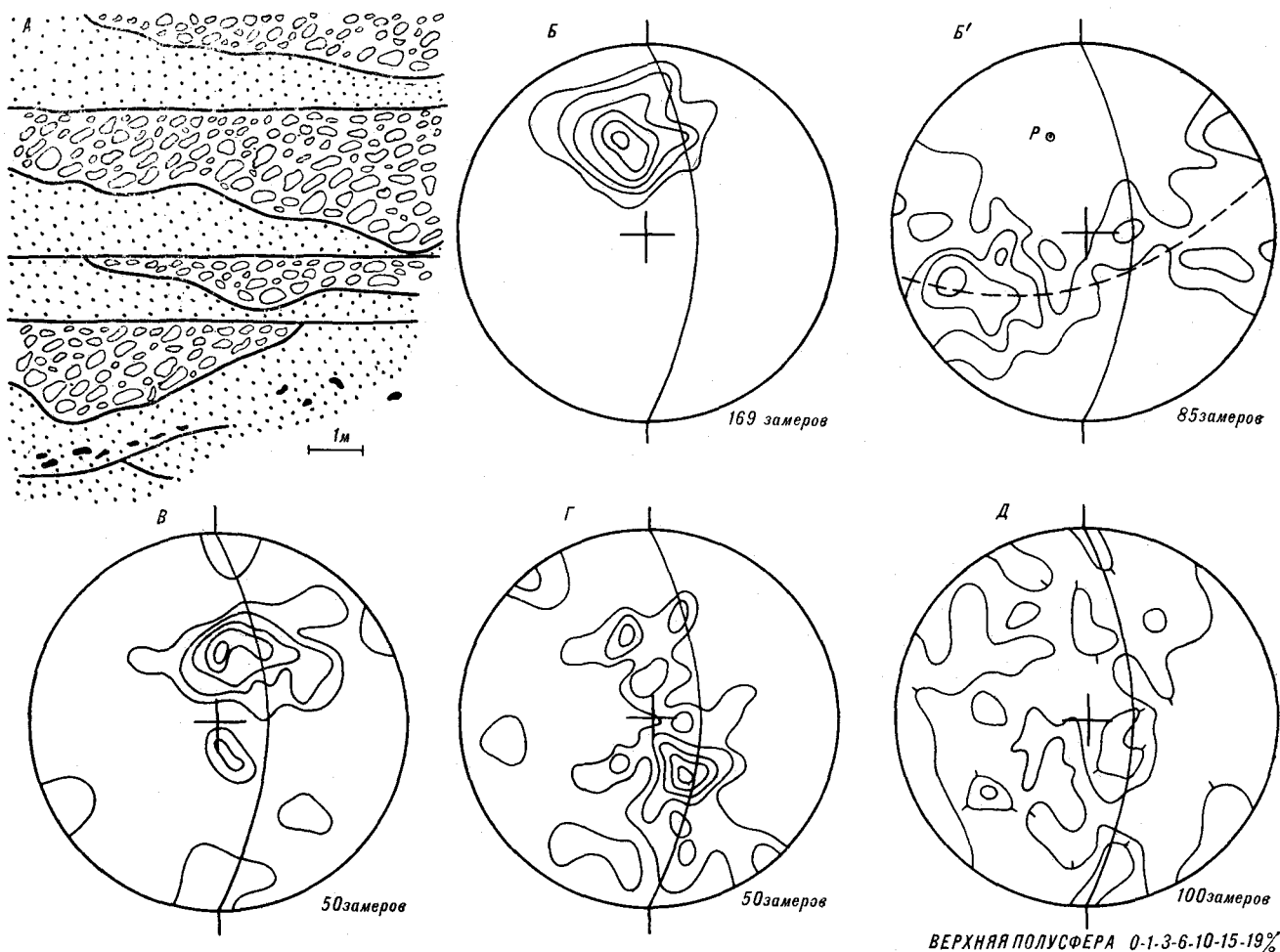


Рис. 3. Особенности строения конгломератов.

А — каналоподобные формы тел конгломератов, В — Д — ориентировка гальки конгломератов (дугой большого круга показано положение поверхности напластования): В — длинных осей, В' — полюсов к уплощению в том же слое (Р — максимум концентрации ориентировок длинных осей, пунктирная линия — дуга большого круга к полюсу Р), В—Д — различная степень упорядоченности ориентировки длинных осей.

ПРОЧИЕ ТЕКСТУРЫ

Из текстур, не связанных непосредственно с режимом течения при отложении слоя, но имеющих важное значение для понимания состояния вещества в процессе осадконакопления, встречены блюдцеобразные текстуры (см. рис. 1, З), пламенивидные текстуры (см. рис. 1, И), трубки обезвоживания (см. рис. 1, Ж). Подобные текстуры связаны с потерей осадком флюидов после быстрого отложения и указывают на первоначальное суспензионное его состояние [8, 14], что характерно для мутьевых потоков. Как одну из интересных особенностей следует отметить условия захоронения макрофауны. Протыкание слоя створкой иноцерама (см. рис. 1, Е), неустойчивое, опрокинутое положение колпачков пателл (см. рис. 1, К) свидетельствуют о выпадении из толщи воды и вдавлении макрофауны в осадок. В большин-

стве же случаев наблюдаются лишь обломки раковин иноцерамов, аммонитов, пателл. Эти особенности указывают на привнесение фауны мутьевыми потоками из области ее обитания.

ПАЛЕОТЕЧЕНИЯ

Слепки следов размыва, струй течения и волочения предметов, наблюдаемые в подошве слоя, являются непосредственными индикаторами направления транспортировки материала. Замеренные направления палеотечений, приведенные к горизонтальной поверхности, образуют веерообразное распределение со средним значением и главным максимумом, обращенными к востоку (рис. 5, В). Никаких систематических вариаций направлений палеотечений по разрезу не отмечено, что отражает радиальную картину разноса материала в восточном направ-

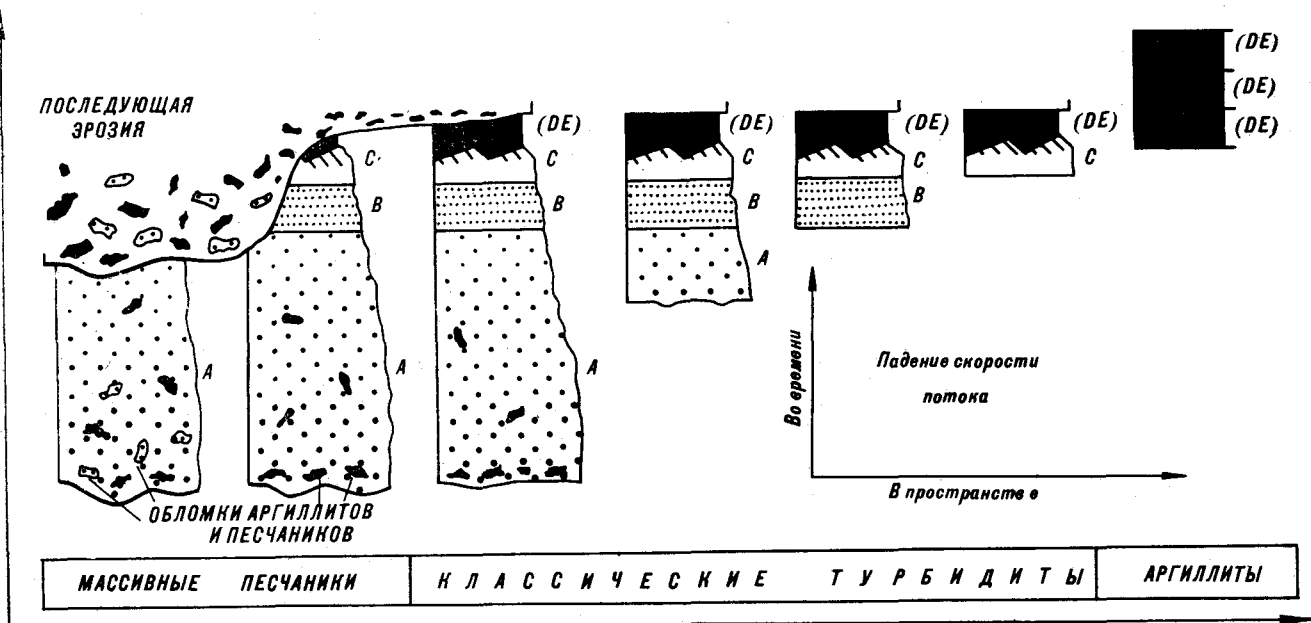


Рис. 4. Гидродинамическая интерпретация ряда слоевых ассоциаций турбидитов по [14] с дополнениями.

лении. Таким образом, отчетливо устанавливается существование только западных источников обломочного материала.

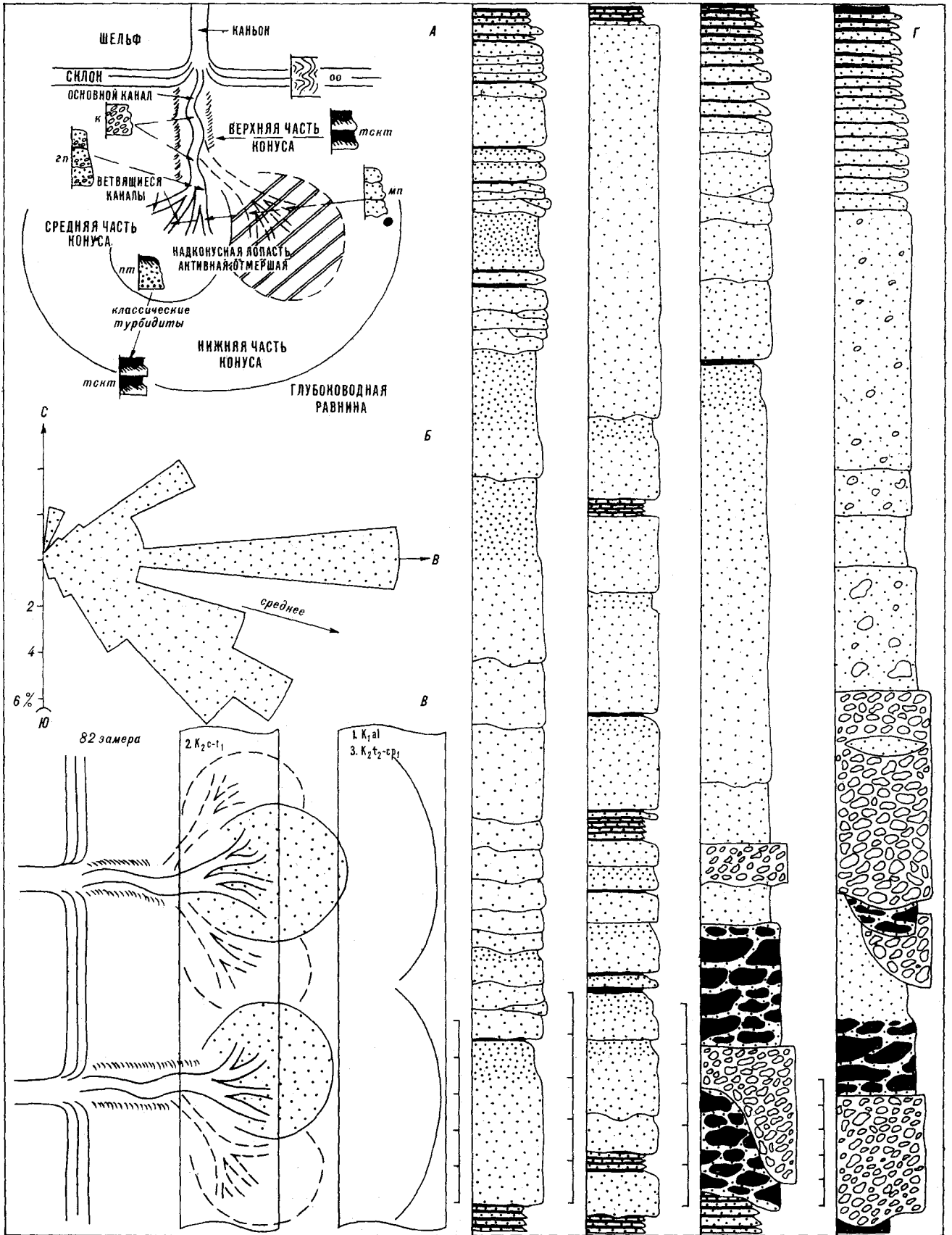
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Турбидитовая природа осадков, набор слоевых ассоциаций, веерообразное распределение направлений палеотечений, большие мощности отложений, отсутствие осадочных текстур мелководья, незначительное количество остатков макрофауны плохой сохранности, согласное залегание [3] аналогичных одновозрастных отложений (побединской свиты) на глубоководных кремнисто-вулканогенных образованиях в северной части прогиба позволяют предполагать отложение обломочного материала суспензионными (мутьевыми) потоками в условиях долинно-веерных систем у основания глубоководного склона, погружающегося к востоку.

Отношение фаций (слоевых ассоциаций) к морфологии долинно-веерной системы (глубоководного конуса) детально рассмотрено Р. Уокером [14] на основе синтеза результатов исследования современных глубоководных конусов и соотношения фаций древних бассейнов турбидитовой седиментации. Его модель (см. рис. 5, А) использована для палеогеографических построений. Присутствие в разрезе найбинской и нижней части быковской свит на

различных стратиграфических уровнях песчаных горизонтов устанавливает условия осадконакопления в пределах надконусной песчаной лопасти средней части конуса в сеномане — раннем туроне.

Особенности строения песчаных горизонтов позволяют более точно определить палеогеографическую позицию области осадконакопления. В сложении песчаных горизонтов основную роль играют слои массивных песчаников, в меньшем количестве присутствуют слои проксимальных турбидитов и конгломератов, значительно реже отмечаются галечные песчаники и хаотические подводно-оползневые образования. Песчаные горизонты залегают с размывом как на тонкослоистых классических турбидитах, так и на аргиллитах без переходных разностей (см. рис. 5, Г). Особенно глубокий размыв наблюдается, когда в строении песчаных горизонтов принимают участие слои конгломератов: видимая в обнажениях глубина эрозионных врезов достигает 2—4 м (см. рис. 5, Г). Часто отмечается присутствие в нижней части характерных слоев (см. рис. 2, Г и 5, Г) мощностью 3—8 м, практически нацело (на 80—90%) сложенных блоками аргиллитов размером до 1×3 м, цементированных песчаником. Ориентировка блоков и слоистости в них близка к ориентировке поверхности напластования, границы соседних блоков конформны друг другу. Слои подобного строения, очевидно, формируются при локальном размыве, вызванном кратковременным течением значительной силы с существенной ролью не только донной, но и боковой эрозии.



Как правило, в строении песчаных горизонтов принимает участие один или несколько мощных слоев массивных песчаников, которые выше по разрезу сменяются менее мощными слоями массивных песчаников и проксимальных турбидитов (см. рис. 5, Г). В самой верхней части песчаных горизонтов во многих случаях отмечается как тенденция постепенный переход к тонкослоистым разностям классических турбидитов с постоянным уменьшением мощности ритмов и роли песчаной составляющей в них. В целом для строения песчаных горизонтов характерны поверхности размыва, расположенные как в основании горизонта, так и внутри него в массивных песчаниках, а также отмеченная асимметрия строения, наблюдаемая в резком налегании на подстилающие образования и более постепенном переходе вверх по разрезу в классические турбидиты.

Подобные горизонты Ф. Риччи-Луки выделял в циклы второго порядка, разделенные монотонными сериями классических турбидитов [11]. Им же был предложен критерий распознавания обстановки формирования подобных циклов, основанный на проявленной асимметрии их строения. Циклы с позитивной тенденцией (с уменьшением мощности слоев и грубости обломочного материала вверх по разрезу) характерны для заполнения каналов, тогда как циклы с противоположной негативной тенденцией образуются в нижней сглаженной части песчаной лопасти, где каналы отсутствуют. Более сложно построенные циклы весьма субъективно разделялись Ф. Риччи-Луки на ряд простых с той или иной тенденцией.

В изученных отложениях Западного Сахалина лишь отдельные песчаные горизонты демонстрируют отчетливую позитивную тенденцию, большинство же из них построено весьма сложно, и однозначное разделение их на ряд простых циклов не представляется возможным (см. рис. 5, Г). В то же время нигде не наблюдалось отчетливо проявленной негативной тенденции. Подобные сложно построенные песчаные горизонты наблюдаются в разрезе ордовикских турбидитов Аппалач, где установлено их залегание в каналах [10]. Присутствие в песчаных горизонтах небольших групп слоев тонкоритмичных турбидитов (см. рис. 5, Г) выявляет латеральную близость обстановок с высокой и низкой энергией потоков, что позволяет предполагать сложный рельеф области ветвящихся каналов (существование террас, аналогичных выделенным в [9]). В целом широкое

проявление локального размыва как в основании песчаных горизонтов, так и внутри них является более надежным критерием для выделения песчаных горизонтов подобного сложного строения в циклы заполнения каналов. Р. Уокером обосновывалось [14] формирование фации массивных песчаников в ветвящихся каналах надконусной песчаной лопасти.

Таким образом, сложение песчаных горизонтов в основном массивными песчаниками, особенности их стратификации позволяют более детально установить седиментацию в области ветвящихся каналов для сеномана — раннего турона (см. рис. 5, В). Близость к основному каналу верхней части конуса проявляется в присутствии тел конгломератов и галечных песчаников в песчаных горизонтах. Близость глубоководного склона определяется по появлению хаотических подводно-оползневых горизонтов.

Взаимоотношение слоев ассоциаций в вертикальной последовательности и латеральные изменения дают возможность решить вопросы динамики развития долино-веерных систем. Чередование в разрезе различных слоевых ассоциаций турбидитов позволяет предполагать две тенденции в смене обстановок турбидитового осадконакопления: 1) переход от дистальных обстановок к проксимальным и обратно, 2) переход от краевых к осевым и обратно. Имеющиеся наблюдения дают возможность интерпретировать смену фаций в вертикальной последовательности как результат латеральной миграции, главным образом надконусной песчаной лопасти. К этим данным относятся резкая фациальная изменчивость по простиранию прогиба, т. е. вкrest установленному основному направлению транспортировки обломочного материала, частая резкая смена фаций на небольшом интервале разреза, отсутствие обстановки нижней части надконусной песчаной лопасти (области устойчивого накопления проксимальных турбидитов).

В разрезах по рекам Ай и Фирсовке песчаные горизонты объединяются в пакеты с мало-мощными разделяющими пачками тонкослоистых турбидитов и аргиллитов или вовсе без них. В разрезе по р. Наibe мощность разделяющих пачек значительно увеличивается. Подобные соотношения служат основанием для выявления центрального положения мигрирующей песчаной лопасти в первом случае и краевых — во втором, что также свидетельствует в пользу латеральной миграции. Резкое налегание пес-

Рис. 5. Палеогеографические реконструкции обстановок турбидитовой седиментации.

А — модель долино-веерной системы [14] (гп — галечные песчаники, к — конгломераты, мп — массивные песчаники, оо — оползневые образования, пр — проксимальные турбидиты, тент — тонкослоистые классические турбидиты), Б — веерообразное распределение направлений палеотечений (свод-

ная диаграмма), В — палеогеографическая позиция обстановок турбидитовой седиментации в южной части Западно-Сахалинского прогиба, Г — строение песчаных горизонтов (циклов заполнения каналов) (одно деление масштабной линейки соответствует 1 м). Усл. обозн. см. на рис. 1.

чанных горизонтов на пачки тонкослоистых турбидитов и аргиллитов отражает отчетливую смену позиции каналов надконусной песчаной лопасти. Возрастание роли песчаных горизонтов и увеличение содержания в них грубообломочных образований в верхней части найбинской свиты позволяют предполагать определенное выдвигание к востоку долинно-веерных систем в течение сеномана и отступление их в раннем туроне.

Большая часть быковской свиты (верхний турон — нижний кампан) представлена в разрезах чередованием пачек тонкослоистых турбидитов и аргиллитов, что соответствует наиболее удаленным (дистальным) обстановкам седиментации долинно-веерных систем (см. рис. 5, В). Явное изменение палеогеографических условий отражает либо значительное отступление долинно-веерных систем к западу, либо существенное уменьшение их размеров. Подобные преобразования могут быть следствием: 1) уменьшения уклона палеосклона, вызванного частичным заполнением бассейна осадками, 2) изменения морфологии бассейна в связи с ростом барьерного поднятия на востоке, 3) удаления к западу питающей провинции либо уменьшения количества поставляемого материала. Возможны комбинации этих причин.

Менее надежно реконструируются палеогеографические условия в альбском веке. Это связано с тем, что разрезы айской свиты по рекам Ай и Фирсовке сложены только тонкоритмичными турбидитами в ассоциации с аргиллитами, а в низах разреза той же свиты по р. Найбе содержится песчаный горизонт, сложенный проксимальными турбидитами с незначительной ролью массивных песчаников, отражающий по крайней мере кратковременное существование обстановки нижней сглаженной части надконусной лопасти. В основном же облик отложений дает основание для выявления дистальных обстановок долинно-веерных систем в альбском веке (см. рис. 5, В).

Таким образом, в изученных разрезах реконструируется следующая эволюция условий осадконакопления в рассматриваемом интервале времени. Существовавшая в альбе обстановка дистальных частей долинно-веерных систем сменяется на рубеже альба и сеномана проксимальными обстановками седиментации, что отражает довольно резкое выдвигание латерально мигрирующих долинно-веерных систем, которое продолжается до конца сеномана; в раннем туроне происходит их отступление и, начиная с этого времени, вплоть до раннего кампана существуют лишь дистальные обстановки седиментации долинно-веерных систем.

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование альбских — нижнекампанских отложений в южной части Западно-Сахалинского прогиба приводит к следующим заключениям, пригодным для дальнейших палеотектонических построений.

1. Альбские — нижнекампанские отложения сформировались в процессе турбидитовой седиментации в условиях долинно-веерных систем (глубоководных конусов) у подножия глубоководного склона, погружающегося к востоку.

2. Измерение направлений палеотечений устанавливает существование только западных источников обломочного материала, что определяет значительную удаленность восточного борта бассейна. Существование проксимальных обстановок седиментации позволяет предполагать явную удаленность к востоку и осевой части бассейна до раннего кампана включительно.

3. Фациальные изменения в разрезе и по латерали не связаны с трансгрессиями и регрессиями на восточном борту прогиба, а отражают специфику процесса осадконакопления; наблюдаемые в отложениях (не только верхнесеноманских) следы размыва с переотложением обломков аргиллитов и песчаников связаны не с размывом восточного борта прогиба, а с процессом седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенг О. И. Особенности формационного анализа верхнемеловых — кайнозойских образований Западно-Сахалинских гор. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 2.
2. Долганова П. С., Корнилова Р. М. и др. Состав и фациальные типы песчаников верхнемеловых отложений Западно-Сахалинских гор. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 24).
3. Казинцова Л. И., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор. — Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
4. Литвиненко А. У., Долганова П. С. и др. Конгломераты верхнемеловых отложений Западно-Саха-

линских гор. — В кн.: Стратиграфия, литология и палеогеография мезо-кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1975. (Тр. СахКНИИ, вып. 36).

5. Меланголина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973.
6. Мурдма И. О. Океанские фации. — В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
7. Мурдма И. О., Мизина В. В. Литология осадочных и вулканогенно-осадочных пород. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979.

8. *Conybeare C. E. B., Crook K. A. W.* Manual of sedimentary structures.— Department of National Development Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Commonwealth of Australia, Bull. N 102, 1968.
9. *Hein F. J., Walker R. G.* The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces.— *Sedimentology*, 1982, v. 29, N 3.
10. *Hiscott R. N.* Depositional framework of sandy mid-fan complexes of Tourelle Formation, Ordovician, Quebec.— *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1980, v. 64, N 7.
11. *Ricci-Lucchi F.* Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy).— *J. Sed. Petrol.*, 1975, v. 45, N 1.
12. *Walker R. G.* Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.— *J. Sed. Petrol.*, 1967, v. 37, N 1.
13. *Walker R. G.* Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite associations.— *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1975, v. 86, N 6.
14. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic trans.— *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1978, v. 62, N 6.

ИТиг ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
3 декабря 1983 г.

УДК 551.76/77(571.64)

Б. А. Сальников, Т. В. Туренко, Н. Б. Сальникова
НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САХАЛИНА

Обобщены сведения о распространении нижнемеловых отложений на Сахалине. Приведены новые геологические и палеонтологические данные, подтверждающие раннемеловой возраст айской свиты в разрезе участка рек Ай — Кирпичная. На основании резкой смены на этом участке комплексов фораминифер айской и найбинской свит сделано предположение о наличии

между ними стратиграфического несогласия. Установлено, что отложения айской свиты на р. Найбе содержат комплекс фораминифер, отличающийся от такового из стратотипа айской свиты и составляющий одно целое с комплексом найбинской свиты. Уточнены датировки нижнемеловых толщ Сахалина.

Проблема существования, распространения и палеонтологического датирования нижнемеловых отложений на Сахалине обсуждается с 30-х гг., когда О. И. Буниным и Е. М. Сметовым на севере [17], а Т. Мацумото на юге острова [22] были выделены предположительно альбские отложения. От решения этой проблемы зависят палеогеографические и палеотектонические реконструкции для мезозоя, что в конечном итоге определяет наши представления об истории геологического развития региона. Напомним, что еще не так давно [14] считалось, что на большей части Сахалина поздне-меловой седиментации предшествовал перерыв, охватывающий значительную часть мезозоя.

Новые материалы по геологии и палеонтологии нижнего мела на Сахалине появились в результате среднемасштабного геологического картирования и стратиграфических исследований В. Н. Верецагица [3]. Наиболее важные данные получены при изучении Найбинского спорного стратиграфического разреза меловых отложений [1]. В айской свите по р. Ай Г. А. Эйхгорном, а затем в найбинской свите по р. Найба Т. Д. Зоной найдены остатки *Cleoniceras* sp., что подтвердило альбский возраст низов разреза. В айской свите по р. Ай (рис. 1) авторами обнаружены многочисленные тонкие пласты органогенно-обломочных известняков, аналогичных апт-альбским «орбитолиновым известнякам» серии Нижнее Эдзо о. Хоккайдо [2]. Вместе с орбитолинами Т. В. Туренко [20] в этих отложениях описан комплекс мелких фораминифер, представленный большим числом как песчанистых, так и известковистых видов: *Rhabdammina* sp., *Bathysiphon alexanderi* Cush., *B. vitta* Nauss, *B. brosegi* Tappan, *Saccammina complanata* (Franke), *Hyperamminoides barksdalei* Tappan, *Ammodiscus cretaceus*

(Reuss), *A. planus* Loeblich, *Glomospira corona* Cushman et Jarvis, *Glomospirella gaultina* (Bertelin), *Reophax trojeri* Tappan, *Haplophragmoides obesus* Takayanagi, *H. aff. formosus* Tak., *Asanospira teshioensis* (Asano), *A. aff. nakagawaensis* (Asano), *Flabellamina* sp., *Dorothia hokkaidoana* Tak., *Eggerella graysonensis* (Tap-

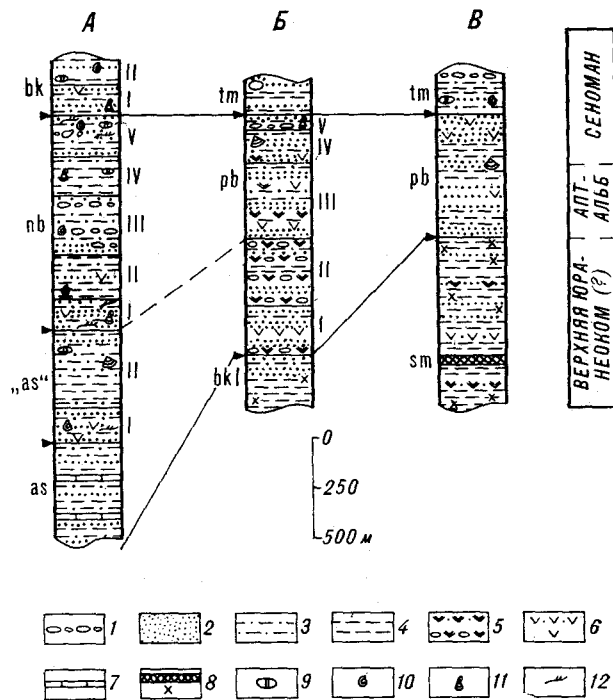


Рис. 1. Разрезы нижнемеловых отложений Западно-Сахалинских гор.

А — Найбинский опорный разрез, В — разрез в районе рек Ельной и М. Орловки, В — разрез в районе ключа Самохинского. Справа от колонок даны индексы пачек (I—V). 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — туфы псаммитовые и псефитовые, 6 — туффиты, примесь вулканогенного материала, 7 — известняки, 8 — яшмы, кремнистость, 9 — конкреции, 10 — аммониты, 11 — иноцерамы, 12 — растительные остатки.

pan), *Quinqueloculina minima* Tappan, *Nodosaria* sp., *Lagena elongata—costata* Kapt.—Tcsher., *Tristix globuliferum* (Reuss), *Fronicularia ungeri* Reuss, *F. kanevi* Kaptarenko — Tchernousova, *Lenticulina ingenua* Tappan, *Saracenaria dutroi* Tappan, *S. pseudonavicula* Marie, *Vaginulina incompta* Reuss, *V. exilis* (Reuss), *Vaginulinopsis schloenbachi* (Reuss), *Citharina recta* (Reuss), *C. intumescens* (Reuss), *C. aff. penna* Tak, *C. truncata* (Reuss), *Dentalina strangulata* Reuss, *D. dettermani* Tappan, *D. catenula* Reuss, *D. multicostata* d'Orb., *D. auberina* d'Orb., *D. aff. nana* Reuss, *D. aff. gracilis* d'Orb., *Marginulina bullata* Reuss, *M. reussi* Tak., *M. texasensis* Cushman, *Ramulina* sp. a Tak, *Oolina simplex* Reuss, *O. apiculata* Reuss, *Globorotalites* sp., *Gyroidina depressa* (Alth), *G. aff. orbicella* Bandy, *Eponides morani* Tappan, *Cibicides polyrraphes* (Reuss), *Anomalina slavutitchi* Kapt.—Tchernousova, *Conorboides aff. horkeri* Barten et Rrand., *C. lamplughii* (Sherlock), *Pullenia* sp. a Takayanagi, *Pallaimorphina ruckerae* Tappan, *Orbitolina* off. *shikokuensis* Yabe et Hanzawa, *Trocholina burlini* Gorbachik, *T. aff. aptiensis* Jovcheva — Michailova, *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. trocoidea* (Gandolfi), *H. washitensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan). В этом комплексе наряду с видами, имеющими широкое стратиграфическое распространение, обнаружены формы, характерные для отложений аптальбского возраста о. Хоккайдо [24], Техаса [21], Арктического клона Аляски [25], Днепровско-Донецкой впадины [10], Восточных Карпат [12].

В этой же свите найдены остатки аммонитов: *Crantziceras* sp., *Marshallites* sp. (cf. *M. columbianus* Mc Learn.), *Desmoceras* sp., *Parajaubertella* sp., иноцерамов: *Inoceramus dunveganensis aiensis* Zonova (данный иноцерам найден также в основании найбинской свиты на реках Ай и Найбе, в последнем местонахождении он был встречен вместе с *Cleoniceras* sp.); других двустворок (*Neilo* cf. *higoensis* Hayami), неопределенных гастропод. В слоях, первоначально отнесенных к айской свите по р. Найбе, найдены остатки *Anahoplites* sp. [5], *Inoceramus aff. crispus* Mant.

За пределами Найбинского района нижнемеловые отложения выделены в нескольких пунктах. На восточном побережье Тонино-Анивского полуострова Ю. Н. Тарасевичем [18] в поле распространения новиковской свиты найдены альбские *Sonneratia* sp. и *Pterotrigonia hokkaidoana* Yehara. Севернее р. Найбы А. А. Капица [9] уже давно относил предположительно к альбу побединскую свиту (подайнуские слои), а также толщу, подстилающую так называемые актеонелловые слои в Александровском районе. А. И. Теплов [19] обратил внимание на присутствии в основании мелового

разреза существенно аргиллитовой толщи (буюклинских слоев), вскрытой бурением в Поронайской низменности, и предположил их раннемеловой возраст. В. П. Мытарев похожую толщу описал в бассейне р. Арково, вычленив ее из состава далдаганской серии. После изучения ее по ключу Самохинскому толща стала именоваться самохинской толщей (или свитой). В. П. Коновалов и З. Н. Пояркова [11] изучили актеонеллы из этого района и показали, что их возраст — средний — поздний альб. Авторами данной статьи черные кремнистые аргиллиты буюклинских слоев обнаружены еще в нескольких разрезах центральной части Главного мелового поля.

В итоге в Западно-Сахалинских горах установлена следующая последовательность толщ в низу мелового разреза (см. рис. 1): 1. Кремнисто-вулканогенная толща верховьев ключа Самохинского и речек, впадающих в Татарский пролив, от Ноями на юге до Мангидая на севере. 2. Толща черных кремнистых аргиллитов с пластами зеленых яшм на этом же участке. Буюклинские слои в более южных районах. 3. Вулканогенно-терригенный флиш: побединская свита на севере и ее аналоги на юге — айская и найбинская свиты.

Между толщами 2 и 3 (или внутри толщи 2) располагаются актеонелловые слои. Верхняя часть побединской свиты и большая часть найбинской свиты охарактеризована обильной сеноманской фауной.

В Восточно-Сахалинских горах к нижнему мелу (юра — нижний мел) относят верхнюю часть набильской серии: хойскую свиту или ее верхнюю подсвиту [15]. По данным А. И. Жамойды [4], остринская и хойская свиты содержат единый «набильский» комплекс радиолярий. Е. В. Краснов [16] из остринской и нижнехойской свит определил верхнеюрские кораллы. Недавно новые коллекции радиолярий из хойской свиты изучила Л. И. Казинцова [8]. Она считает эту свиту альб-сеноманской и сопоставляет ее с самохинской толщей, имеющей такой же комплекс радиолярий.

В поле развития набильской серии известны находки палеозойской фауны и микрофауны. По-видимому, геологическая карта Восточно-Сахалинских гор еще недостаточно точна, и к набильской серии отнесены различные по возрасту литологически близкие толщи.

Таким образом, нижнемеловые отложения на Сахалине существуют и пользуются достаточно широким распространением. Их присутствие палеонтологически доказано. Остается неясным положение границ нижнего мела. В отношении нижней границы сказать что-либо определенное сейчас трудно, так как пограничные слои юры и мела очень слабо охарактеризованы палеонтологически. По границе же альба и сеномана

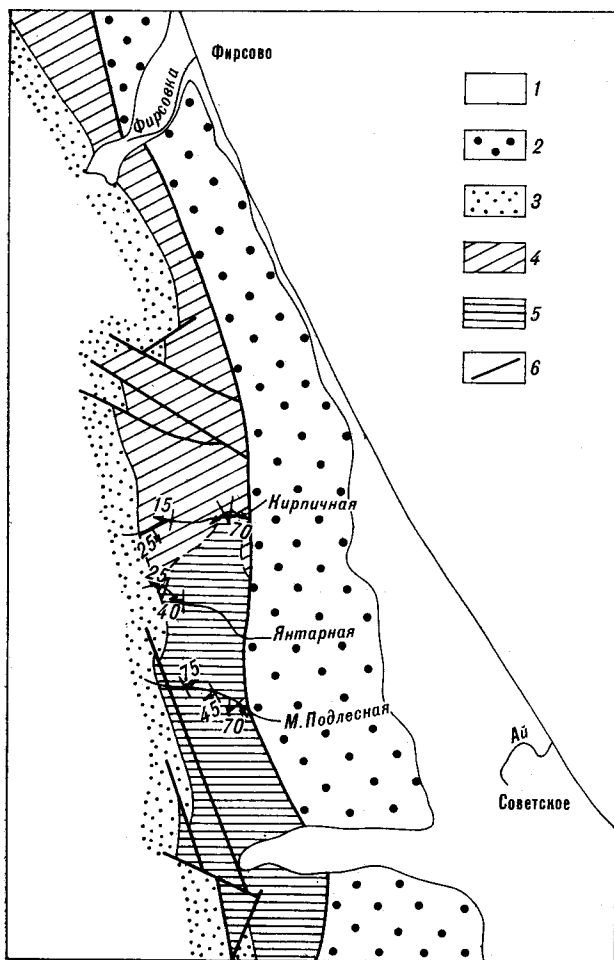


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Ай — Кирпичная (по данным Жилиякова А. А. и др.).
 1 — четвертичные отложения, 2 — марьямская свита, 3 — найбинская свита, 4 — айская свита с «найбинским комплексом» фораминифер, 5 — айская свита с «айским комплексом» фораминифер, 6 — тектонические нарушения.

последние годы авторами статьи получены новые интересные данные. При дополнительном изучении низов Найбинского опорного разреза Т. В. Туренко установлено, что слои, относящиеся к айской свите по р. Найба, содержат комплекс фораминифер, характерный для найбинской свиты. С целью уточнения объема айской свиты проведено изучение ее разрезов к северу от р. Ай, по рекам Подлесная, Янтарная и Кирпичная (рис. 2). Установлено следующее.

Литологически айская свита имеет много общего с низами найбинской свиты, где относительно мало псаммитового материала. Она сложена алевролитами и аргиллитами с тонкими частыми прослоями мелкозернистых песчаников и глинисто-известковыми конкрециями. Принципиальным отличием айской свиты от найбинской служат пласты органогенно-обломочных известняков. В самих известняках и

во вмещающих породах выявлен комплекс фораминифер с *Orbitolina* aff. *shikokuensis*, аналогичный таковому из айской свиты р. Ай. Кроме того, в этом комплексе дополнительно обнаружены нижнемеловые формы: *Ammodiscus rotularius* Loeb. et Tappan, *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan, *H. aff. calculus* Cush. et Wat., *H. kirki* Wicken, *Globulina sub-spherica* Berth., *Globorotalites* aff. *umbilicatus* Loet., *G. aff. michelinia* Orb., *G. alaskensis* Tappan, *G. aff. subconicus* (Morr), *Gyroidina globosa rumoiensis* Takayanagi, *Anomalina* aff. *hostaensis* Moros., *Allomorphina minima* Cush., *Conorboides minutissima* Tappan, *C. umiatensis* (Tappan), *Hedbergella globigerinelloides* (Subb.). Смена этого комплекса комплексов найбинской свиты *Clomospira* *corona*, *Ammobaculites* *gratus* во всех разрезах участка Ай — Кирпичная происходит резко, без переходных слоев. Это дает основание предполагать, что между айской и найбинской свитами может существовать стратиграфическое несогласие.

В одном из пластов органогенно-обломочного известняка на р. М. Подлесная обнаружены остатки аммонита *Cleoniceras* sp., двустворок: «*Nucula*» cf. *ishidoensis* Yabe et Nag., «*N.*» sp. (cf. «*N.*» *albensis* Orb.), *Neilo* cf. *higoensis* Hayami, *Mesosacella* aff. *insignis* (Nag.), *Variamussium* aff. *kimurai* Hayami, *Propeamussium* sp., *Monia* cf. *aptiana* Hayami, «*Lucina*» sp. (cf. *L. kotoi* Nagao), гастропод. Там же, чуть ниже по разрезу, в разрушенной известковой конкреции найдены обломки плохо сохранившегося иноцеррама, очень похожего на *Inoceramus anglicus* Woods и *Inoceramus* cf. *dunveganensis aiensis* Zon. На р. Янтарная примерно на этом же уровне найдены отпечатки *Inoceramus* cf. *dunveganensis aiensis* Zon. «*Nucula*» sp. (cf. «*N.*» *albensis* Ort.).

Комплекс айской свиты, если исходить из очевидной корреляции ее с группой Нижнее Эдзо о. Хоккайдо, апт-альбский. В найбинской свите р. Найба, как уже отмечалось, встречен ряд альбских моллюсков. Следовательно, граница альба и сеномана проходит внутри найбинской свиты. В этом мы согласны с Т. Мацумото [22, 23], М. А. Пергаментом [13], Ю. Д. Захаровым и др. [6], Т. Д. Зоной [7]. Точнее границу провести трудно; возможно, она проходит в середине нижненайбинской подсвиты, выше последней находки *Cleoniceras* sp. Удобнее ее провести [13] по границе нижней и верхней подсвиты, т. е. в основании пласта конгломерата, обнаженного по притокам р. Найба (руч. Зависть и др.).

Подводя итог изложенному, можно предположить следующие датировки сахалинских толщ: остринская свита — поздняя юра, нижнехойская подсвита (возможно, ее верхняя часть),

самохинская толща и буюклинские слои — неом, верхнехойская подсвита и побединская свита — апт — сеноман, айская свита — апт —

альб, найбинская свита — альб — сеноман. Возраст верхненовиковской подсвиты, по-видимому, апт-альбский.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Верещагин В. Н., Занова Т. Д. и др.* Найбинский опорный стратиграфический разрез верхнемеловых отложений Сахалина. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеанского научного конгресса. М., 1979.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
3. Геология СССР. Остров Сахалин. Геологическое описание. Т. 33. М.: Недра, 1970.
4. *Жамойда А. И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Дальнего Востока СССР. М.: Недра, 1972.
5. *Журавлев Ю. Г.* О находке Anaporphites в мелу Южного Сахалина. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 2.
6. *Захаров Ю. Д., Калишевич Т. Г., Кривошапкина В. С.* Граница нижнего и верхнего мела в разрезах Сахалина. — ДАН СССР, 1978, № 278, № 3.
7. *Занова Т. Д.* Представители альбских иноцерамид на Дальнем Востоке и описание их связочных полосок. — В кн.: Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
8. *Казинцова Л. И., Рождественский В. С.* Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор. — Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
9. *Капица А. А.* Краткий очерк меловых образований Сахалина. — В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961.
10. *Каптаренко-Черноусова О. К.* Фораминиферы нижнеокрейдных відкладів в Дніпровско-Донецької Западни. Київ: Наукова думка, 1967.
11. *Коновалов В. П., Пояркова Э. Н.* Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1982, т. 50, вып. 4.
12. *Мятлюк Е. В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел — палеоген). Л.: Недра, 1970. (Тр. ВНИГРИ, вып. 282).
13. *Пергамент М. А.* Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 146.
14. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приамурья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
15. *Савицкий В. О., Маргулис Л. С.* Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 21.
16. *Савицкий В. О., Краснов Е. В.* О присутствии морской верхней юры на Сахалине. — Геол. и геофиз., 1970, № 3.
17. *Смезов Е. М.* Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. Л.: Гостоптехиздат, 1953. (Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 6).
18. *Тарасевич Ю. Н.* О находке нижнемеловой фауны на о. Сахалин. — Изв. Сах. отд. ГО СССР, 1971, вып. 2.
19. *Теллов И. А.* Буюклинские (нижнемеловые (?)) слои в центральной части Сахалина. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. (Тр. ВНИГРИ, вып. 224).
20. *Туренко Т. В.* Фораминиферы меловых отложений Сахалина. Автореф. канд. дис. Л., 1971.
21. *Frizzell D. L.* Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas. — Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept., Invest., 1954, N 22.
22. *Matsumoto T.* A biostratigraphic study on the Cretaceous deposits of the Naibuchi Valley, South Karahuto. — Proc. Imp. Acad. Japan, 1938, 14, N 6.
23. *Matsumoto T.* Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. 1942. Pt. 1—3. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D. Geol.
24. *Takayanagi Y.* Cretaceous Foraminifera from Hokkaido, Japan — Sci. Reports Tohoku Univ. Sendai, Japan, 1960, ser. 2, v. 32, N 1.
25. *Tappan H.* Foraminifera from the Arctic slope of Alaska, pt. 3, Cretaceous foraminifera. — Profess. Paper U. S. Geol. Survey, 1962, N 236-C.

ВПО Сахалинморнефтегазпром,
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
18 мая 1983 г.

УДК 551.24(571.63)

А. О. Мазарович

СТРУКТУРА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Описаны новые данные по стратиграфии Южного Приморья и на их основе сделаны выводы о том, что структура западной части Сихотэ-Алиня является чешуйчато-надвиговой. Кратко сопоставлено геологиче-

ское строение некоторых зон Приморья и Японских островов, восстановлена их раннемезозойская палеогеография.

За время геологического изучения Приморского края создано более 20 разномасштабных тектонических схем и карт, по которым можно проследить изменение взглядов на тектонику Сихотэ-Алиня. Здесь выделяются два принципиально разных направления. Согласно первому — геосинклинальная система Сихотэ-Алиня была заложена на мощной континентальной коре [8, 22 и др.] или субконтинентальной коре [4, 18]. Структура региона представляется как ряд антиклинориев и синклинориев, разделенных вертикальными глубинными разломами северо-восточного, реже субширотного простирания. Второе направление предполагает первичное «океаническое» основание геосинклинальной системы Сихотэ-Алиня [4, 10, 16, 24 и др.]. В зависимости от той или иной точки зрения привлекаются существенно разные механизмы тектонических процессов, что приводит к весьма противоречивому толкованию истории тектонического развития Приморья на тех или иных ее этапах. Однако в конечном итоге вопрос о геологической структуре региона зависит от правильного решения задач стратиграфии палеозоя — нижнего мезозоя в западных отрогах и в самом хр. Сихотэ-Алинь. Не менее важным для понимания структуры региона представляется расшифровка тектонического положения и возраста массивов основных и ультраосновных пород, известных в литературе под собирательным термином «габброиды» [8, 9, 27].

В настоящей статье изложены некоторые материалы, полученные автором в 1977—1981 гг. на территории так называемого Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, которые позволяют ставить вопрос о широком распространении нижнего мезозоя в этом районе и о наличии надвиговых структур.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве примера геологического строения западных районов Сихотэ-Алиня рассмотрен район с. Бреевка, расположенного в верхнем течении р. Уссури. Здесь ранее картировалась крупная антиклинальная складка северо-восточного простирания. Считалось, что ее ядро слагается каменноугольной самаркинской свитой, а крылья — пермскими и нижнемезозойскими терригенными породами, прорванными в ряде мест интрузивами габброидов пермского возраста [9].

Полевые работы, проведенные автором совместно с В. С. Руденко, показали, что изученная территория сложена в основном нижним мезозоем, а ее структура является чешуйчато-надвиговой (рис. 1).

Низы разреза нижнего мезозоя в этом районе представлены вулканогенно-терригенно-кремнистой толщей среднетриасового возраста, строение которой можно изучить на водоразделе ключей Терешкин и Первый. Здесь снизу вверх обнажены:

1. Кремнистые породы, представляющие ритмичное переслаивание светло-серых, бежевых кремней (10—15 см) и кремнистых аргиллитов (1—2 см). Радиолярии*: *Archaeospongoprunum* sp., *Dictyomitrella deweveri* Nak. et Nish., *Yeharaia* cf. *japonica* Nak. et Nish., указывающие на анизийско-ладинский возраст; неопределимые обломки конодонтов. Маломощный (50 м) прослой зеленых порфиритов 300 м
2. Песчаники аркозовые мелкозернистые, иногда расслаиванные, алевролиты, прослой эффузивов основного состава, сланцев и кремней (2—3 м) 200 м
3. Кремни светло-серые с радиоляриями мезозойского облика, конодонты *Hindeodella* sp. (определение М. В. Пятаковой) 70 м

* Здесь и далее определения Н. Ю. Брагина (ГИН АН СССР).

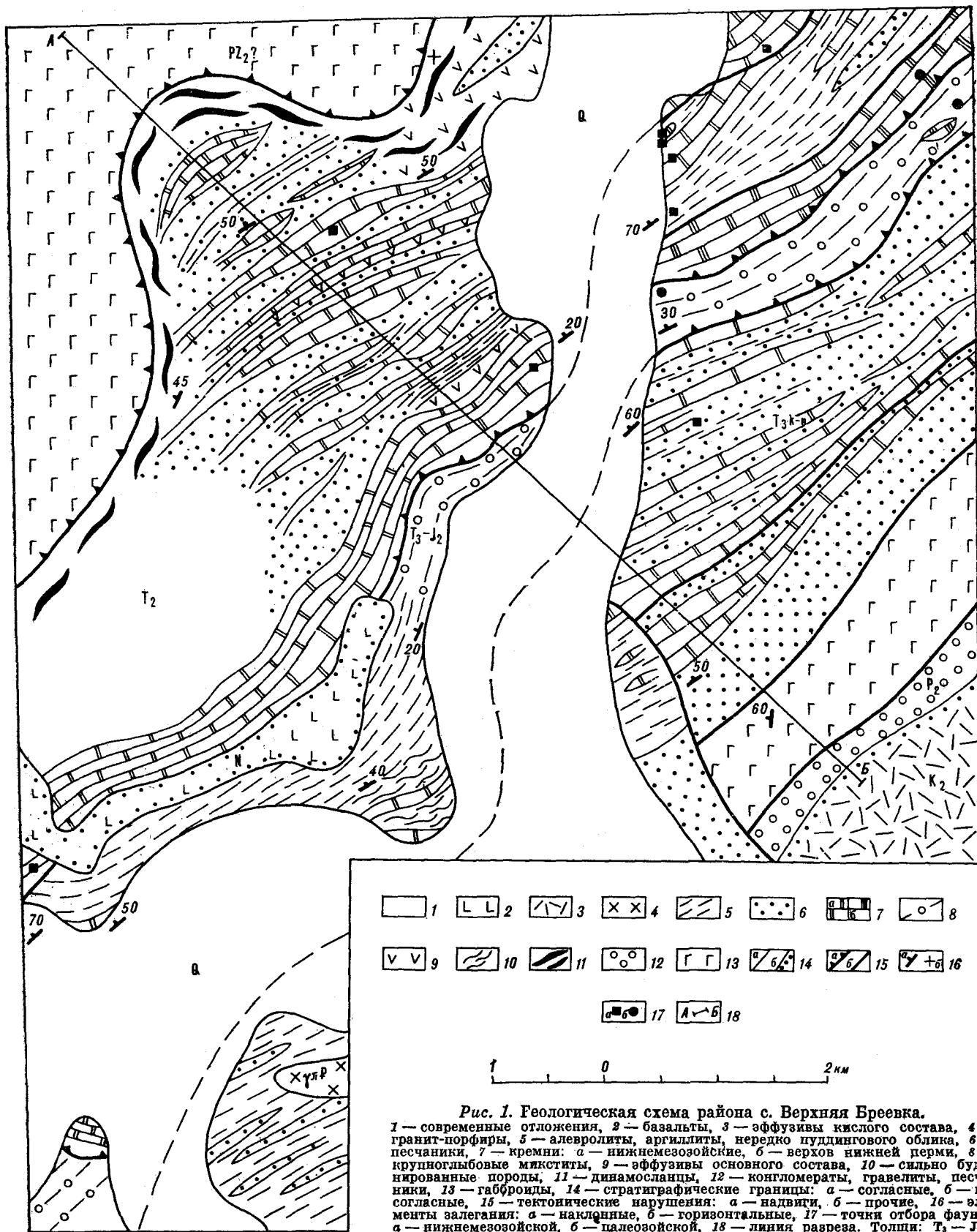


Рис. 1. Геологическая схема района с. Верхняя Бреевка.

1 — современные отложения, 2 — базальты, 3 — эффузивы кислого состава, 4 — гранит-порфиры, 5 — алевриты, аргиллиты, нередко пудингового облика, 6 — песчаники, 7 — кремни: а — нижнемезозойские, б — верхов нижней перми, 8 — крупноглыбовые микститы, 9 — эффузивы основного состава, 10 — сильно будинированные породы, 11 — динамосланцы, 12 — конгломераты, гравелиты, песчаники, 13 — габброиды, 14 — стратиграфические границы: а — согласные, б — несогласные, 15 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — прочие, 16 — элементы залегания: а — наклонные, б — горизонтальные, 17 — точки отбора фауны: а — нижнемезозойской, б — палеозойской, 18 — линия разреза. Толщи: Т₃ — J₂ — верхненорийская — среднечорская черносланцевая, Т₃к — п — карнийская — нижненорийская — терригенно-кремнистая, Т₂ — среднетриасовая вулканогенно-терригенно-кремнистая, Р₂ — верхнепермская терригенная.

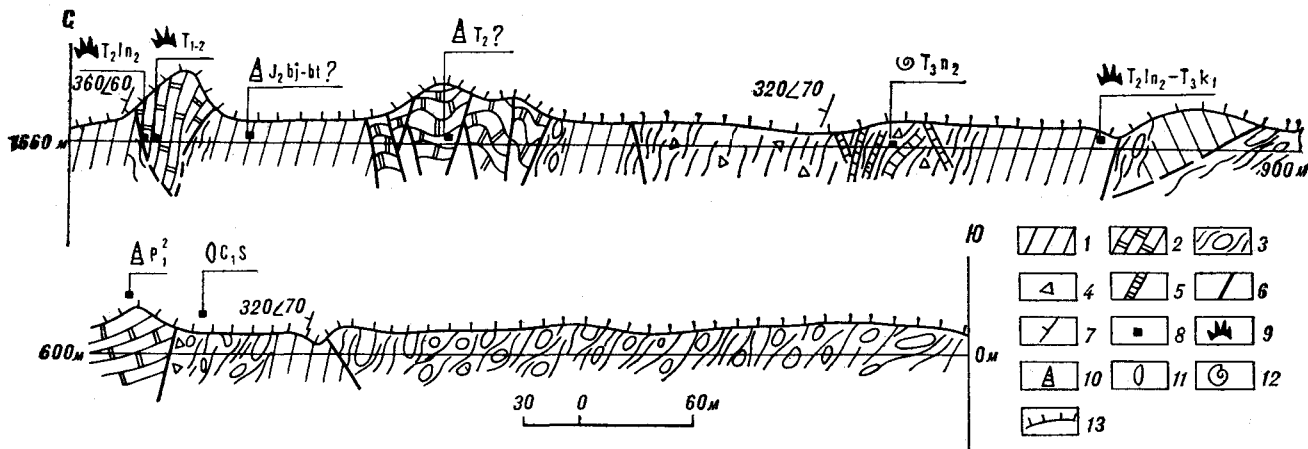


Рис. 2. Геологическое строение дорожной выемки Бреевка — Чугуевка.

1 — алевролиты, алевропелиты, 2 — кремни, 3 — крупноглыбовые микститы, 4 — брекчии, 5 — дайки щелочных лампрофириров, 6 — разломы, 7 — элементы залегания, 8—12 — точки отбора фауны: 9 — конодонты, 10 — радиолярии, 11 — фораминиферы, 12 — монотисы, 13 — верхняя кромка дорожной выемки.

4. Песчаники мелкозернистые, кремни светло-серые, алевролиты черного цвета, эффузивы основного состава. В нижней части пачки кремни слагают до половины ее разреза 350 м

5. Эффузивы основного состава, рассланцованные, с мощной (до 200 м) пачкой кремней и отдельными прослоями алевролитов, песчаники, алевролиты 4400 м
Общая мощность разреза 2020 м.

Контакты толщи тектонические. По нижнему из них она надвинута на черносланцевую толщу позднеюрского — батского? возраста, по верхнему — на вышеописанные среднетриасовые толщи надвинуты габброиды Бреевского массива.

Вблизи габброидов вулканы основного состава метаморфизуются, что хорошо видно на водоразделе ключей Викторов и Статья. Здесь они превращены в плейчатые динамосланцы, оси складок которых наклонены под массив под углом 40—50°. Мощность динамосланцев достигает 200 м, и всюду они приурочены к тектоническому контакту габброидов, который, судя по приуроченности к определенной горизонтали рельефа, является субгоризонтальным. Возраст массива принимается как допозднепермский, а возможно и еще более древний [25, 26 и др.] по аналогии с другими сходными массивами, расположенными в Сергеевской подзоне [8].

Составление последовательного стратиграфического разреза черносланцевой толщи затруднено из-за сильной тектонической переработки, но ее внутреннее строение хорошо видно в дорожной выемке шоссе Бреевка — Чугуевка (рис. 2).

Здесь, севернее скалы Церковь, обнажены сильно рассланцованные и катаклазированные песчано-алевропелитовые породы с «плавающими» обломками и гальками будинированных перекристаллизованных кремней, которые переслаиваются с перетертыми тектоническими гли-

нами. В одном из обломков обнаружен конодонт *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur. (определение М. В. Пятаковой), который позволяет датировать возраст этих пород как средний ладин — ранний карний. Выше залегают брекчированные глинистые сланцы, алевролиты и алевропелиты, обломочный материал которых представлен кварцем, спилитами, диабазами и кварц-альбитовыми породами. Отмечаются радиолярии *Nassellaria* плохой сохранности. В породах автором обнаружены пелециподы *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica* (Keyserling), *M. (E.) ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. (E.) ochotica* var. *densistriata* Teller., *M. (E.) ochotica* var. *eurhachis* Teller., *M. (E.) sublaeris* (Teller.), *Nalobia* sp., которые, по мнению И. И. Тучкова, датируют их возраст как позднеюрский. В верхах пачки появляются маломощные (первые метры) прослой известковистых алевролитов. Описанные породы по тектоническим контактам сменяются дислоцированными радиоляриевыми силицитами и кремнисто-глинистыми породами серых тонов. Иногда отмечаются сургучные яшмы и кремнистые аргиллиты бурых окрасок. Как кремнистые, так и кремнисто-глинистые породы содержат остатки конодонтов, а также радиолярии *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko et Nishimura, *Yeharia ahnolata* Nak. et Nish., *Dictyomitrella deweveri* Nak et Nish., *Tripocyclia* cf. *acythus* De Wever, указывающие на анзийско-ладинский возраст. Видимая мощность кремнистых пород 40 м. Через зоны дробления они сменяются глинистыми брекчированными сланцами, глинистыми кристаллическими силицитами с прослоями мраморизованных известковистых алевролитов. В глинистых сланцах собраны радиолярии *Gorgansium silviense* Pessagno et Blome, *Zortus* cf. *jonesi* Pessagno et Blome, *Farvicingula* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Hsuum* sp., *Hagiastrida*

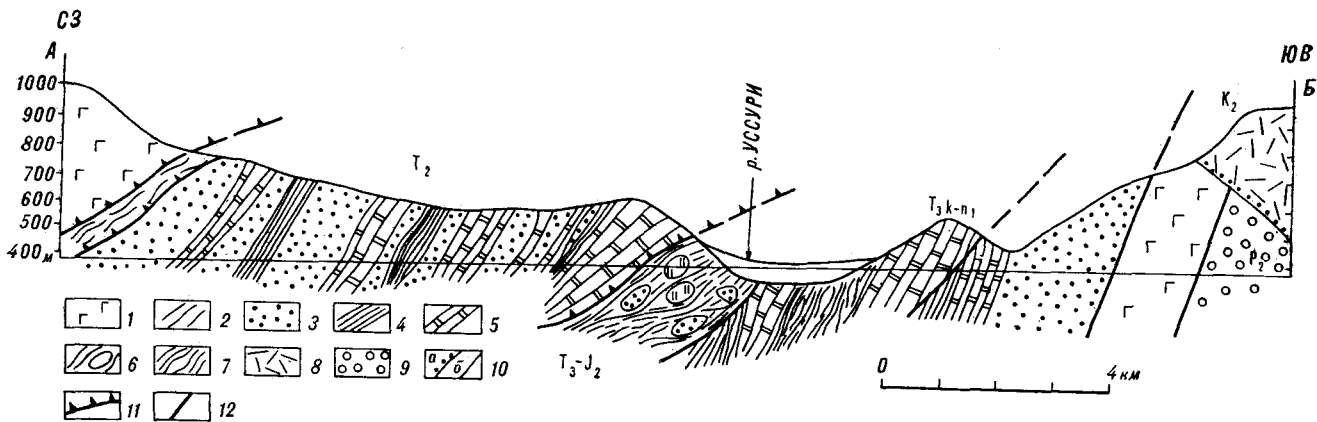


Рис. 3. Геологический разрез от сопки Синяя до г. Обзорная (линию разреза см. на рис. 1).
 1 — габброиды, 2 — динамосланцы, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, аргиллиты, 5 — кремни, 6 — микститы, 7 — сильно будинированные породы, 8 — эффузивы кислого состава, 9 — конгломераты, гравелиты, 10 — геологические границы: а — несогласные, б — согласные, 11 — надвиги, 12 — крутопадающие тектонические нарушения.

gen iudet., Zartus sp., Obesacapsula? sp., Pseudodictyomitra sp., разнообразные Nassellaria, указывающие на среднеюрский (байос-батский?) возраст вмещающих пород. Среди указанных сланцев находится блок кремнистых пород с радиоляриями Gorgansium sp. и многочисленными конодонтами Neospathodus sp., Hindeodella sp. (определение М. В. Пятаковой), которые позволяют датировать возраст как ранний — средний триас. Отсюда же, в 2 м выше по разрезу, собраны конодонты (определение М. В. Пятаковой) Gondolella cf. lascalovi Bud et Stef., известные из верхнего ладина Болгарии. Видимая мощность терригенных пород в выемке достигает 790 м. К черносланцевой толще мы относим также микститы, которые обнажены южнее скалы Церковь, сложенной светлосерыми кремнями с радиоляриями (сборы и определение В. С. Руденко) Latenofistula sp. (L. ex gr. astricta Nazarov), Latenodiota(?) sp. (L. ex gr. amfigna Nazarov), Praeconocaryomma? sp., Allailella sp. (Parafollicucullus sp., ex gr. P. fusiformis Holdworth et Jones, 1980), Tormentum sp. Nazarov, датирующие возраст вмещающих пород как конец ранней перми.

Микститы (термин М. Г. Леонова [19]) представлены милонитизированными, катаклазированными глинистыми сланцами темных красок, которые местами переполнены тектонически окатанными обломками песчаников и кремней. В сланцах отмечаются зеркала скольжения, многочисленные мелкие разрывы, глыбы и блоки зеленоватых аркозовых или субаркозовых песчаников, кремнистых пород, прокварцованных алевролитов. Недалеко от скалы Церковь обнаружена глыба брекчированных и мраморизованных известняков с фораминиферами (определение Б. В. Пояркова) Pseudoendothira(?) ex gr. struve Moell., Eostatlella aff. protval Ra-

us., которые указывают на серпуховской век раннего карбона. Глыбы в рельефе образуют скальные выходы, а их поверхности покрыты тектонической штриховкой.

Аналогичные породы прослеживаются на левом берегу р. Усури, но здесь они более рассланцованы и милонитизированы. В целом породы черносланцевой толщи перекрывают по тектоническим контактам терригенно-кремнистую толщу, сложенную алевролитами, кремнями и песчаниками, в которых обнаружены радиолярии Spongosaturnalis zapkei Kozur. et Mostler, S. elegans Kozur. et Mostler, Pseudoheiodiscus aff. riedele, указывающие на карнийско-раннеюрский возраст. В основании толщи залегают габброиды, сходные с породами Бреевского массива. По данным Ю. П. Бидюка, они надвинуты на триасовые и верхнепермские породы, представленные соответственно черными алевролитами и песчаниками.

Приведенный материал показывает, что в строении района можно выделить следующие структурные единицы: аллохтонный комплекс, сложенный массивом древних габброидов, рядом тектонических пластин вулканогенно-кремнистых образований раннемезозойского возраста и маломощной пластиной габброидов; автохтонный комплекс, сложенный триасовыми и пермскими терригенными породами; и неавтохтонный комплекс, сложенный кислыми вулканическими позднемелового возраста и базальтами неогена (см. рис. 1, 3). Чешуйчато-надвиговая структура осложнена интрузивными телами гранит-порфиров палеогенового возраста.

Сходная картина стратиграфии и тектоники наблюдается на севере Чугуевского района, где также установлены нижнемезозойские образования, слагающие серию тектонических чешуй и покровов, смятых в ряде случаев в син- и антиформные складки [14, 17].

Рассмотрим строение южных районов Приморья, прилегающих к побережью Японского моря. Здесь, в долине р. Кривая и в районе бухт Успение, Мелководная и Киевка, обнажены породы вангоуской серии, возраст которой определяется обычно как средний палеозой [8, 10].

В районе с. Чистоводное, где мы проводили работы, вангоуская серия сложена микститами, матрикс которых представлен черными кварц-хлоритовыми, кварц-серпичитовыми, хлоритовыми сланцами и алевроцелитами, в которых неравномерно распределены линзы и прослои аркозовых песчаников. Основная масса микститов сильно рассланцована, иногда смята в небольшие складки. В ряде мест отмечаются прослои зеленокаменно измененных эффузивов основного состава. Примечательной особенностью вангоуской серии является наличие многочисленных блоков и глыб пород разнообразного состава. В дорожных выемках шоссе Киевка — Чистоводное они образуют либо веретенообразные тела, либо изометричные обломки размером от сантиметров до 5—6 м, представленные черными и светло-серыми мраморизованными известняками, порфиритами, катаклазированными диабазами, спилитами и кварцевыми кератофирами (единичная находка). Значительную часть глыб составляют окварцованные грубо- и среднезернистые песчаники. Кремнистые породы слагают как мелкие глыбы (2 × 3, 5 × 5 м), так и крупные олистоплаки размером до 400 × 1500 м в сечении, нередко смятые в изоклинальные складки и представленные метаморфизованными кремнями светлых окрасок, чередующимися с темными кремнистыми аргиллитами. Мощность олистоплак оценивается в 100 м. Они имеют тектонические контакты, при приближении к которым часто возрастает дислоцированность вмещающих пород. В одной из глыб обнаружены конодонты *Neogondolella*, *Diplognattiodus* (определение И. С. Барского), указывающие на верхи нижней перми. Это определение ставит под сомнение представление о том, что вангоуская серия, по крайней мере исследованная нами часть, является силурийско-девонской. Исходя из ее большого сходства с породами раннемезозойского возраста более северных районов (Бревка, Кокшаровка), можно принять возраст серии как поздняя пермь — ранний мезозой, отдавая предпочтение последнему.

Породы вангоуской серии сильно катаклазированы, метаморфизованы и рассланцованы, что значительно затрудняет изучение этих образований. На побережье Японского моря, в районе бухт Успение — Киевка вангоуская серия совместно с серпентинитовым меланжем [13] образует ряд тектонических чешуй, на-

клоненных на северо-северо-запад под углами от 20 до 80°.

ВЫВОДЫ

Проведенные нами работы [16] показывают, что в рассмотренных районах широко распространены нижнемезозойские образования, слагающие систему тектонических чешуй, надвигов и покровов, вопрос о существовании которых неоднократно ставился в литературе [3, 5, 10, 11, 19]. На этом основании можно сделать вывод о том, что общепринятая схема тектонической зональности [8] нуждается в переработке и дополнении, которые уже отчасти проведены [20]. По нашему мнению, территорию «Главного антиклинория Сихотэ-Алиня» целесообразно выделить в качестве Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны с рядом подзон (Сергеевская, Уссурийская и Дунайская). Стратиграфия этого района должна основываться не на выделении свит, как это делается обычно [8 и др.], а на выделении толщ, что более соответствует положениям Стратиграфического кодекса СССР [23]. На основании этого принципа устанавливается следующая стратиграфическая последовательность, которая несомненно нуждается в уточнении и детализации.

Низы разреза Западно-Сихотэ-Алинской зоны слагаются эффузивами основного состава,

Таблица 1

Основные комплексы радиоларий среднего — верхнего триаса Западно-Сихотэ-Алинской зоны (определения Н. Ю. Брагина, сборы — автора статьи)

Возраст	Приморье	Япония
Верхний норий — рэт (?)	<i>Gorgansium</i> sp., <i>Saturnalinae</i>	<i>Betraccium</i> , <i>Gorgansium</i> , <i>Poulpus</i> , <i>Canoptum</i> , <i>Saturnalinae</i>
Верхний карний — нижний норий	<i>Caphodoce venusta</i> Pessagno, <i>C. crystallina</i> Pessagno, <i>Capnuchosphaera mexicana</i> Pessagno, <i>Loffa</i> sp., <i>Sarla</i> sp., <i>Triassocampe nova</i> Dumitrica, <i>Eucyrtidium pessagno</i> Nak. et Nish. <i>Saturnalinae</i>	
Ладин — нижний карний	<i>Emiluvia?</i> <i>cochleata</i> Nak. et Nish. <i>Yeharaia japonica</i> Nak. et Nish. <i>Yeharaia annulata</i> Nak. et Nish., <i>Triassocampe deweveri</i> (Nak. et Nish.), <i>Archaeospongoprimum hellenicum</i> De Wever, <i>Eptingium manfredi</i> Dumitrica	
Анизий — ладин	<i>Archaeospongoprimum japonicum</i> Nak. et Nish., <i>A. tenue</i> Nak. et Nish., <i>A. compactum</i> Nak. et Nish., <i>Triassocampe deweveri</i> Nak. et Nish., <i>Yeharaia japonica</i> (Nak. et Nish.), <i>Y. annulata</i> Nak. et Nish., <i>Eptingium manfredi</i> Dumitrica	

Сопоставление сихотэ-алинского комплекса (Уссурийская подзона — Южное Приморье) с группами Тамба, Мино, Каиноаши (пояс Тамба, Мино — внутренняя зона Юго-Западной Японии), по данным [2, 6, 16, 28—35]

Объект сопоставления	Сихотэ-алинский комплекс	Группы Тамба, Мино, Каиноаши
<p>Возраст Состав основных толщ</p> <p>Фауна, определяющая возраст толщ</p> <p>Мощность, м</p> <p>Структура</p>	<p>Пермь? средний триас — средняя юра</p> <p>1. Кремнистые породы: ритмичное переслаивание кремней (2—10 см) и кремнистых аргиллитов (0,5—2 см)</p> <p>2. Микститы: Цемент: алевролиты, аргиллиты, силициты, черные сланцы; иногда градационная слоистость; ритмичность, признаки течения неконсолидированного материала; прослой песчаников, основных эффузивов, кремней, гравелитов. Фауна: монотисы, радиолярии</p> <p>Глыбы: а) известняки каменно-угольного — пермского возраста. (С₁ — Р); часто брекчированы, содержат остатки фораминифер, водорослей и пр.; размер от сантиметров до 120 м, б) кремни конца ранней перми, среднего триаса, позднего триаса. Радиолярии, конодонты, в) песчаники, г) спилиты</p> <p>3. Основные эффузивы с глыбами известняков: спилиты, базальты, алевролиты, кремни. Глыбы известняков позднепалеозойского возраста. Возраст: поздняя пермь — поздний триас</p> <p>4. Песчаники: кварцевые полевошпатовые граувакки, аркозы, полевошпатовые граувакки, граувакковые аркозы</p> <p>Радиолярии (см. табл. 1) Конодонты</p> <p>5500—6000</p> <p>Чешуйчато-надвиговые структуры, смятые в анти- и синформы</p>	<p>Пермь? средний триас — поздняя юра</p> <p>1. Кремнистые породы: ритмичное переслаивание кремней (1—15 см) и кремнистых аргиллитов (0,1—4 см)</p> <p>2. Микститы: Цемент: зеленоватые силициты; градационная параллельная слоистость; оползневые текстуры; прослой песчаников, шиллоулав, кремней, конгломератов</p> <p>Глыбы: а) известняки каменно-угольного — пермского возраста, часто брекчированы, фораминиферы, остатки других ископаемых организмов; размер: от сантиметров до 10 м, б) кремни, в) песчаники, г) основные эффузивы</p> <p>3. Основные эффузивы с глыбами известняков позднепермского возраста, определенно по фораминиферам из известняков</p> <p>4. Песчаники: полевошпатовые граувакки, аркозы, граувакки, субграувакки</p> <p>Радиолярии (см. табл. 1) Конодонты</p> <p>3000—6000</p> <p>Чешуйчато-надвиговые структуры, смятые в анти- и синформы</p>

содержащими глыбы верхнепалеозойских известняков, алевролитов и габброидов [8, 14] мощностью до 3000 м. Соотношения этих пород с более древними (например, слюдистыми песчаниками позднепермского возраста) неизвестны. В толще кроме спилитов, базальтов и их туфов присутствуют кремнистые породы и алевролиты, которые постепенно вверх по разрезу переходят в вулканогенно-терригенно-кремнистые толщи с радиоляриями и конодонтами среднетриасового возраста (до 2000 м). Возраст толщи эффузивов с глыбами известняков принимается как верхи поздней перми — средний триас. Вулканогенно-терригенно-кремнистые толщи постепенно сменяются существенно кремнистыми толщами с конодонтами и радиоляриями карний-ранненорийского возраста (до 600 м). Здесь кремнистые сланцы сочетаются с пачками алевролитов, аргиллитов, в которых заключены глыбы песчаников, кремней и алевролитов. Фауну радиолярий, собранную в отложениях средне-верхнего триаса Западно-

Сихотэ-Алинской зоны, можно выделить в четыре основных комплекса (табл. 1), что подчеркивает неслучайность этих находок. Выше залегает верхненорийская — среднеюрская толща, сложенная алевролитами, алевропелитами, черными глинистыми сланцами, в которых заключены прослой и пачки кремней, песчаников и эффузивов основного состава. Характерной чертой толщи являются следы течения неконсолидированного материала, а также многочисленные глыбы пород, отвечающие по составу и возрасту как породам приведенного выше разреза, так и верхнепалеозойским известнякам. В верхах разреза увеличивается роль песчаников и гравелитов, стратиграфически выше которых находятся щелочные базальтоиды погской свиты позднеюрского возраста, которые указывают на начало нового этапа развития региона. Все более древние толщи объединены нами в сихотэ-алинский комплекс, который соответствует по объему тудовакской свиты и улахинской серии в прежней номенклатуре [8]. Ван-

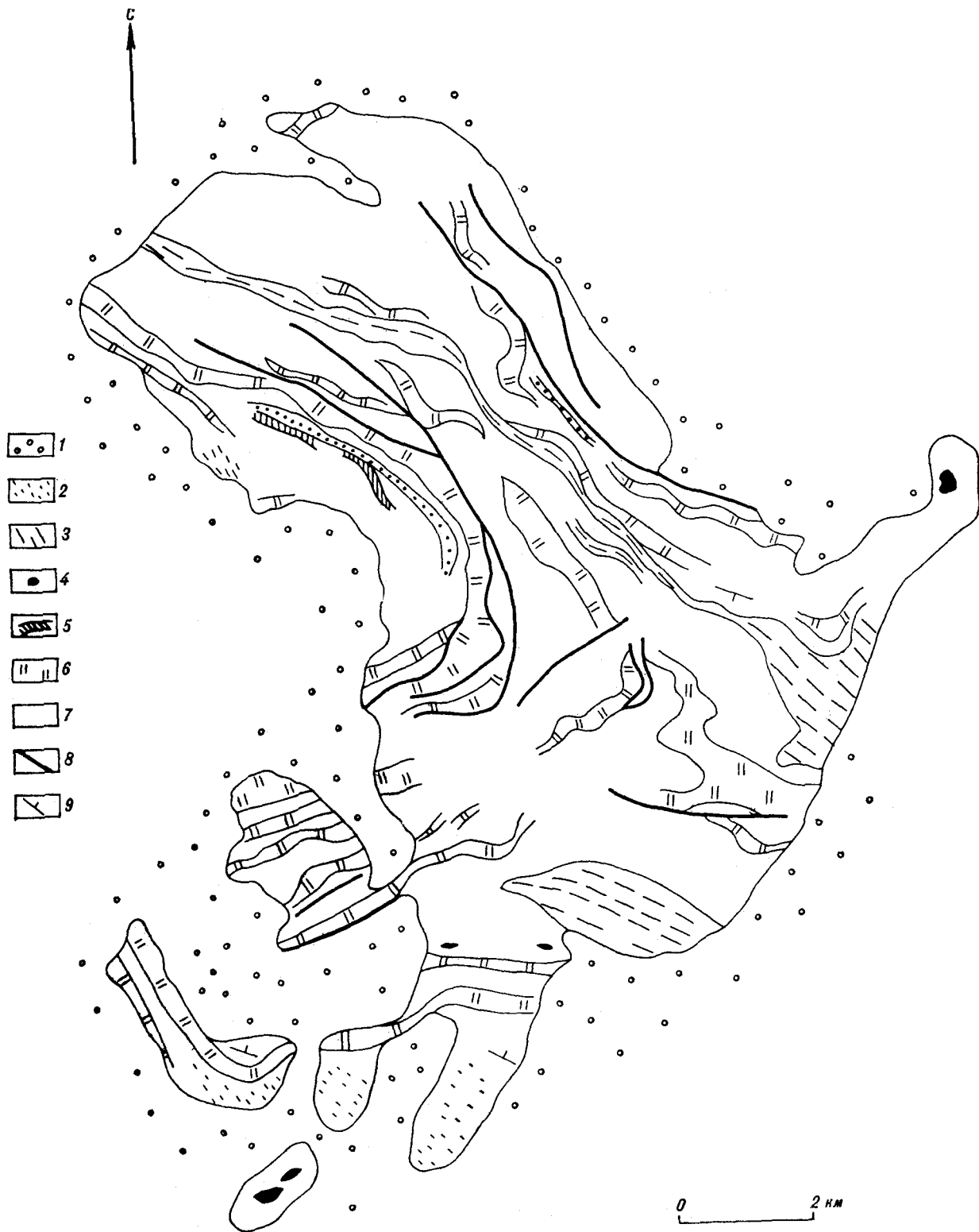


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Нишихара [34, с упрощениями].
 1 — четвертичные отложения, 2 — песчаники, 3 — сланцы, 4 — известняки, 5 — эффузивы, 6 — кремни, 7 — микститы, 8 — разломы, 9 — элементы залегания.

гоуская серия является стратиграфическим аналогом комплекса, под которым понимается совокупность вулканогенных, вулканогенно-терригенно-кремнистых, кремнистых и терригенных толщ указанного выше состава, взаимоотношения между которыми и возраст не всегда являются однозначными. Возраст комплекса определяется как верхи поздней перми — средняя юра.

Как было показано в начале статьи, породы сихотэ-алинского комплекса находятся в сложных, чаще всего тектонических соотношениях как со среднепалеозойскими габброидами, так и с триасовыми алевритами, имеющими, несомненно, мелководный характер (районы сел Павловка, Архиповка). Они нередко слагают пакеты тектонических чешуй, наклоненных в северо-западном направлении, подвержены складчатым деформациям, прорваны массивами гранитоидов как мелового, так и более молодого возраста. Приведенные признаки (литологические, тектонические, палеонтологические) характерны и для образований, известных на Японских островах в пределах «геосинклинали Хонсю» (рис. 4, табл. 2) [28—35], что позволяет подойти к реконструкциям раннемезозойской приокеанической зоны. Эта проблема не входит в задачи настоящей статьи, однако отметим следующее.

Установленные черты сходства между группами Тамба, Мино, Каоаши на Японских островах и сихотэ-алинским комплексом в Южном Приморье позволяют утверждать, что здесь существовала единая Тамба-Уссурийская зона,

отвечающая палеосклону к глубоководному бассейну типа окраинного моря. Именно здесь, в условиях гравитационной неустойчивости формировались толщи, напоминавшие по своему виду олистостромы, «гидротектониты» [21], однако они являлись не индикаторами движения тектонических покровов*, а подводно-оползновыми аллохтонными массами. В «тылу» этого бассейна, западнее, располагалась Тюоку-Ханкайская зона, в пределах которой формировались прибрежно-морские и континентальные отложения (группы Аду, Минэ, монгуайская свита и др.) с флорой, некогда распространенной не только в двух рассматриваемых районах, но и на территории Корейского полуострова [6, 7]. Бассейн отделялся от впадины палео-Пацифики рядом поднятий (палеоострова Куросегава, Офунато, Китаками, Абукума, Кавалерово, Дальнегорск).

Позднее, в позднелурское — раннемеловое время, наступила фаза сжатия, в результате которой основание бассейна было деформировано, а сам он прекратил свое существование как единое целое. В этот же период были сформированы покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в Западно-Сихотэ-Алинской зоне и на Японских островах (районы Канто, Инуями, Ямагучи и др.). При этом движение масс осуществлялось от Азиатского континента. В туроне — раннем сенеоне произошла переориентировка направления движения, которая привела к становлению покровных и надвиговых структур Прибрежной зоны Приморья [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьева В. М. Вулканические среднепалеозойские образования вангоуской серии в Южном Приморье.— В кн.: Геология, магматизм и рудогенез в зоне перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
2. Белянский Г. С., Никитина А. П. Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край).— В кн.: Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Берсенев И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4.
4. Васильковский Н. П. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиций необратимого развития земной коры).— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968.
5. Виттенбург П. В. Геологические исследования в заливе Петра Великого.— Изв. Рос. АН 1. Новые данные по геологии Дальнего Востока. Петроград, 1918.
6. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
7. Геология Кореи. М.: Недра, 1964.
8. Геология СССР, т. 32. Приморский край, ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1969.
9. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973.
10. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский шов. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972.
11. Лазарев Л. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края.— Тр. 17-й сессии Межд. геол. конгресса 1937 г., т. II, М., 1939.
12. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 344).
13. Мазарович А. О. Офиолитовые аллохтоны Приморья.— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 3.
14. Мазарович А. О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня.— Геотектоника, 1981, № 5.
15. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое.— Геотектоника, 1982, № 1.
16. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дис. М., 1982.
17. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4.

* Это не исключает наличие «истинных» олистостромов, например, см. [17].

18. *Мирошников Л. Д.* История развития палеозойской структуры.— В кн.: Геологическое строение мезокайнозойских впадин Южного Приморья. Л., 1971.
19. *Обручев В. А.* Геология Сибири. Т. 2. Средний и верхний палеозой. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
20. *Олейник Ю. Н.* Тектоническое районирование Приморского края.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
21. *Размахнин Ю. Н.* О следах подводных деформаций в юрских (?) и меловых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня.— В кн.: Инф. сборник, № 2. Владивосток: Приморское кн. изд-во, 1961.
22. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Наука, 1978.
23. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1979.
24. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М 1 : 2 500 000. Магадан: ГУГК, 1979.
25. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
26. *Шкодзинский В. С.* Габброиды междуречья Сучана и Судзухе.— В кн.: Инф. сборник № 5. Владивосток: Приморское кн. изд-во, 1964.
27. *Щека С. А., Октябрьский Р. А. и др.* Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье.— В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
28. Geology and Mineral Resources of Japan. Third Edition, 1977, v. 1, Geology.
29. *Iijima A., Kakuwa Y. et al.* Shallow-sea, organic origin of the triassic, bedded chert of central Japan.— J. Faculty Sci., 1978, v. 9, N 5.
30. *Isozaki Y., Matsuda T.* Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", Western Hills of Kyoto, South-West Japan.— J. Geosci., Osaka City University, 1980, v. 23, art. 3.
31. Tamba Belt Research Group. Paleozoic and Mesozoic System in the Tamba Belt (Part 4). Lithofacies and geologic structure of the Tamba Group at the northwestern hills of Kyoto City.— Earth Sci., 1979, v. 33, N 3.
32. Tamba Belt Research Group. Paleozoic and Mesozoic System in the Tamba Belt (Part 5). Permian and Triassic Conodont Fossils in the northwestern hills of Kyoto City.— Earth. Sci., 1979, v. 33, N 5.
33. Tamba Belt Research Group. Paleozoic and Mesozoic System in the Tamba Belt (Part 6). Geology of southeastern part of Keihokuchō, Kitakuwada, Kyoto Prefecture.— Earth Sci., 1980, v. 34, N 4 (169).
34. *Tanaka K.* Kanoashi Group, an olistostrome, in the Nichihava area, Shimane Prefecture.— J. Geol. Soc. of Japan, 1980, v. 86, N 9.
35. *Yao A., Matsuda T., Isozaki Y.* Triassic and Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan.— J. Geosci., Osaka City University, 1980, v. 23, art. 4.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
19 октября 1983 г.

М. Л. Красный, В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Проведена интерпретация гравитационного поля по серии геофизических профилей в пределах Курило-Камчатского региона, получено решение обратной задачи на ЭВМ. В результате построена плотностная модель сейсмоакустического фундамента. С привлечением данных сейсмогеологической модели, вещественно-

го состава и возраста драгированных горных пород делается вывод о широком развитии в рассматриваемом регионе некогда единого палеозойско-мезозойского фундамента, на котором развивались разнородные тектонические структуры более позднего этапа заложения.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на существенный прогресс, связанный с активными морскими геолого-геофизическими исследованиями, наши знания о вещественном составе и возрасте фундамента остаются весьма гипотетичными. Геологическое драгирование позволяет иметь ясность по этому вопросу только в тех местах, где породы фундамента выходят на поверхность дна. Сейсмические исследования, применяемые при морских геофизических работах, как правило, выполняются в модификации метода отраженных волн, что либо исключает получение данных о скоростных параметрах разреза, либо эти сведения носят неопределенный характер. Лишь применение корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) позволяет ликвидировать этот пробел, однако такие исследования в силу своей трудоемкости крайне малочисленны.

Рассматриваемый регион включает в себя последовательный ряд тектонических элементов, составляющих в целом переходную зону: эпимезозойская Охотоморская плита, Курильская глубоководная котловина, Курило-Камчатская и частично Алеутская островные дуги, одноименные глубоководные желоба, краевой океанический вал Хоккайдо и подводная возвышенность Обручева.

В настоящем сообщении предпринята попытка использовать гравитационное поле в редукации Фая для создания плотностной модели акустического фундамента, морфология которого достаточно хорошо известна.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью удаления гравитационного влияния плотностных неоднородностей нижнего этажа земной коры и верхней мантии проведена операция исключения нелинейного регионального фона путем трансформации поля в верхнее и нижнее полупространство на ряд уровней в трехмерном варианте. Анализ относительных глубинных характеристик [1] позволил определить оптимальный уровень пересята, оказавшийся равным 15 км над уровнем съемки. Таким образом получена остаточная аномалия $\Delta g_{ост} = \Delta g_{фан} - \Delta g_{фанf}$ ($h = 15$ км), из которой вычтен гравитационный эффект, рассчитанный от слоя воды ($\sigma = 1,03$ г/см³) и осадочных отложений, плотность которых принята по данным сейсмических исследований равной 1,9—2,2 г/см³.

Аппроксимация интерпретируемых разрезов выполнялась трапецидальными блоками, с заданными в них априорными плотностями (для различных типов разрезов — от 18 до 60 блоков), полученными на основании известных соотношений [6, 11]. Данные о скоростях продольных волн в пределах акустического фундамента принимались либо непосредственно по сейсмическим данным [8], либо их интерполяцией. Оптимизация моделируемых систем выполнена на ЭВМ ЕС в ИВЦ Сахалингеология на основе метода решения обратной задачи в линейной постановке [3].

Ограничение предполагаемых плотностных неоднородностей в моделируемых системах по вертикали задавалось на двух уровнях: 10 и 15 км. Последняя величина оказалась пред-

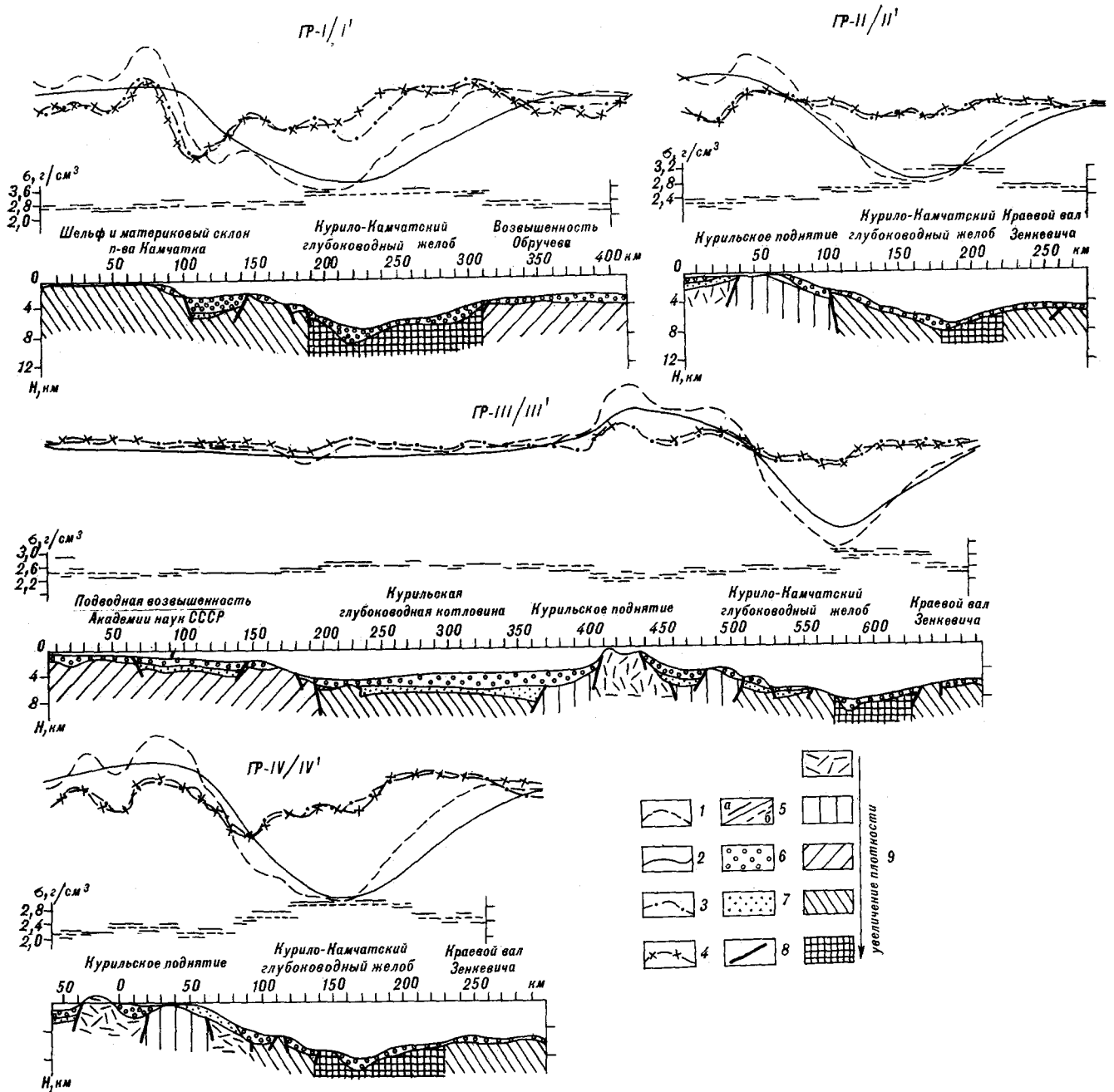


Рис. 1. Плотностная модель сейсмоакустического фундамента по геофизическим разрезам.

1—4 — аномалии силы тяжести: 1 — в редукции Фая, 2 — трансформированные в верхнее полупространство на высоту 15 км, 3 — остаточные, 4 — вычисленные, 5 — график изменения плотности: а — отдельных блоков внутри сейсмоакустического фундамента, б — осредненных значений, 6 — слабодислоцированные осадочные отложения ($\bar{\sigma}=2,0 \text{ г/см}^3$), 7 — уплотненные осадочные отложения ($\bar{\sigma}=2,18 \text{ г/см}^3$), 8 — разломы, 9 — шкала изменения осредненных плотностных характеристик сейсмоакустического фундамента. Местоположение разрезов см. на рис. 2.

почтительнее в смысле сходимости результатов расчетов. Оценка точности определения плотностей в блоках проведена решением обратных задач на «теоретических» моделях, имитирующих каждый из разрезов.

Вероятная погрешность решения для каждого аппроксимирующего блока находится в пределах $\pm 0,02-0,06 \text{ г/см}^3$, что при ошибках в

исходных наблюдениях $\pm 5-10 \text{ мГл}$ является вполне допустимым. Наиболее неустойчивые решения, полученные на предельных ограничениях, имеют место в районе приосевых частей желобов, плотностные характеристики которых следует рассматривать лишь с качественных позиций. Это тем более справедливо, что методически здесь сразу заложены завь-

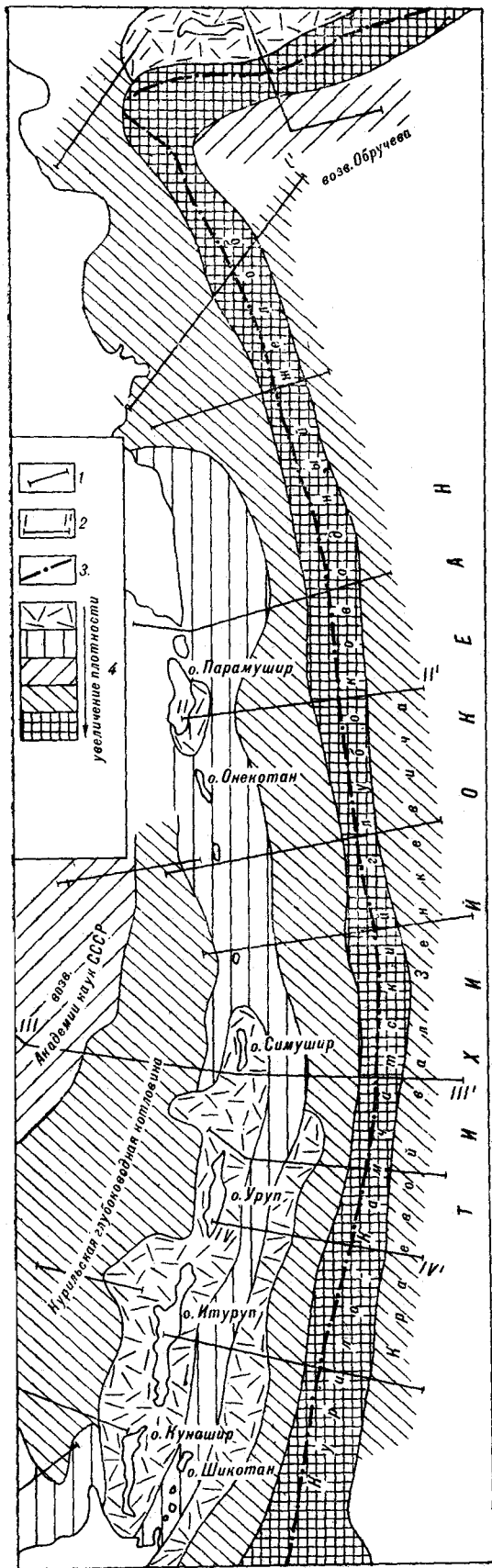


Рис. 2. Плотностная модель сейсмоакустического фундамента Курило-Охотского региона.

1 — местоположение расчетных профилей, 2 — местоположение и номера разрезов, приведенных на рис. 1, 3 — оси Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов, 4 — шкала изменения осредненных плотностных характеристик сейсмоакустического фундамента.

шенные расчетные плотности, так как при едином нижнем ограничении блоков вертикальная их мощность в приосевых частях желобов по сравнению с окружающими значительно меньше.

Учитывая неоднозначность решения обратной задачи в данной постановке, заключающейся прежде всего в невозможности абсолютно достоверно выделить расчетную аномалию от искомого объекта, следует иметь в виду, что получена некоторая интегральная характеристика плотностных свойств акустического фундамента. Для сглаживания влияния возможных погрешностей и учитывая неодинаковую горизонтальную мощность отдельных блоков, дополнительно проведено осреднение плотностных параметров, которые и отражены на прилагаемых геолого-геофизических разрезах и схеме распределения плотностных характеристик сейсмоакустического фундамента по площади (рис. 1, 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Прежде всего обращает на себя внимание определенная закономерность в выделении крупных зон, объединенных близкими плотностными характеристиками. Простирание указанных зон и их пространственное положение хорошо совпадает с известными тектоническими элементами. Наибольшая (?) плотность пород (необходимо учитывать сделанные ранее замечания), слагающих сейсмоакустический фундамент, предполагается в приосевой части глубоководных желобов: Курило-Камчатского и западной части Алеутского. Ширина их распространения колеблется от 150 до 300 км; зоны повышенной плотности располагаются примерно симметрично относительно оси желобов. Близкие плотностные характеристики ($\bar{\sigma} = 2,60-2,80 \text{ г/см}^3$) получены в районах Курильской глубоководной котловины, серии антиклинорных структур на внутреннем склоне желоба (Фронтальная и Авачинская) и верхней части внешнего склона желоба с примыкающим краевым океаническим валом Зенкевича.

Подводные возвышенности Академии наук СССР (Охотское море) и Обручева (Тихий океан) имеют схожие плотностные параметры ($\bar{\sigma} = 2,40-2,55 \text{ г/см}^3$).

Тектонический комплекс	Пределы изменения скоростей (V), км/с [8] (обобщенные)	Плотность $\sigma=0,9709+$ $+0,3041 V$, г/см ³ [6] (Сахалин, Приморье, Япония, Камчатка)	Плотность $\sigma=1,82+$ $+0,18 V$, г/см ³ [11] (Сахалин, Камчатка)	Расчетная плотность σ (г/см ³) по данным решения обратной задачи гравиметрии	Гипотетическая возрастная приуроченность основных структурных элементов акустического фундамента
Палеозойский Мезозойский (T—K ₁)	5,70—6,40 4,90—5,40	2,70—2,89 2,46—2,64	2,85—2,97 2,70—2,79	2,60—2,80	Курильская глубоководная котловина, Фронтальный и Авачинский горст-антиклинории, внешний склон Курило-Камчатского желоба и краевой океанический вал Зенкевича
Мезозойский (K ₂)	3,50—4,43	2,04—2,31	2,45—2,61	2,40—2,55	Подводные возвышенности Академии наук СССР и Обручева, горст-антиклинорные поднятия Малой Курильской дуги и хребта Витязь
Кайнозойский	1,60—3,80	1,45—2,13	2,11—2,50	2,00—2,35	Горст-антиклинорное поднятие Большой Курильской дуги

Малая Курильская гряда и ее подводное продолжение в виде хр. Витязя по плотностным параметрам ($\bar{\sigma}=2,40$ г/см³) объединяются в области средних Курильских островов с Большой Курильской дугой, и фундамент этого типа прослеживается до широты диагонального Камчатского разлома, где севернее сменяется более плотными породами (2,70 г/см³), характерными для вышеописанных антиклинорных структур. Минимальными плотностными параметрами ($\bar{\sigma}=2,00-2,35$ г/см³) характеризуются поднятие Большой Курильской дуги от о. Хоккайдо до о. Симушир, а также район внешнего синклинория и Командорский блок Алеутской островной дуги.

Оценивая в целом для всего региона картину распределения интегральных плотностных характеристик, можно констатировать, что проведенные расчеты для ряда тектонических элементов, с одной стороны, хорошо укладываются в рамки общепринятых геологических представлений о составе и возрасте фундамента, с другой — на первый взгляд вызывают недоумение близкие плотностные параметры, например фундамента краевого океанического вала и антиклинорных структур внутреннего склона желоба или возвышенностей Академии наук СССР и Обручева.

Попытаемся проанализировать результаты, опираясь на данные КМПВ и последнюю ин-формацию по вещественному составу и возрасту пород, полученных при драгировании фундамента.

На основании детальных исследований КМПВ К. Ф. Сергеевым и др. [8] составлена обобщенная сейсмогеологическая модель, характеризующая все крупные структурные элементы, пересекаемые профилем 1М—10. Эти данные, а также рассчитанные плотности сведены в таблице.

Учитывая неоднозначность и неустойчивость решения обратной задачи гравиметрии, необ-

ходимо осторожно относиться к последней графе таблицы, показывающей возможную возрастную приуроченность тех или иных структурных элементов, определяемую по интегральной характеристике плотности сейсмоакустического фундамента. Следует также иметь в виду, что поверхность акустического фундамента, как правило, гетерогенна и гетерохронна и зачастую может не являться «комплексом основания» в геологическом смысле. Кроме того, в его состав могут входить и в значительной степени литифицированные вулканогенно-осадочные отложения, как это, видимо, имеет место в пределах горст-антиклинорных поднятий Большой и Малой Курильских гряд, возвышенности Академии наук СССР. Тем не менее в настоящее время является все больше геолого-геофизических материалов [4, 5, 7, 8—10], анализ которых в совокупности с данными по приведенному плотностному моделированию акустического фундамента свидетельствует о наличии некогда единого палеозойско-мезозойского (?) фундамента, на котором развивались разнородные тектонические структуры более позднего этапа заложения.

Восточная граница распространения палеозойско-мезозойских (?) структурно-тектонических комплексов, развившихся на изначально специфической коре переходного типа, вероятно, не ограничивалась осью современного Курило-Камчатского глубоководного желоба, а находилась, по крайней мере, восточнее краевого океанического поднятия Хоккайдо. Об этом, кроме данных по вещественному составу и возрасту драгированных пород [5, 7, 9], свидетельствует относительно низкая плотностная характеристика сейсмоакустического фундамента вала. В этом случае следует предполагать незначительную мощность покровов шаровых базальтов, вскрытых в результате глубоководного бурения в пределах периферических структур Тихого океана [12, 13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные по плотностному моделированию сейсмоакустического фундамента Курило-Камчатского региона позволили охарактеризовать важнейшие тектонические элементы переходной зоны, образующие в целом систему линейных структурных элементов, находящихся на разной стадии тектонического развития.

Выявляется значительная гетерогенность сейсмоакустического фундамента, которая в первую очередь связана с тем, что в его состав для ряда тектонических элементов входят мощные толщи вулканогенно-осадочных отложений (горст-антиклинорные поднятия Большой и Малой Курильской дуги, Командорского блока Алеутской дуги, частично возвышенности Академии наук СССР).

На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных и близких плотностных характеристик сейсмоакустического фундамента, где он, вероятно, совпадает с комплексом основания (Курильская глубоководная котловина, горст-антиклинорные структуры внутреннего склона глубоководного желоба, краевой океанический вал Хоккайдо), предполагается широкое развитие мезозойско-палеозойского (?) фундамента, развивавшегося на изначальном специфической коре переходного типа. Для подтверждения этого тезиса предполагается провести плотностное моделирование по двум наиболее представительным профилям ГЗС, с учетом априорной геолого-геофизической информации по неоднородностям земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965.
2. Васильев В. И., Жильцов Э. Г., Суворов Л. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
3. Исеев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин). — Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
4. Красный М. Л., Неворов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас». Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
5. Красный М. Л., Неворов Ю. Л. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981.
7. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятие Хоккайдо). — Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
8. Сергеев К. Ф., Аргентова В. В., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации. — Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
9. Сергеев К. Ф., Остапенко В. Ф. и др. Краевой океанический вал Хоккайдо как переходная структура от континента к океану. — В кн.: Тез. докл. международного симпозиума «Строение и динамика переходных зон». М., 1983.
10. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. Новые данные о строении краевого океанического поднятия Хоккайдо. — Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
11. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1970.
12. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, U. S., Government Printing Office, 1973, v. 19.
13. Ibid., 1975, v. 31.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР,
Новоалександровск

Поступила в редакцию
27 апреля 1984 г.

Н. П. Романовский

ПЕТРОФИЗИКА ГРАНИТОИДНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ ПРИТИХООКЕАНЬЯ

Сопоставление геоморфологических, петрофизических, гравиметрических и сейсмических характеристик притихоокеанских орогенных сооружений Америки и северо-востока Азии с особенностями проявлений гранитоидного магматизма и эндогенной металлогении дает возможности выделения планетарных, региональных и локальных рудно-магматических систем и выявления

Несмотря на определенные различия в истории развития, строении и металлогенической специализации рудно-магматических систем (РМС) американского и азиатского сегментов Тихоокеанского рудного пояса, они обладают одним из основных общих признаков — близостью состава и возраста рудоносных магматических образований. Эволюция грандиозных проявлений мезозойско-кайнозойской орогении*, гранитоидного магматизма и сопутствующего оруденения самым тесным образом сопряжена здесь с глубокими преобразованиями литосферы в специфических условиях области длительного и активного сочленения жестких супергеоблоков Азии, Америки и Тихого океана [10, 15, 25—27]. Это обуславливает необходимость комплексного анализа геолого-геофизической информации при изучении РМС, прежде всего, в связи с петрофизическими особенностями гранитоидов как основной их составляющей, а также с глубинными характеристиками орогенных сооружений Притихоокеанья, с которыми гранитоидные РМС ассоциируются во времени и в пространстве. Установление таких глубинных критериев, которые позволяли бы целенаправленно изучать «структурно оформленные корни глубинных структур», а затем специализированно их сопоставить применительно к разным участкам Земли, является «важнейшей задачей геофизических исследований... не только в теоретическом отношении, но имеет также огромный практический смысл...» [13, с. 438].

* Орогенез здесь и далее рассматривается как процесс самостоятельный, который, «хотя часто следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает» [2, с. 99, 34].

их пространственно-временных связей с зонами глубинного разуплотнения литосферы. Тем самым уточняются причины и механизмы, обусловившие полихронность и специфику металлогенической специализации крупнейших геоблоков Тихоокеанского сегмента Земли.

Учитывая степень изученности названных регионов, автор статьи счел целесообразным ограничиться кратким суммированием широко известных результатов исследований орогенных гранитоидных РМС советского Дальнего Востока, уделив основное внимание рассмотрению геолого-геофизических характеристик аналогичных структурных элементов Америки.

СОВЕТСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Для отдельных районов советского Дальнего Востока [1, 4, 11, 18, 23, 28] и всей этой территории в целом [20, 21, 32, 38] соотношения мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма с особенностями глубинного строения (в том числе в связи с проблемами горообразования [14, 39, 42]) анализировались неоднократно, что позволяет прийти к следующим основным выводам.

Мезозойско-кайнозойские гранитоиды обладают устойчивым дефицитом плотности по сравнению практически со всеми вмещающими геологическими образованиями. По данным ~700 тыс. определений, выполненных для территории Востока СССР [4, 38], плотность осадочных пород мезозоя — позднего палеозоя изменяется от 2,40 до 2,82 г/см³, составляя в среднем 2,65 г/см³. Плотность вулканогенно-осадочных и осадочных пород, в различной степени метаморфизованных образований раннего и среднего палеозоя варьирует в пределах 2,50—2,90 г/см³ (среднее — 2,70 г/см³), метаморфических комплексов докембрия — 2,58—3,15 г/см³ (среднее — 2,70—2,85 г/см³), интрузивных образований базит-ультрабазитового состава — 2,75—3,25 г/см³ (среднее — 2,95 г/см³).

Гранитоиды обладают средней плотностью, близкой $2,60 \text{ г/см}^3$, следовательно, дефицит их плотности по отношению к перечисленным вмещающим породам составляет $0,05—0,35 \text{ г/см}^3$. Еще меньшей средней плотностью ($2,50—2,55 \text{ г/см}^3$) характеризуются вулканы кислого и умеренно кислого состава.

Большинство ареалов значительного развития кислого магматизма либо соответствует региональным гравитационным минимумам, либо тяготеет к ним. При этом достаточно широко представленные на поверхности вулканы, хотя и обладают наиболее низкой плотностью, тем не менее существенно уступают своим интрузивным аналогам в создании суммарного гравитирующего эффекта за счет незначительного распространения на глубину. В свою очередь, гранитоиды при формировании уровня поля силы тяжести играют доминирующую роль среди магматических образований: глубина нижних кромок крупных гранитных батолитов обычно оценивается в $10—15 \text{ км}$. Не следует также игнорировать возможность усиления «отрицательного» гравитирующего эффекта за счет глубинных продуктов анатектоидной гранитизации, когда не только гранитоиды, но и близкие им по плотности гранитизированные вмещающие породы формируют в разрезе земной коры огромные тела с устойчивым дефицитом плотности.

Важнейшая особенность литосферы на таких участках — инверсия плотности, которая выражена в изменении с глубиной относительного знака плотностных неоднородностей в смежных геологических структурах [20]. Наиболее отчетливо эти отношения устанавливаются для крупных горных сооружений: Сихотэ-Алиня, Баджала-Ямалия, Становика-Джугджура, Срединного Камчатского хребта и т. д. По гравитационным и сейсмическим данным глубины нижних кромок плотностных неоднородностей, формирующих региональные минимумы силы тяжести, во многих случаях оцениваются в $40—80 \text{ км}$. Следовательно, «корневые» части таких притихоокеанских орогенных сооружений северо-востока Азии представлены зонами разуплотнения, охватывающими вещество земной коры и верхней мантии.

Природа зон разуплотнения, фиксируемых гравитационными минимумами, скорее всего, полигенна: гравитирующее влияние «малоплотных» структурно-фациальных комплексов за счет увеличения их мощности в верхах земной коры, латеральные вариации состава низов палеокоры, наличие в коре значительных масс гранитоидов и гранитизированных пород, разогрев и разуплотнение низов коры и верхней мантии и т. д. [4, 11, 38]. Сложность оценок влияния каждой из этих компо-

нент очевидна, однако вклад огромных масс кислого магматизма в создание гравитирующих эффектов над большинством орогенных сооружений представляется весьма значительным.

Фиксируя участки интенсивной глубинной перестройки литосферы в мезозое и кайнозое, зоны инверсии плотности, по всей вероятности, представляют собой тектономагматические системы разных таксономических классов. Их высокая металлогеническая продуктивность в сочетании со специфическими петрофизическими и другими геолого-геофизическими признаками позволяет отождествлять такие структурные элементы с различно специализированными гранитоидными РМС [29—31]. Характер пространственных сочетаний последних свидетельствует о наличии в пределах северо-востока Азии таксонов не только регионального, но и суперрегионального (планетарного) класса [31].

СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Излагаемые результаты получены на основе комплексного анализа исходных данных, сведенных в единой картографической проекции (рис. 1, 2): геоморфологических [5], геологических [6], металлогенических [12], гравиметрических [9], сейсмических [40] и петрофизических [29, 45, 47].

Притихоокеанские орогенные сооружения Америки в геоморфологическом отношении представлены крупнейшей Андийско-Кордильерской горной системой. Она состоит из серии субпараллельных хребтов со средними высотами $2—3 \text{ км}$ (максимальные отметки $6—8 \text{ км}$), окаймляющих прерывистые пояса внутренних плато и плоскогорий. Общая протяженность горной системы превышает 18 тыс. км при ширине в южной части $\sim 900 \text{ км}$ и в северной — более 1500 км (см. рис. 1, а).

Сопоставляя высоты рельефа, интенсивность аномалий Буге и сейсмические характеристики западных районов США, можно предположить, что изостатическая компенсация столь значительных горных сооружений только за счет земной коры вряд ли возможна. Мощность последней здесь изменяется от 25 до 45 км [44]. Следовательно, вещество верхней мантии должно находиться в стадии разуплотнения.

Гравитационные минимумы Северной и Южной Америки отличаются значительной протяженностью, четкой морфологической выдержанностью и высокой интенсивностью. Контурь экстремальных понижений поля силы тяжести, устанавливаемые по западной и восточной гравитационным ступеням (на разных участках в интервале значений от -40 до -160 мГл),

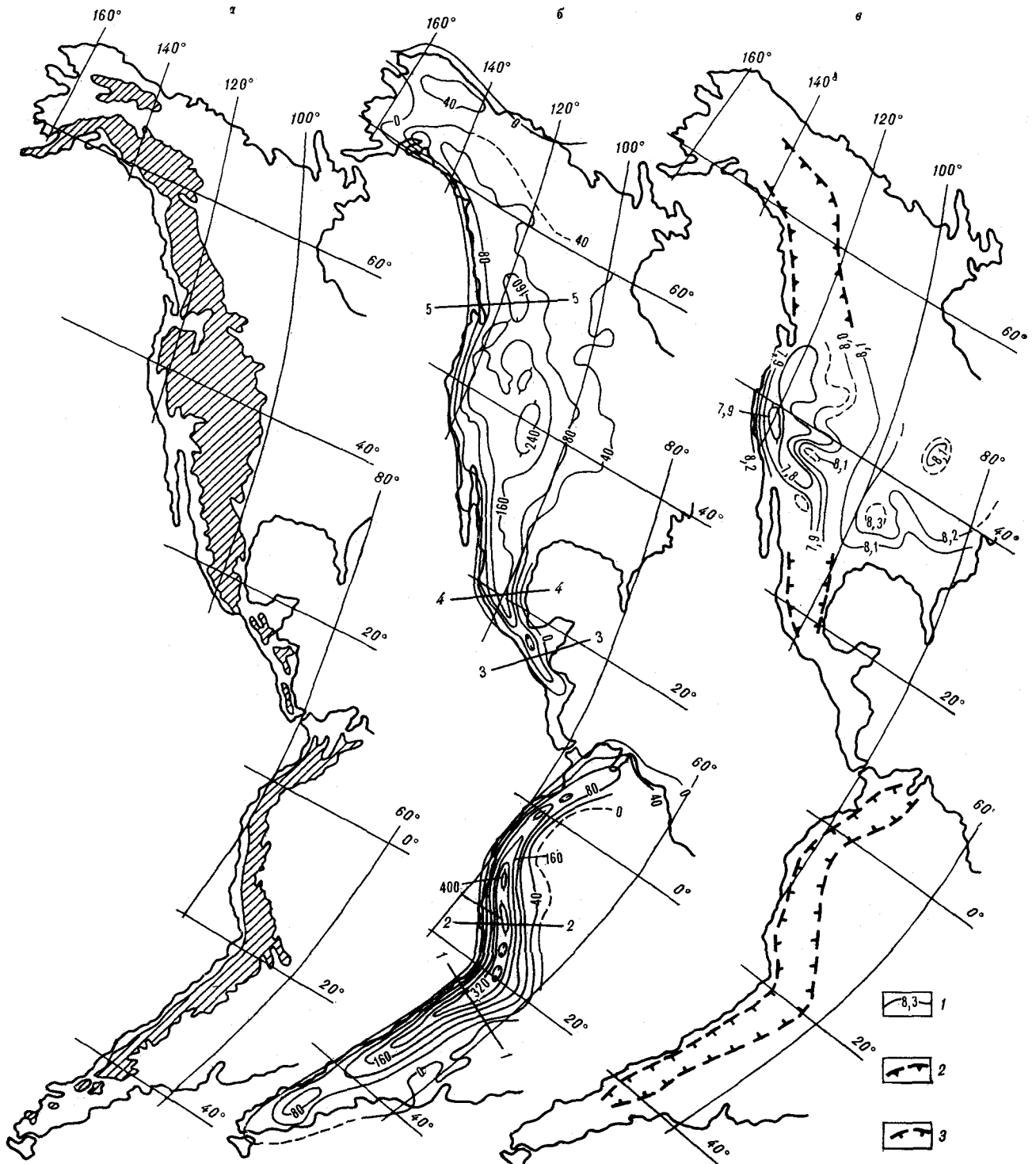


Рис. 1. Геоморфологическая, гравиметрическая и сейсмическая характеристика притихоокеанских орогенных сооружений Америки.

а — схема Андийско-Кордильерской горной системы по [5]; заштриховано от отметки рельефа 1 км и более, б — схема гравитационных минимумов по [9]; показаны изолинии 0, -40, -80, -160, -240, -320, -400 мГл; номера расчетных профилей по [33], в — схема сейсмических характеристик по кровле верхней мантии по [40]: 1 — изолинии V_p км/с, 2 — границы зоны пониженных значений V_p , 3 — границы предполагаемых зон понижения значений V_p .

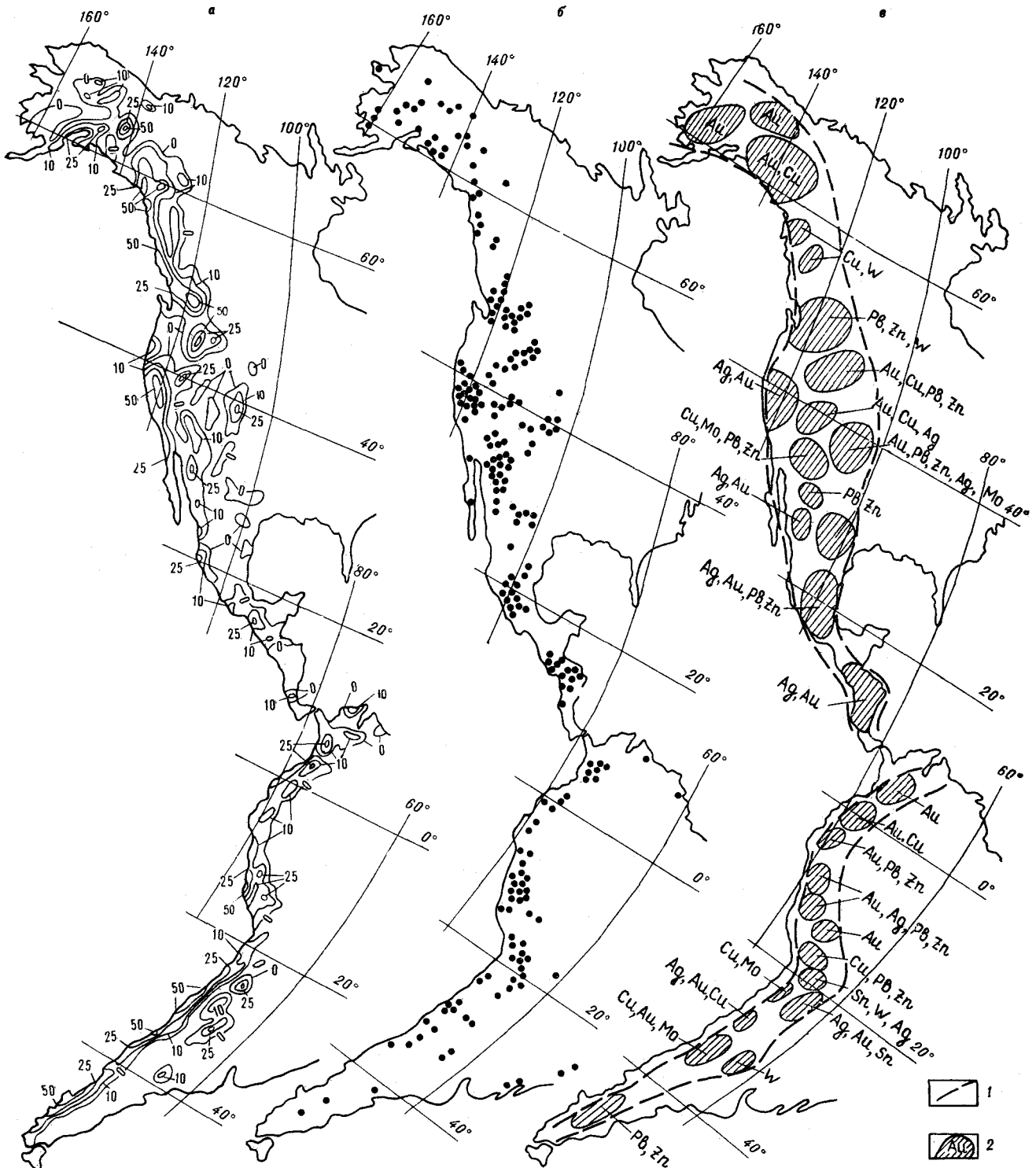


Рис. 2. Гранитоидные рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Америки.
 а — схема распространения гранитоидов на уровне современного эрозионного среза: показаны изолинии концентраций 0, 10, 25 и 50% по [6], б — схема размещения эндогенных месторождений (показаны точками), ассоциирующихся с гранитоидами по [12], в — схема гранитоидных рудно-магматических систем: 1 — планетарных, предположительно мантийного заложения, 2 — региональных, предположительно коромантийного заложения; индексами показана металлогенная специализация.

достаточно близко отвечают границам Андийско-Кордильерской горной системы, определенной по изогипсе 1 км (см. рис. 1, а, б). Расчеты, выполненные по пяти профилям [33], позволили ориентировочно оценить глубину залегания нижних кромок аномалообразующих объектов в 200—350 км для орогенных построек Южной Америки и в 340—500 км — Северной Америки при средней величине разуплотнения вещества в коре и мантии 0,02—0,03 г/см³. Ранее [46] количественная интерпретация была выполнена по профилям, один из которых пересекал Перуанско-Чилийскую часть регионального гравитационного минимума в районе профиля 2, а другой — Канадскую часть минимума силы тяжести несколько севернее профиля 5 (см. рис. 1, б). В первом случае при условии не меняющейся по латерали плотности слоев земной коры экстремуму регионального гравитационного минимума соответствует зона разуплотнения верхней мантии на глубинах 40—180 км при ширине зоны 200—250 км и дефиците плотности ~0,2 г/см³. Во втором случае экстремуму аналогичной аномалии отвечает обращенный острием вверх клиновидный выступ разуплотненной мантии. Ширина выступа на глубине 70 км составляет ~300 км, верхняя его кромка удалена от поверхности на 30—35 км, положение нижней кромки не показано. Дефицит плотности в этом блоке [46] составляет 0,05—0,06 г/см³.

В связи с представлениями о мантийном уровне нижних кромок зон регионального разуплотнения литосферы интересны данные о наличии низкоскоростной верхней мантии под горными сооружениями запада США. Зона пониженных скоростей продольных волн по кровле мантии [40, 44] уверенно прослеживается с севера на юг через всю страну, достаточно близко отвечая как североамериканскому минимуму силы тяжести, так и наиболее высокой части Андийско-Кордильерской горной системы (см. рис. 1, а — в). Скорость продольных сейсмических волн (V_p) в границах зоны обычно изменяется в пределах 7,8—8,0 км/с, понижаясь на локальных участках до аномально низких для мантии величин 7,4—7,5 км/с. На востоке США и в прибрежных акваториях Тихого океана скорость продольных волн обычно составляет 8,0—8,3 км/с. Предполагается, что глубина зоны низкоскоростной (разогретой и разуплотненной) мантии здесь может достигать 160 км [34].

Понижение скоростей в верхней мантии коррелируется с подобными же явлениями для нижних и средних уровней земной коры. Так, зона низкоскоростной мантии под Кордильерами США ($V_p < 8$ км/с) и зона пониженных скоростей в коре ($V_p < 6,5$ км/с), по данным К. Л. Кука [8], практически совпадают в сво-

их восточных границах на отрезке между 36 и 48° с. ш.; западные, «прибрежные» их ограничения при этом существенно различны.

С учетом представлений о соотношениях плотности и скоростной характеристик [16, 37, 38] можно предположить, что понижению скорости продольных волн под орогенными сооружениями США в среднем на 0,2—0,3 км/с соответствует разуплотнение вещества на тех же горизонтах литосферы, близкое 0,05—0,08 г/см³.

Различия в оценках дефицита плотности и соответственно глубины нижних кромок плотностных неоднородностей под орогенными сооружениями отдельных районов американского сегмента Тихоокеанского рудного пояса не могут повлиять на основной вывод, следующий из рассмотренных материалов: зоны регионального разуплотнения под такими сооружениями представляют собой структуры глубинного, подкорового заложения.

Несмотря на более слабую изученность Канады сейсмическими методами, Ю. Херрин [40] полагает, что общая картина распределения скоростных характеристик на канадском отрезке Андийско-Кордильерской горной системы аналогична таковой на территории США. Вероятно, отмечает этот автор, выделение зон низкоскоростной мантии правомерно по отношению к западным районам всей Северной Америки. Представляется, что установленные корреляционные связи между средними высотами рельефа, уровнем гравитационного поля и сейсмическими данными в сочетании с результатами количественной интерпретации по отдельным пересечениям Анд позволяют «экстраполировать» зоны глубинного разуплотнения и на Южную Америку (см. рис. 1, в).

Интрузивные комплексы гранитоидных РМС Андийско-Кордильерских орогенных сооружений представлены породами от диоритов и адамелитов до лейкократовых гранитов, часто с монцитонидным уклоном. С ними тесно как во времени (циклы триасово-юрский, юрско-меловый, мел-палеогеновый, неогеновый), так и в пространстве (общая тенденция к миграции в глубь континента с омоложением возраста) ассоциируются вулканогенные образования от андезитодацитов до липаритов и трахилипаритов. Пик кремнекислотности пород [6, 10, 19], т. е. формирование вулканоплутонических ассоциаций с наибольшим дефицитом плотности, приходится на поздний мел — палеоген.

Для определения распространенности гранитоидов в отдельных районах и устойчивости их связей с зонами глубинного разуплотнения литосферы, выделения и локализации гранитоидных РМС использован способ количественной оценки, ранее применявшейся при аналогичных исследованиях северо-востока Азии

[32]. Территория орогенных сооружений Америки и смежных областей была разбита на 1400 элементарных ячеек с ограничениями 1° по широте и долготе. Значения суммарной площади гранитоидных тел, выходящих на дневную поверхность [6], выраженные в процентах от площади каждой ячейки и отнесенные к центрам ячеек, послужили основой для проведения изолиний концентраций гранитоидов (см. рис. 2, а).

Кулисообразно сменяющие друг друга цепочки аномалий повышенной распространенности мезозойских гранитоидов протягиваются почти непрерывной полосой вдоль всего тихоокеанского побережья Америки. Максимумы концентрации этих рудоносных интрузий нередко достигают 50—80% (Аляска, Канада, США, Перу, Чили). Различия между южно- и североамериканскими орогенными сооружениями заключаются в том, что в первом случае наиболее интенсивные аномалии тяготеют главным образом к береговой части зоны глубинного разуплотнения литосферы, а во втором — чаще к ее центральным участкам.

Кайнозойские гранитоиды развиты в основном на территории Аляски и Канады, где интенсивность отдельных аномалий их распространенности достигает 20—30%. На всей остальной площади ареалы развития этих пород незначительны, а интенсивность аномалий редко достигает или несколько превышает 10%. Аномалии повышенных концентраций гранитоидов кайнозоя более характерны для восточной и центральной частей зон регионального разуплотнения литосферы.

Распространенность гранитоидов домезозойского возраста относительно невелика, отдельные максимумы их концентраций (20—30%) на общий характер связей гранитоидных образований с зонами разуплотнения литосферы существенного влияния не оказывают. Металлогеническая роль домезозойских гранитоидных комплексов по сравнению с мезозойско-кайнозойскими аналогами незначительна.

Анализ пространственной позиции более 230 месторождений олова, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка, меди, молибдена и некоторых элементов редкоземельной группы в связи с их приуроченностью к гранитоидным комплексам Америки [10, 12, 26, 27, 34] и особенностями глубинного строения региона показателен. За исключением (северная часть Аляски, отдельные районы Южной Америки) месторождения располагаются в пределах притихоокеанских зон глубинного разуплотнения литосферы (см. рис. 1, б, в, 2, б). Более 80% из них тяготеют к аномалиям повышенных концентраций гранитоидов на дневной поверхности. Остальные рудные объекты, не имеющие «видимой» связи с гра-

нитоидами, либо приурочены к мелким штокам, субвулканическим и дайковым телам в криптобатолитовых надинтрузивных зонах, не нашедших отображения на анализируемых мелкомасштабных картах, либо ассоциируются с вулканогенными образованиями, как это установлено для ряда месторождений Боливии, Центральной Америки и других районов [7, 19, 27, 34].

Характер группирования месторождений по их типам и по отношению к ареалам конкретных магматических комплексов и элементам глубинного строения позволяет выделить гранитоидные РМС следующих таксономических классов (см. рис. 2, в):

1. Северо- и Южно-Американскую ветви притихоокеанской планетарной РМС, соответствующие на поверхности одноименным звеньям внешней части Тихоокеанского рудного пояса. По комплексу геолого-геофизических признаков в их формировании принимали участие эндогенные процессы и геологические образования как верхней мантии, так и земной коры. По-видимому, это и обусловило столь широкий спектр магматической и рудной составляющих планетарных РМС. Как геологические тела они могут быть уподоблены подчеркнuto линейным, ориентированным вдоль побережья океана геоблокам клиновидного сечения, проявляющим тенденцию расширения кверху. Глубинность заложения планетарных РМС определяется верхней мантией.

2. Региональные РМС, отвечающие в своих проекциях на дневную поверхность металлогеническим провинциям, структурно-металлогеническим зонам и в отдельных случаях наиболее крупным рудным районам. Каждая из трех десятков выделенных региональных РМС индивидуализирована по характеру взаимоотношений магматизма и оруденения, составу и возрасту таких проявлений, типу металлогенической и геохимической специализации и т. д. Это может свидетельствовать о том, что, являясь составной частью планетарной РМС, т. е. имея изначально мантийные причины своего возникновения, региональные РМС индивидуализируются по своим признакам за счет реализации эндогенных процессов уже в земной коре. Таким образом, глубина заложения региональных РМС может оцениваться коромантийными уровнями. Морфологически, в отличие от подчеркнuto линейных планетарных РМС, региональные системы чаще ограничены в плане эллипсовидными контурами, т. е. как геологические тела, они ближе отвечают усеченным, расширяющимся кверху конусам. Часть из них характеризуется удлиненными в плане формами в связи с приуроченностью гранитоидов к зонам линейных разломов.

3. Локальные РМС, соответствующие рудным узлам, рудным полям и месторождениям типа Майюба Хилл штата Невада, Оруро и Потоси Боливии и т. д. [7], которые не нашли отражения на представленной схеме. Локальные РМС отличаются еще более четко индивидуализированными магматическими, рудно-формационными, геохимическими, геофизическими, петрофизическими и другими признаками. Столь подчеркнутая геолого-геофизическая специализация, а также площадные размеры рассматриваемых систем по принципу «вероятной соразмерности горизонтальной и вертикальной протяженности» геологических тел [13, с. 438] позволяют говорить о преимущественно внутрикоровых уровнях их развития и консолидации. Морфология локальных РМС широко варьирует от изометрической до подчеркнуто линейной, что определяется чрезвычайно многообразием магмо- и рудоконтролирующих структурных факторов в условиях верхних горизонтов земной коры.

Оценка глубины заложения планетарных, региональных и локальных РМС соответствует представлениям о мантийном, коромантийном и коровом уровнях глубинности геоморфоструктур, анализируемых с позиций конформности геологического тела и его поверхности [41, 42].

ГРАНИТОИДНЫЕ РМС ПРИТИХООКЕАНЬЯ

Изложенный материал позволяет считать, что зоны разуплотнения низов коры и верхов мантии, т. е. «корневых» частей орогенных сооружений тихоокеанской окраины, представляют собой специфический «глубинный» петрофизический (геофизический) признак планетарных гранитоидных РМС. Эти изначально мантийные геологические системы достигали апогея своего развития в позднем мезозое — кайнозое за счет активизации внутриземных энергетических процессов. Опираясь на выводы [17] о тесных пространственной и временной связях гранитоидного магматизма (в нашем случае гранитоидных РМС) с тектоническими поднятиями (орогенными сооружениями), объясняемых периодическим воздействием восходящих потоков тепловой энергии и легких продуктов (формирование зон разуплотнения литосферы), можно, по всей вероятности, говорить об устойчиво унаследованной выраженности рассматриваемого «глубинного» геофизического признака РМС. Закономерности их размещения объясняются с позиций [3], когда в позднем фанерозое зоны наиболее интенсивных проявлений эндогенных процессов (зоны диастрофизма) оказались сфокусирован-

ными в относительно узких, планетарной протяженности, структурах типа Тихоокеанского подвижного пояса.

В общем случае пути развития глубинных тектономагматических процессов, в том числе приводящих к формированию планетарных и региональных РМС, определяются крупными разрывными нарушениями, уходящими глубоко в мантию. Существенная аналогия в характере проявления гранитоидных РМС притихоокеанских орогенных сооружений Америки и северо-востока Азии позволяет считать, что вертикальная и латеральная зональности [35] рассматриваемых структур могут быть обусловлены особенностями эволюции палеосейсмических зон — глубинных разломов, наиболее контрастно проявляющихся в зонах сочленения континентальных и океанических мегаблоков [22, 26, 36]. Один из вариантов такой связи, предполагающийся на основе результатов глубинных геофизических исследований, показан применительно к северо-востоку Азии [31]. Если причинная и пространственная обусловленность этого явления близка для обоих сегментов тихоокеанского обрамления, появляется возможность объяснения большей контрастности выражения ряда геолого-геофизических характеристик американской ветви орогенных сооружений по отношению к азиатской их ветви (см. таблицу). Вероятно, это связано с более интенсивной разрядкой геодинамических напряжений, сконцентрированных в узкой зоне сочленения (сжатия?) мегаструктур Тихого океана и Америки, чем это имело место в широкой, «клавишной» — за счет структур островных дуг и окраинных морей — области сочленения (растяжения?) мегаструктур Тихого океана и Азии (рис. 3, а).

С этих же позиций следует оценивать диссимметрию [10] в распределении халькофильных и литофильных типов эндогенной минерализации в восточном и западном сегментах Тихоокеанского рудного пояса. Уровень глубинности заложения планетарных и региональных РМС определяет в целом устойчивость термодинамических условий и геохимического кода рудно-магматических процессов, т. е. унаследованный характер металлогенической и геохимической специализации РМС обоих секторов рудного пояса на каждом последующем этапе их тектономагматической активизации. Детальные исследования петромагнитных особенностей рудоносных гранитоидов северо-востока Азии в связи с их металлогенической и петрохимической характеристиками [29] показали, что интрузивные комплексы, специализированные главным образом на олово и вольфрам, слабо магнитны и в 75—90% случаев отличаются низкой ($Fe_2O_3 : (Fe_2O_3 + FeO) \leq 0,3$) степенью окисленности

Геолого-геофизические характеристики гранитоидных рудно-магматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья

Характеристики орогенных сооружений и гранитоидных РМС	Степень выражения характеристик во внешней части Тихоокеанского рудного пояса	
	Азиатский сектор	Американский сектор
Орография	Цепочки разобленных горных хребтов Дальнего Востока СССР, Кореи, Юго-Восточного Китая, Малайзии	Выдержанные по простиранию крупные горные системы Анд и Кордильер
Средние высоты рельефа, км	1—1,5	2—3
Максимальные отметки, км	Редко более 3	5—8
Аномалии Буге	Цепочки разобленных гравитационных минимумов	Протяженные глубокие гравитационные минимумы
Интенсивность аномалий	Меньшая	Большая
Сейсмические особенности низов коры и верхов мантии	Зоны аномально низких скоростей продольных волн	
Минимальные значения V_p по кровле мантии, км/с	7,8—8,0	7,4—7,7
Оценка максимальных глубин нижних кромок зон разуплотнения литосферы, км	40—80	160—500
Признаки современной тектонической активности	Повышенная сейсмичность, землетрясения, термальные источники, зоны частичного плавления вещества по данным МТЗ и т. д.	
Отношение РМС к сейсмофокальным (палеосейсмофокальным) зонам	Располагаются в висячем боку таких зон	
Возраст гранитоидов и оруденения	Мезозойско-кайнозойский	
Средняя плотность гранитоидов	Близка 2,60 г/см ³	
Средняя магнитная восприимчивость гранитоидов	В различных районах различная	Главным образом высокая
Профилирующие типы эндогенного оруденения	Различные, преобладают литофильные	Главным образом халькофильные, редко литофильные

железа и высоким (> 1) калий-натриевым отношением. В свою очередь, мезозойско-кайнозойские гранитоиды, продуктивные на золото-серебряное, полиметаллическое и медно-молибденовое оруденение, в большинстве своем характеризуются высокой или повышенной магнитностью, преобладанием окиси натрия над окисью калия и высоким ($> 0,3$) показателем окисленности железа. Результаты детального изучения гранитоидов Японии и фрагментарных исследований мезозойско-кайнозойских комплексов Кореи, юго-восточного Китая, Таиланда, Малайзии и отдельных районов тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки [45, 47] приводят к аналогичным выводам (см. рис. 3, а). Специального рассмотрения при этом заслуживают гранитоидные комплексы промежуточной петромагнитной группы ($\kappa = 100—300 \cdot 10^{-6}$ СГС), с которыми могут ассоциировать как халькофильные, так и литофильные типы рудной минерализации.

В пространственном отношении области такого геохимического и металлогенического перекрытия (см. рис. 3, б) выражаются в том, что в составе некоторых магматических комплексов интрузии с высокой ($\kappa > 300 \cdot 10^{-6}$ СГС), низкой ($\kappa < 100 \cdot 10^{-6}$ СГС) и промежуточной

магнитностью встречаются в близких количественных сочетаниях, а халько- и литофильная минерализация представлена лишь определенными формационными типами. В частности, с гранитоидными образованиями «пестрого» петромагнитного состава из оловянных ассоциируются главным образом месторождения касситерит-сульфидного типа [29].

Рассмотренные материалы свидетельствуют о достаточно тесной пространственной связи мезозойско-кайнозойских гранитоидных РМС с зонами современного глубинного разуплотнения литосферы под орогенными сооружениями Притихоокеанья. Сложнее объяснить их связь в координатах геологического времени. Если следовать представлениям [17] о тесной пространственно-временной корреляции гранитоидного магматизма (в нашем случае гранитоидных РМС) с тектоническими поднятиями (орогенными сооружениями), объясняемой воздействием восходящих потоков тепловой энергии и легких продуктов (зоны глубинного разуплотнения), можно прийти к следующему заключению.

Для внешней части Тихоокеанского подвижного пояса устанавливается ряд эпох наиболее интенсивного развития орогенных структур и

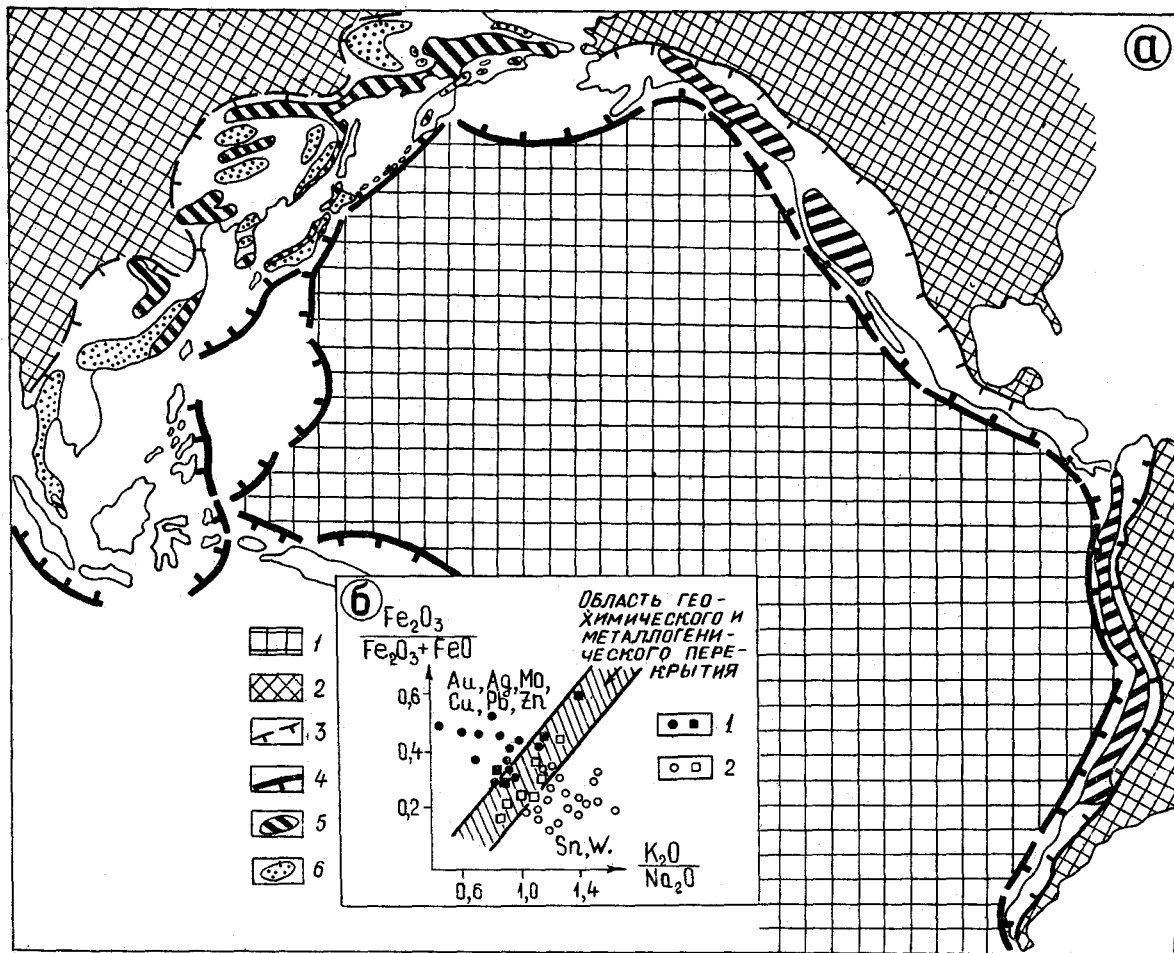


Рис. 3. Петромагнитная характеристика металлогенически различно специализированных мезозойско-кайнозойских гранитоидов орогенных сооружений Притихоокеанья.

а — схема намагниченности по [29, 45, 47] гранитоидов: 1, 2 — литосферные блоки: Тихого океана (1), азиатского и американского материков (2), 3 — континентальные границы области развития мезозойско-кайнозойских гранитоидов, 4 — глубоководные желоба, 5 — ареалы развития гранитоидов с высокой намагниченностью ($\mu > 300 \cdot 10^{-6}$ СГС), специализированных преимущественно на халькофильное оруденение, 6 — то же, с низкой намагниченностью ($\mu < 300 \cdot 10^{-6}$ СГС), специализированных преимущественно на литофильное оруденение; б — петромагнитные, геохимические и металлогенические особенности рудоносных гранитоидов: 1 — комплексы с $\mu > 300 \cdot 10^{-6}$ СГС, в том числе специализированные на халькофильное оруденение (кружки), на халькофильное и реже литофильное оруденение (квадраты), 2 — комплексы с $\mu < 300 \cdot 10^{-6}$ СГС, в том числе специализированные на литофильное оруденение (кружки), на литофильное и реже халькофильное оруденение (квадраты).

связанных с ними гранитоидных РМС, главными из которых являлись поздний триас — юра, юра — ранний мел, поздний мел — палеоген и неоген [10, 19, 34]. Полициклическое развитие тектонических и рудномагматических процессов обуславливалось тем, что в условиях пластического субстрата верхов мантии и низов коры зоны глубинных разломов превращались в магнезнерговоды только при определенных, «надкритических» [24] уровнях геодинамических напряжений. Следовательно, формирование зон глубинного разуплотнения, гранитизации и воздыманий рельефа, связанных с пульсационным поступлением внутрискорного тепла и «легкого» вещества, могло происходить многоэтапно, с мезозоя по настоящее время. Однако последние датировки могут быть

уверенно отнесены только к зонам разуплотнения и геоморфологическим поднятиям (современные тектонические преобразования рельефа притихоокеанских орогенных сооружений, повышенная сейсмическая активность в их корневых частях, фиксация зон разуплотнения и частичного плавления вещества грависейсмическими и электромагнитными методами и т. д.). Энергоемкость и контрастность проявления таких процессов в прошлом по отношению к современному состоянию литосферы, по-видимому, могут оцениваться качественно и только по косвенным признакам.

В свою очередь, гранитоидные РМС проявляли себя в активной форме лишь с мезозоя по неоген, т. е. минимум последние 10—15 млн. лет выступали, главным образом, в качестве

консервативной «верхней» составляющей более глубинных и до сих пор активно развивающихся зон глубинного разуплотнения литосферных блоков. Тем не менее геологические исследования верхних горизонтов земной коры и глубинные геофизические методы позволяют достаточно четко определить «фиксированные» объемы гранитоидного вещества в литосфере и установить его пространственные связи с зонами разуплотнения, что в целом обеспечивает высокую разрешающую способность такого комплекса исследований при выявлении и прогнозной оценке металлогенической про-

дуктивности гранитоидных РМС планетарного и регионального классов.

Это тем более важно, что целесообразность поисков единой общей модели развития Земли на основе совокупности геоморфологических, геологических, геохимических и геофизических данных, осуществляемых с позиций единства энергии тектонических и магматических процессов [43], вполне очевидна. Поэтому, понимая определенную дискуссионность интерпретации представленных данных, автор счел целесообразным рассмотреть затронутую проблему в столь многоплановом аспекте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофиз. данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
3. Белоусов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках.— Геотектоника, 1977, № 5.
4. Ващилов Ю. Я., Зимникова Т. П., Шило Н. А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1982.
5. Географический атлас. М.: ГУГК, 1967.
6. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М 1:10 000 000. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1973.
7. Геология месторождений олова зарубежных стран. М.: Недра, 1967.
8. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974.
9. Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанического подвижного пояса. М 1:10 000 000. М.: Аэрогеология, 1976.
10. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
11. Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
12. Карта полезных ископаемых континентов мира. М 1:15 000 000. Л.: Мингео СССР, 1970.
13. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983.
14. Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. и др. Эффект выталкивания геологических тел в неотектонике (на примере Дальнего Востока).— ДАН СССР, 1979, т. 249, № 5.
15. Красный Л. И. «Океанские земли» и микроматерики Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
16. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981.
17. Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
18. Лишневский Э. Н. Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области (по геолого-гравиметрическим данным).— Сов. геол., 1974, № 6.
19. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983.
20. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Инверсия плотности и их роль в формировании литосферы и осбенностей металлогении Северо-Востока Азии.— В кн.: Тез докл. XIV Тихоокеанского научного конгресса. М., 1979.
21. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
22. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
23. Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5.
24. Паталаха Е. И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность «подвижности» зон глубинных разломов.— Сов. геол., 1967, № 11.
25. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
26. Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979.
27. Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977.
28. Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня.— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
29. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР.— Сов. геол., 1976, № 12.
30. Романовский Н. П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем.— В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
31. Романовский Н. П. Рудно-магматические системы и палеозоны Беньофа.— В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
32. Романовский Н. П. Способ количественной оценки проявлений гранитоидного магматизма при глубинных геолого-геофизических исследованиях (на примере Дальнего Востока СССР).— Тихоокеанская геол., 1984, № 1.
33. Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л. О мантийной природе зон разуплотнения в литосфере притихоокеанских орогенных сооружений.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
34. Рудоносные орогенные структуры и методы их изучения. М.: Наука, 1981.
35. Рундквист Д. В. Формирование планетарной металлогенической зональности в ходе эволюции земной коры.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
36. Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, т. 16, № 1.
37. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектони-

- ческие процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
38. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.
39. Уфимцев Г. Ф., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Плотностные неоднородности земной коры в горообразовательном процессе.— В кн.: Системно-формационный подход к познанию рельефа Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1984.
40. Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн P в верхней мантии под Северной Америкой.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
41. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
42. Худяков Г. И., Кулаков А. П. и др. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
43. Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
44. Allenby R. J., Schnetzler C. C. United States crustal thickness.— Tectonophysics, 1983, 93.
45. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks.— Mining geology, 1977, 27.
46. Jacoby W. R. Velocity-density systematics from seismic and gravity data.— Veröff. Lentralinst. Phys. Erde, 1975, N 31 (Teil 2).
47. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series/ilmenite-series vs. J/type S/type granitoids.— Mining geology spetial issue, 1980, N 8.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 марта 1984 г.

УДК 550.831.015.001.57 : 551.14/15 (571.55)

В. Д. Любалин, С. И. Беломестнов

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В результате совместного использования данных ГСЗ, гравиметрических и геологических съемок, денситометрии образцов и бурения до 1,5 км разработана модель, в которой земная кора представлена в виде трех оболочек. Верхняя оболочка (до 10 км), средняя плотность которой $2,63 \text{ г/см}^3$, является трехкомпонентной системой. Заключенные в ней избыточно массивные и дефектные плотностные неоднородности (ПН) служат источниками локальных аномалий, для выделения которых осуществлялось осреднение с радиусом 40 км. Избыточно массивные ПН — это блоки нижнепалеозойских и докембрийских метаморфических и магматических пород фемического состава с $\Delta\sigma \geq 0,1 \text{ г/см}^3$. Вертикальная мощность блоков до 6—8 км. Дефектные ПН — это разуплотненные блоки гранитов, нередко с вложенными в них мезокайнозойскими впадинами. Расчетный $|\Delta\sigma|$ этих блоков 0,1, иногда

0,15 г/см^3 . Разуплотнение имеет тектоническую природу. Объемная «пустотность» блоков 3—4%. В средней оболочке выделяются зоны уплотнения и разуплотнения с $|\Delta\sigma| \leq 0,05 \text{ г/см}^3$, которые являются источниками региональных аномалий. Размеры этих зон на несколько порядков превышают размеры ПН верхней оболочки. Петрографический состав этих зон неопределенный. В пределах региональных максимумов средняя оболочка совпадает с нижней оболочкой «гранитного» слоя, а в зонах региональных минимумов эта оболочка частично захватывает «базальтовый» слой. Третья оболочка — это «базальтовый» слой, однородный по плотности.

Согласно разработанной модели на многих участках региона имеют место инверсионные плотностные соотношения. Увеличение плотности с глубиной проявляется лишь как общая тенденция.

Построение модели литосферы Земли в целом и земной коры (ЗК) в частности является одной из центральных проблем современной геофизики. Однако обобщение многочисленных работ по построению плотностных моделей (ПМ) ЗК и верхней мантии в различных регионах Советского Союза, выполненное в последние годы [10, 22], показывает отсутствие единого подхода у представителей различных гравиметрических школ.

Нами для разработки ПМ Забайкалья в соответствии с методологией глубинных построений, опубликованной недавно Ю. А. Косыгиным с соавт. [13], были выполнены следующие операции: 1) разделение гравитационного поля на локальную и региональную составляющие, 2) изучение особенностей площадного распространения локальных и региональных аномалий, 3) исследование плотностных свойств горных пород в объеме, доступном непосредственному наблюдению, и выделение петроплотностных комплексов, 4) определение геометрических и плотностных параметров источников локальных аномалий (ЛА) расчетным путем — построение плотностных разрезов, 5) сравнение рассчитанных параметров с наблюдаемыми и заключение о геологической природе источников ЛА, 6) обобщение частных плотностных разрезов и выделение оболочки, в которой сосредоточены источники ЛА, 7) изучение корреляционной зависимости между величинами ре-

гиональных аномалий (РА) и глубинами залегания сейсмических горизонтов и заключение о наиболее вероятном положении в разрезе литосферы источников этих аномалий, 8) наложение граничных условий, т. е. определение некоторых, наперед заданных свойств, которым должна удовлетворять разрабатываемая ПМ, 9) определение вертикального градиента плотности оболочек ЗК по их скоростной характеристике с учетом непосредственных измерений плотности (σ) и граничных условий, 10) определение геометрических и плотностных параметров источников РА.

Для характеристики гравитационного поля Забайкалья использованы материалы мелко- и среднемасштабной съемки. За редким исключением работа велась с картами в редукции Буге с σ промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$.

РАЗДЕЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ НА ЛОКАЛЬНУЮ И РЕГИОНАЛЬНУЮ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Разделение гравитационного поля на локальную и региональную составляющие — операция, которую часто называют трансформацией, представляет собой частотную фильтрацию наблюдаемых аномалий [5]. Она служит для облегче-

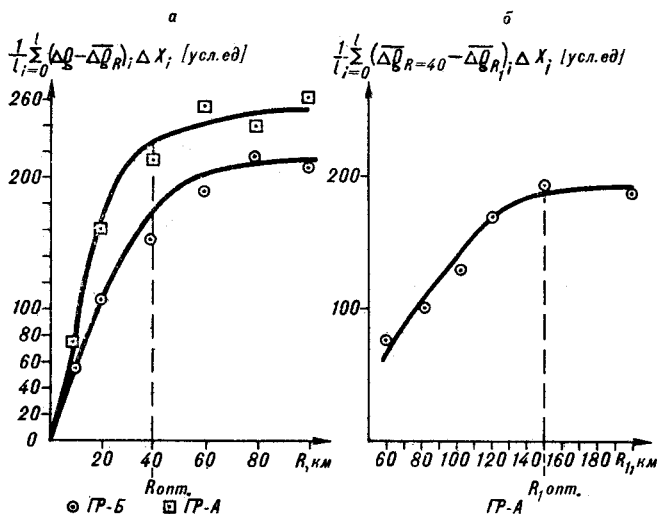


Рис. 1. Графики зависимости амплитуды локальных (а) и региональных (б) аномалий от радиусов осреднения R и R_1 соответственно.

ния интерпретации и широко применяется на практике [1, 10].

Опробование на отдельных площадях различных способов трансформации наблюдаемого поля подтвердило общеизвестный и теоретически обоснованный [6, 12] факт, что получаемая картина ЛА почти не зависит от способа трансформации и определяется главным образом параметрами преобразования. Поэтому мы остановились на способе осреднения как наименее трудоемком.

Для выбора радиуса осреднения заранее были наложены следующие два условия: 1. ЛА по амплитуде должны быть максимальными, т. е. выделены в наиболее полном, «несрезанном» виде. 2. ЛА по конфигурации должны быть максимально приближены к наблюдаемым.

Исследование зависимости амплитуды ЛА от радиуса осреднения R , выполненное по профилям глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) А и Б, показало, что с увеличением R амплитуда аномалий увеличивается и асимптотически приближается к максимуму в области значений R , близких к 40 км (рис. 1, а).

Количественная оценка подобия аномалий выполнялась путем вычисления коэффициента искажения конфигурации наблюдаемых аномалий K_{κ} , представляющего собой отношение длины изолиний ЛА, пересекающих наблюдаемые изоаномалы, к общей длине изолиний ЛА. Величины K_{κ} для радиусов 20 и 40 км оказались соответственно равными 0,12—0,15 и 0,09—0,13. При этом наиболее значительные отклонения отмечаются в периферических частях ЛА. На основании изложенного сделан вывод, что для составления карты ЛА, удовлетворяющей поставленным условиям, их значения целесообразно

разно находить как разность между наблюдаемыми аномалиями Буге и осредненными с радиусом 40 км [16].

Для перехода от карты региональной составляющей $\Delta g_{R=40 \text{ км}}$ к карте РА потребовалось выполнить еще более «глубокую» фильтрацию и выделить трансрегиональную составляющую. Эта задача решалась также путем осреднения, но уже по карте $\Delta g_{R=40 \text{ км}}$. РА рассматривались как разность $\Delta g_{R=40 \text{ км}} - \Delta g_{R_{\text{опт}}}$ при $R_1 \geq 40$ км. Как и в случае ЛА, для выбора радиуса осреднения R_1 было поставлено условие максимизации амплитуды РА. Проведенные исследования показали, что для выделения РА оптимальным является $R_1 = 150$ км (см. рис. 1, б). Осреднение проводилось в узлах трапеций $40' \times 1^\circ$ с шагом в среднем ~ 70 км, иногда выполнялась детализация.

На основании проведенной трансформации наблюдаемая аномалия Буге ($\Delta g_{\text{набл}}$) в каждой точке рассматриваемого региона была представлена в виде суммы $\Delta g_{\text{лок}} + \Delta g_{\text{рег}} + \Delta g_{\text{трөг}}$, где $\Delta g_{\text{лок}} = \Delta g_{\text{набл}} - \Delta g_R$, $\Delta g_{\text{рег}} = \Delta g_R - \Delta g_{R_1}$, $\Delta g_{\text{трөг}} = \Delta g_{R_1}$.

В итоге по результатам мелкомасштабной съемки были построены карты ЛА (рис. 2) и РА (рис. 3) и трансрегиональной составляющей $\Delta g_{R_1=150 \text{ км}}$.

При построении карты ЛА выполнялось условие: ЛА по конфигурации должны быть максимально приближены к наблюдаемым.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Для удобства описания положительные ЛА были пронумерованы арабскими цифрами, а группы сходных по морфологическим признакам ЛА обозначены римскими цифрами (см. рис. 2).

Амплитуда ЛА, исключая акваторию оз. Байкал и его восточное побережье, по всей территории Забайкалья приблизительно одинакова. В зоне Байкала интенсивность ЛА увеличивается в 3—4 раза.

Горизонтальные градиенты ЛА составляют в среднем 2—3 мГл/км, местами достигая значений 5 мГл/км и более. В северо-западном ограничении прибайкальских максимумов отмечаются аномальные значения этого параметра — 10 мГл/км и более.

Площадные размеры ЛА колеблются в весьма широких пределах — от 50 до 6000 км² и более. Морфология этих аномалий очень сложная. Среди положительных ЛА преобладают линейные и изометричные. Первые нередко заметно изогнуты (XXX, 1 и др.). Характерно по-

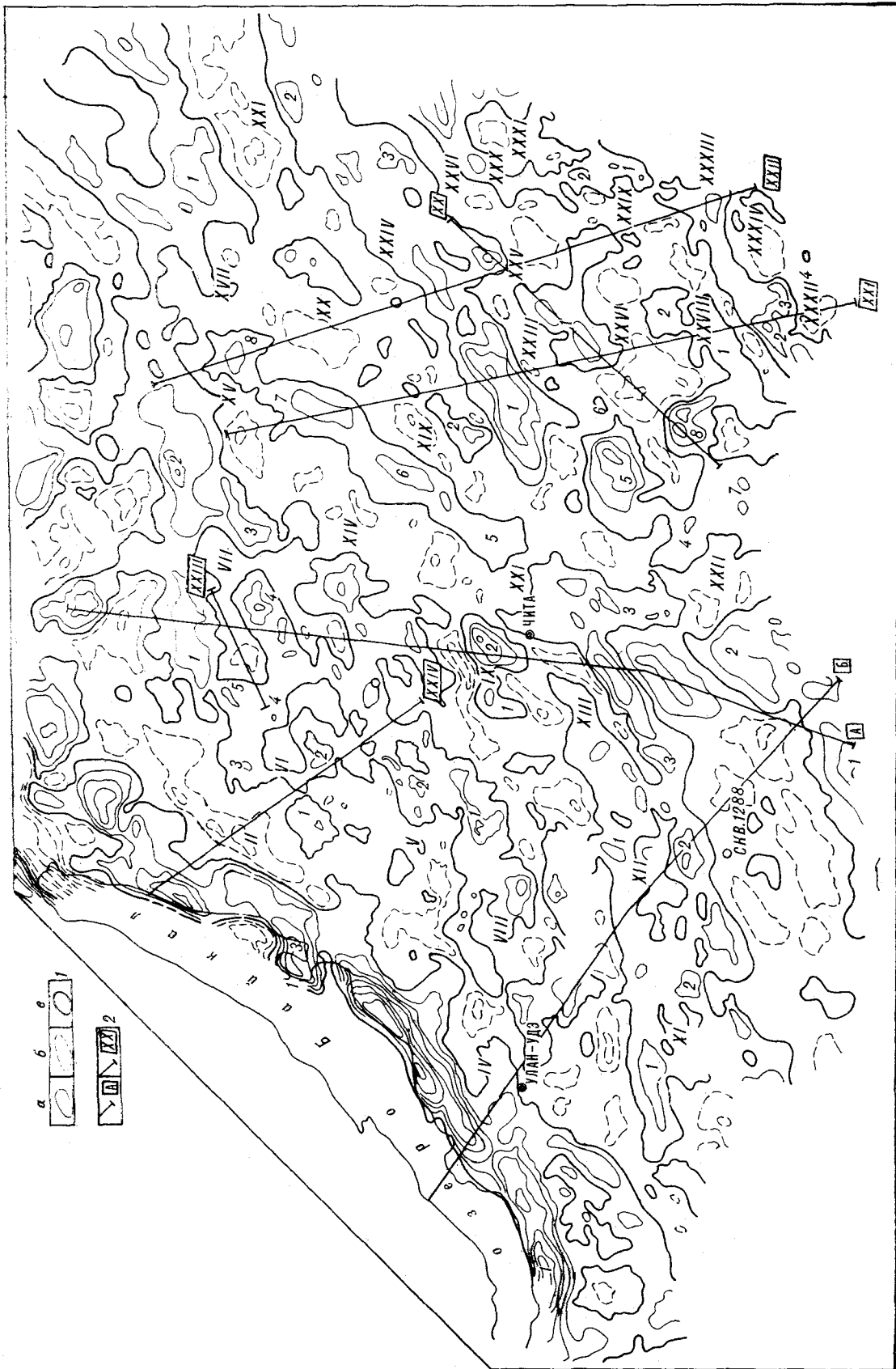


Рис. 2. Карта локальных гравитационных аномалий Забайкалья.

1 — изолинии локальных аномалий положительные (а), отрицательные (б) и нулевые (в), 2 — линии плотностных разрезов. Номер локальных аномалий 5, 6, 7, 8

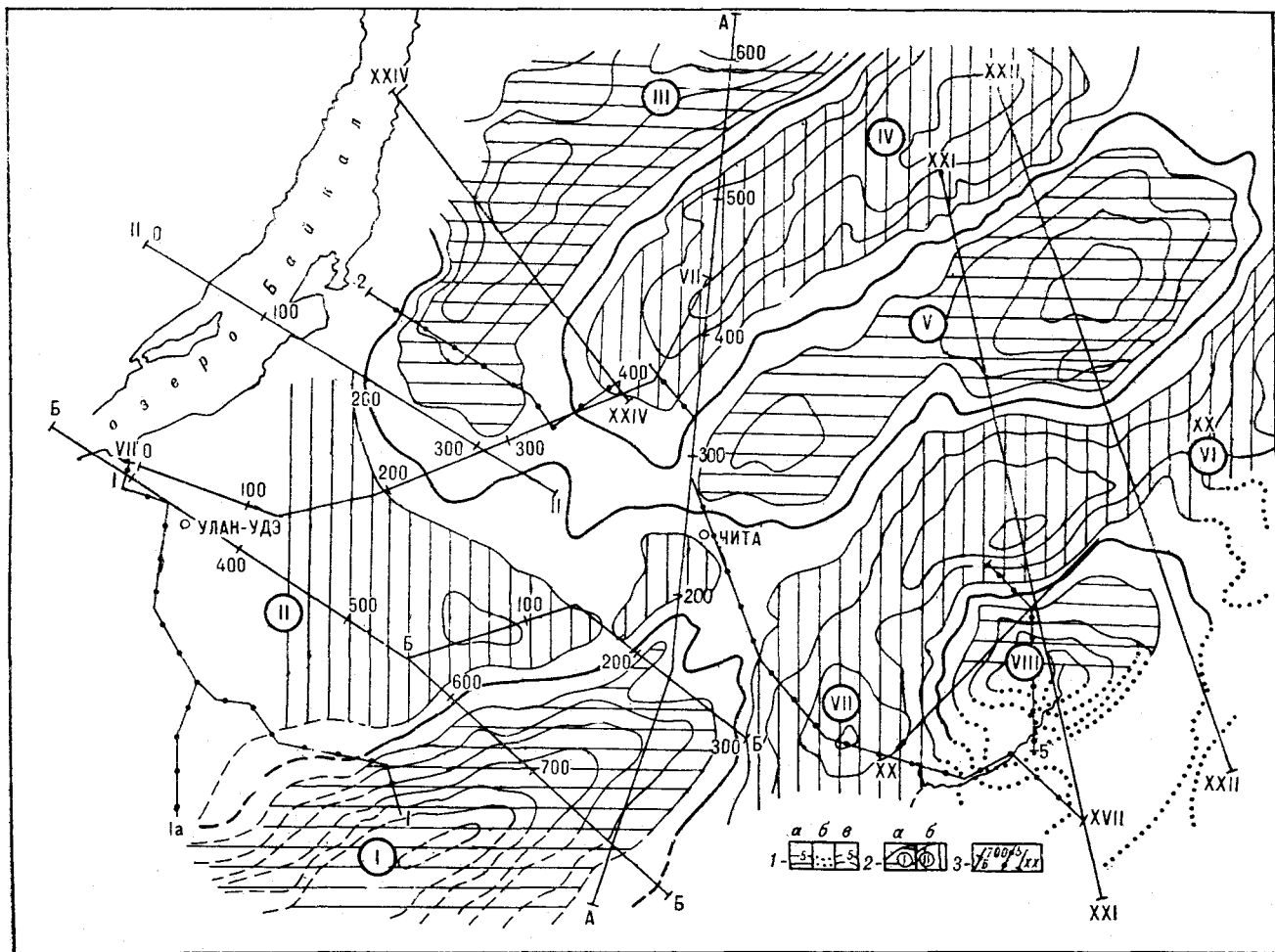


Рис. 3. Карта региональных гравитационных аномалий Забайкалья.

1 — изолинии региональных аномалий ($\Delta g_R = 40 \text{ км} - \Delta g_R = 150 \text{ км}$) по аномалиям Буге с σ промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ (а), то же в приграничных районах: по аномалиям $\Delta g_R = 40 \text{ км}$ с σ промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ (б), по аномалиям ($\Delta g_R = 40 \text{ км} - \Delta g_R = 150 \text{ км}$) с σ промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ (в); 2 — региональные гравитационные минимумы (а) и максимумы (б): I — Даурский, III — Баунтовский, V — Верховье-Олекминский, VIII — Ундино-Газимурский, II — Хилокско-Селенгинский, IV — Амалат-Витимский, V — Шилка-Аргунский, VII — Агинский; 4 — профили ГСЗ, сейсмологические и интерпретационные профили.

лосовое расположение линейных (группы I, XVI, XXIV) и эшелонированное изометричных (группы VI, XXII) максимумов. Для отрицательных ЛА характерна мозаичная форма, но встречаются и довольно протяженные полосы линейных максимумов (цепочка минимумов группы II, осевая часть которых почти совмещается с р. Баргузин, то же вверх по течению р. Ингоды от г. Читы и др.). Линейные ЛА и образуемые ими полосы ориентированы в северо-восточном направлении и несколько реже субширотно. В единичных случаях отмечается субмеридиональная ориентировка (XXII, 3). На северо-западе рассматриваемой территории встречаются ЛА северо-западного направления.

Распределены ЛА по площади неравномерно.

Местами отмечается скученность минимумов (группа XIV), местами преобладают максимумы (группа XXII). Обычно интенсивные ЛА одного знака пространственно сближены с интенсивными ЛА противоположного знака. Иногда это правило нарушается (смотри соотношение интенсивности ЛА XXIV, 1 и окружающих ее минимумов).

Выделяются четыре региональных минимума и столько же региональных максимумов (см. рис. 3).

В рамках рассматриваемой территории большинство региональных минимумов и максимумов оказалось неоконтурными и их площадные размеры меняются от 20–30 до 70–80 тыс. км². Морфология довольно простая. Это

крупные линейные (IV), овальные (I) и изометричные, почти кольцевые (VII, VIII) элементы.

В полосе по линии рек Хилок — Шилка преобладают РА субширотного простирания. Севернее этой линии доминирующим является северо-восточное направление изолиний, а к югу — восток-северо-восточное и субмеридиональное.

Трансрегиональная составляющая Забайкалья достигает максимальных значений в Приаргунье и уменьшается в северо-западном и западном направлениях. Достаточно отчетливые понижения этой составляющей намечаются в пределах Даурского и Баунтовского региональных минимумов, а повышения — в районе Хилокско-Селенгинского регионального максимума.

ОБ ИСТОЧНИКАХ ЛА

Анализ источников аномалий проводился путем составления плотностных разрезов. При этом использовались данные картирования, бурения до 1,5 км, денситометрии образцов, электрических зондирований и ГСЗ и учитывались особенности площадного распространения и морфологии аномалий. На первом этапе площадь исследований была резко ограничена и проводился анализ аномалий, выявленных по результатам среднемасштабной съемки. В качестве эталона выбран Курба-Еравнинский район (~25 000 км²), расположенный в пределах Удино-Витимской структурно-формационной зоны и являющийся одним из наиболее изученных в Забайкалье. Затем рассчитывались плотностные разрезы по региональным (длиной до 750 км) сечениям, часть которых была совмещена с профилями ГСЗ М 1:1 000 000 (рис. 4). Для уточнения некоторых положений строились сравнительно короткие (до 100 км) плотностные разрезы.

Обобщение составленных разрезов позволило сделать вывод, что источниками положительных ЛА являются блоки нижнепалеозойских и докембрийских метаморфических и магматических пород фемического состава с $\Delta\sigma \geq 0,1$ г/см³. Эти блоки обнажены или перекрыты покровными мезо-кайнозойскими образованиями или гранитной покровной. Глубина залегания верхней кромки по данным бурения и согласно расчетам в среднем 200 м. Боковые контакты с вмещающими породами чаще всего круглые, что отражается напряженными гравитационными ступенями. Эти блоки ограничены по вертикальной мощности (до 7—8 км), т. е. являются бескорневыми. На полную мощность пробурены только сравнительно небольшие по размерам ксенолиты. Подстилающие граниты вскры-

ты на глубинах 400—600 м. Блоки, имеющие значительную вертикальную мощность, вскрыты скважинами на глубину не более 1600 м, т. е. не более чем на 25% полной мощности. При этом установлено, что с увеличением глубины σ пород фемического состава, слагающих эти блоки, не увеличивается. При расчетах удовлетворительное решение получается обычно с постоянным в контурах всего блока значением $\Delta\sigma = +0,1$, реже $+0,15$ г/см³ (ЛА XXIV, 1; I, 3, см. рис. 3). И лишь в редких случаях величиной $\Delta\sigma$ приходится варьировать (ЛА, IX, 2, рис. 4). Описываемые блоки характеризуются полосовым расположением. Протяженность полос достигает 500—600 км при ширине 20—30 км.

Источники отрицательных ЛА — это блоки гранитов пониженной плотности, нередко с вложенными в них меловыми впадинами. Расчетный модуль $\Delta\sigma$ этих блоков 0,1, иногда 0,15 г/см³. Величина его по данным денситометрии образцов, отобранных с поверхности и из скважин глубиной до 200 м, не превышает 0,07—0,08 г/см³. Вертикальная мощность гранитных блоков 4—5, местами 7—8 км. По единичным скважинам глубиной до 1000 м, пробуренным в этих блоках, установлено, что σ гранитов с глубиной практически не изменяется.

Наиболее отчетливо вложенный характер впадин по отношению к гранитным блокам пониженной σ проявлен в районах Кондинской, Курбинской, Зазинской и Западно-Урулюнгуевской впадин. Дефектные массы впадин компенсируют не более половины, а чаще всего треть соответствующих отрицательных ЛА.

Для блоков гранитов пониженной плотности характерно мозаично-полосовое расположение. Протяженность полос достигает нескольких сотен километров, а объем этих блоков — нескольких тысяч куб. км. Понижение σ в блоках гранитов рассматривается как результат их тектонического «разрыхления» в процессе объемной деформации ЗК. Интенсивность тектонического «разрыхления» блоков гранитов можно оценить их объемной «пустотностью», средняя величина которой, судя по значению $|\Delta\sigma| = 0,1—0,15$ г/см³, не менее 3—4%. Аномальные массы источников локальных аномалий, которые можно выделить по проведенной съемке, составляют от $5 \cdot 10^9$ до 10^8 т.

ГЛУБИННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Разрез ЗК Забайкалья по данным сейсмологии почти не меняется по латерали. На глубине в среднем 37—38 км почти непрерывно про-

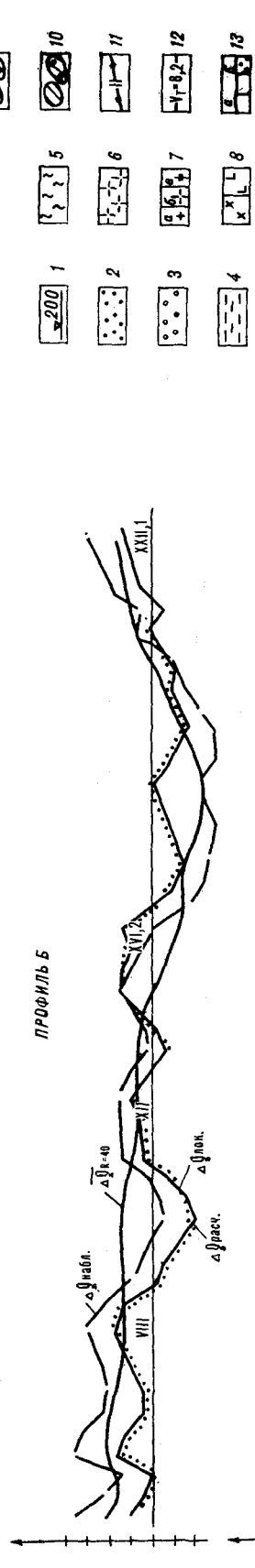
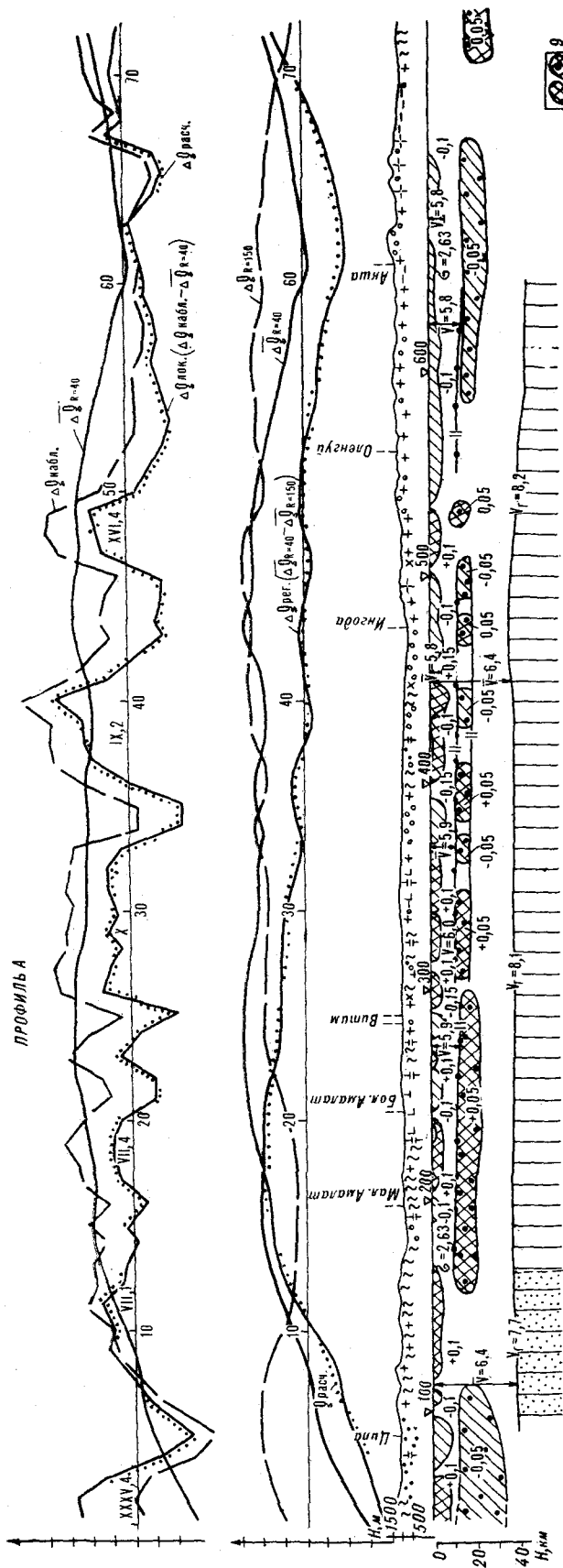
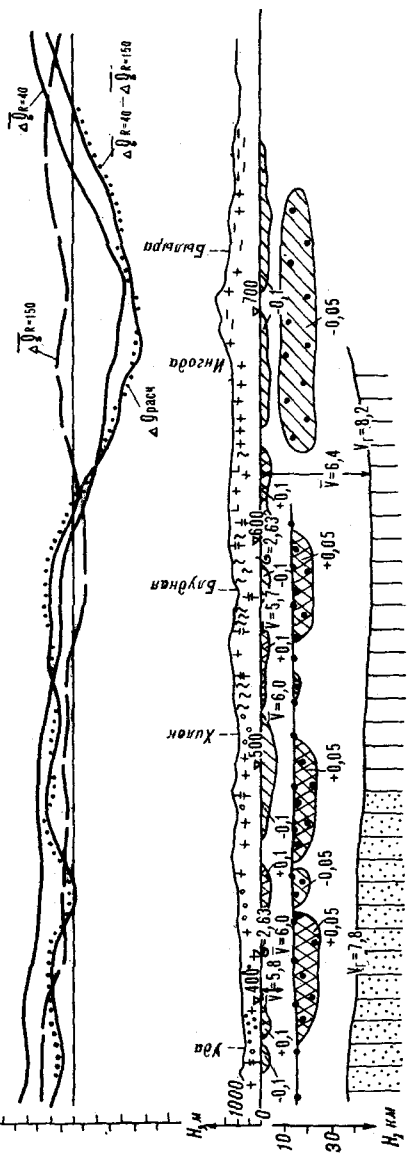


Рис. 4. Плотностные разрезы по профилям ГСЗ А, Б.

VII, 1 — номера локальных аномалий и систем на рис. 2. 7 — профиль ГСЗ с сейсмопикетами. Геологические образования: 2 — четвертичные, 3 — мезозойские вулканогенно-осадочные, 4 — палеозойские осадочно-метаморфические, 5 — нижнепалеозойские и докембрийские метаморфические (метаффузы, карбонаты и др.), 6 — границы юрские, 7 — гранитоиды мезозойские (α), палеозойские (β), протерозойские (γ), 8 — диориты и габбро: палеозойские (α) и протерозойские (β). Плотностные неоднородности (ПН) с разностью плотности $\Delta\rho > 0$ (9) и $\Delta\rho < 0$ (10), 0,1 — $\Delta\rho$ в $г/см^3$. Границы по данным ГСЗ: внутрикорытные с указанием номера отражающего горизонта (11) и Мохоровичича (12). Мантия (13) нормальной оболочек и пониженной (6) — вязкости. Параметры оболочек и горизонтов: α — плотность в $г/см^3$, β и γ — средняя и граничная скорости в км/с.



слеживается граница М. Она имеет изрезанную форму, но амплитуда неровностей не превышает 2—3, а ширина — 10—20 км. В верхней части, на глубине 8—10 км, с перерывами выделяется горизонт «Г». Отдельные отражающие площадки сильно искривлены и имеют большой наклон (до 40°).

По данным ГСЗ [14] средняя скорость сейсмических волн (\bar{V}) в ЗК равна 6,4 км/с (см. рис. 4). Мощность ее меняется от 35 до 45 км, но большинство определений лежит в пределах 37—40 км. Поднятия и депрессии в мантии имеют амплитуду в среднем 2—3 км, а ширину от 40—50 до 400 км. Граница М прослеживается почти непрерывно и характеризуется местами нормальной (8,1—8,2 км/с) и пониженной (7,7—7,8 км/с) граничной скоростью (V_r), что связывается с разуплотнением мантии. Отражающий горизонт II (граница К) прерывистый. Он залегает субгоризонтально, но на одних участках отмечаются глубины 17—19, на других — 10—12 км. Расположенная выше этого горизонта оболочка («гранитный слой» — ГС) имеет $\bar{V} = 6—6,1$, местами до 5,8 км/с. Иногда выше горизонта II залегает горизонт II', встречаются случаи выделения только горизонта II'.

Наиболее гетерогенной является верхняя оболочка (до глубины 10 км), в которой по данным изучения рефрагированных волн выделяются несколько прерывистых, местами заметно искривленных границ раздела. Величина \bar{V} этой оболочки 5,7—5,8 км/с.

Сопоставление данных ГСЗ с РА (см. рис. 3) показало, что в областях максимумов РА сейсмический разрез более дифференцированный. Здесь почти непрерывно прослеживаются один, а местами два внутрикоровых отражающих горизонта. В областях региональных минимумов внутрикоровые сейсмические границы обычно не фиксируются. Поэтому был сделан вывод о целесообразности начать построение ПМ ЗК для района, находящегося в зоне регионального максимума.

ПЕРВЫЙ ЭТАП ПОСТРОЕНИЯ ПМ ЗК — ВЫДЕЛЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ОБОЛОЧКИ

В качестве верхней выделяется оболочка, наиболее гетерогенная по сейсмическим и плотностным характеристикам. Вертикальная мощность ее ~10 км. Этой глубиной ограничиваются снизу горизонт «Г» и область распространения сейсмических горизонтов, выделяемых по рефрагированным волнам. В верхней оболочке сосредоточены источники ЛА. Ей приписывается $\sigma = 2,63$ г/см³ — величина, соответствующая

с палеозойских и протерозойских гранитов, создающих «региональный фон». Оболочка является трехкомпонентной системой и представляет собой вмещающий субстрат (ВС) — граниты нормальной σ , не вызывающие ЛА, — и заключенные в нем избыточно массивные и дефектные плотностные неоднородности (ПН) с $|\Delta\sigma| \geq 0,1$ г/см³ (рис. 5). Пространственные координаты и петрографический состав ПН верхней оболочки вполне определенные. По своей сути верхняя оболочка соответствует гравитационно-активному слою Б. А. Андреева и И. Г. Клушина [1], существование которого подтверждено во многих регионах Советского Союза [7, 9, 10].

ВТОРОЙ ЭТАП ПОСТРОЕНИЯ ПМ ЗК — ВЫЯВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ РА В КУРБА-ЕРАВНИНСКОМ РАЙОНЕ

По данным ГСЗ ЗК здесь характеризуется почти неизменной мощностью и субгоризонтальным залеганием внутренних границ. Определенно устанавливается, что одновременно с увеличением \bar{V} вниз по разрезу ЗК уменьшается степень ее гетерогенности. Если в верхней части ГС (до 10 км), по данным изучения рефрагированных волн, выделяется весьма гетерогенная оболочка, то залегающий ниже II отражающего горизонта «базальтовый» слой (БС) представляется вполне гомогенным. Учитывая эту тенденцию, было сделано предположение, что средняя часть ЗК района в интервале глубин от 10 до 18 км занимает промежуточное положение между верхней оболочкой и БС не только по величине \bar{V} , но и по степени гетерогенности. На основании этого предположения источники РА были помещены в среднюю оболочку ЗК в интервале глубин 10—18 км. Как показали расчеты, величина $|\Delta\sigma|$ объектов, вызывающих РА, близка к 0,05 г/см³. Подчеркнем, что пространственные координаты и в первую очередь глубина залегания источников РА значительно менее определенные, чем у источников ЛА. Петрографический состав этих источников вообще неопределенный, поэтому они получили название зон уплотнения и разуплотнения средней оболочки ЗК.

ОБ ИСТОЧНИКАХ РА ЗАБАЙКАЛЬЯ

До проведения ГСЗ считалось, что основной причиной существования РА в Забайкалье является изменение глубин залегания раздела М

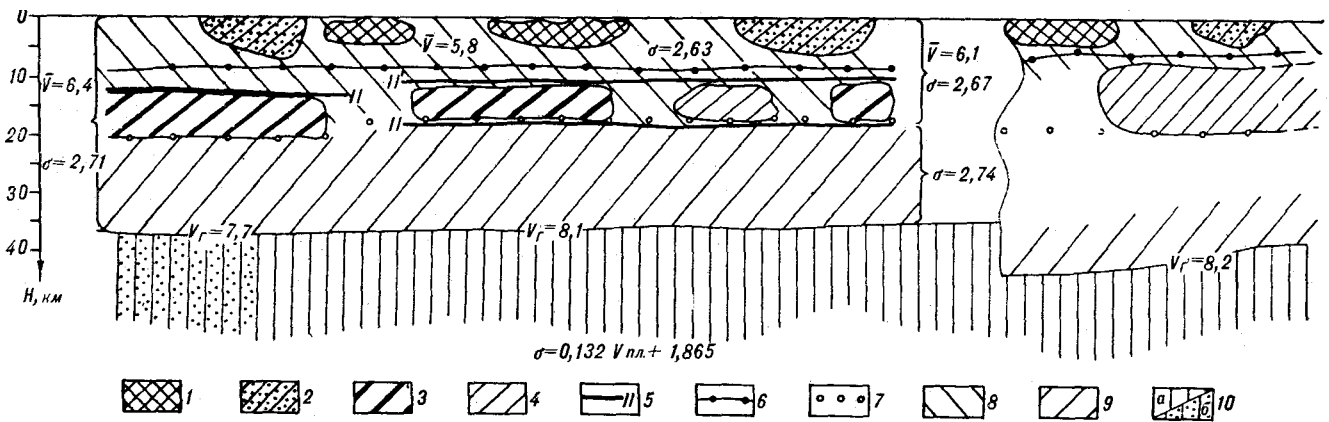


Рис. 5. Обобщенная модель ЗК Забайкалья.

Блоки древних пород фемического состава с $\Delta\sigma \geq 0,1$ г/см³ (1) и разуплотненные блоки гранитов с $\Delta\sigma < -0,1$ г/см³ (2) — источники локальных гравитационных аномалий. Зона средней оболочки: уплотнения с $\Delta\sigma < 0,05$ г/см³ (3) и разуплотнения с $\Delta\sigma \geq -0,05$ г/см³ (4) — источники региональных гравитационных аномалий, 5 — сейсмические горизонты. Границы между оболочками земной коры: верхней и средней (6), средней и нижней (7). Слои: «гранитный» (8), «базальтовый» (9). Мантия (10): нормальной (а) и пониженной (б) вязкости. Параметры оболочек и горизонтов см. на рис. 4.

[11]. При этом предполагалось, что между мощностью ЗК и РА существует зависимость, близкая к линейной. Составленные разными исследователями карты изомощностей ЗК, исключая несущественные детали, фактически не отличались между собой [11, 19, 23]. Максимальные мощности ЗК (до 50—55 км) отмечались в пределах региональных минимумов I и III, а минимальные (до 40 км и менее) — в зонах региональных максимумов VII и VI (см. рис. 3).

Поскольку РА в самых общих чертах совпадают с крупными геоморфологическими элементами, причем региональным минимумам соответствуют области горного рельефа, а региональным максимумам — крупные депрессионные зоны, делался вывод об общей изостатической уравновешенности региона. ЗК представлялась как система независимо плавающих в мантии крупных блоков, гипсометрическое положение кровли которых определяется мощностью «корня».

После проведения ГСЗ стало ясно, что глубины залегания границы М, рассчитанные по гравиметрическим материалам, не совпадают с таковыми по данным ГСЗ и, как правило, превышают последние. Особенно велики расхождения в зонах региональных минимумов, где они достигают 10 км. Для объяснения этого несоответствия было выдвинуто предположение, что РА обусловлены в ряде случаев не только геометрическими особенностями границы М, но и существованием в верхней мантии зон разуплотнения, которые выделяются по низким значениям $V_r = 7,7-7,8$ км/с [11]. Однако никаких расчетов по оценке гравитационного эффекта зон предполагаемого разуплотнения верхней мантии не приводится. Заметим, что количественная оценка гравитационного эффекта этих зон, по-видимому, вообще невоз-

можна из-за отсутствия данных для их объемного вычленения. Качественный же анализ всех имеющихся по Забайкалью материалов ГСЗ не позволяет уловить какие-либо закономерности во взаимном расположении зон пониженных значений V_r и РА. Первые встречаются и в пределах региональных максимумов (ПР Б, см. рис. 4; ПР Б' ПК 30 — ПК 190, см. рис. 3), и в пределах региональных минимумов (северная часть ПР А, см. рис. 4), и на участках, характеризующихся уровнем РА, близким к нулевому (ПР VII, см. рис. 3).

В связи с рассмотренным нами делается вывод, что зоны предполагаемого разуплотнения верхней мантии, выделяемые по низким значениям V_r , не могут быть включены в ПМ ЗК региона. Скорее всего, они не являются гравитирующими объектами. В силу неопределенности плотностных свойств этих зон последние на плотностных разрезах показаны как участки мантии, характеризующиеся пониженной вязкостью (см. рис. 4).

Для выявления характера связи поля силы тяжести с геометрическими особенностями границ М и К и вычисления коэффициентов линейной регрессии, которые предполагалось использовать для расчетов, были исследованы функции $\Delta g_{R=40} = f(H_M)$, $\Delta g_{R=40} = f(H_K)$, $\Delta g_{R=40} - \Delta g_{R=150} = f(H_M)$, $\Delta g_{R=40} - \Delta g_{R=150} = f(H_K)$, $\Delta g_{R=150} = f(H_M)$, $\Delta g_{R=150} = f(H_K)$, где H_M и H_K — глубины залегания границы М и К отражающего горизонта, км. Коррелируемые параметры определялись с шагом 10—15 км по всем профилям ГСЗ.

Анализ этих функций показывает отсутствие корреляции между сопоставляемыми величинами (см. таблицу). Самый высокий коэффициент корреляции ($-0,484$) получен для функции $\Delta g_{R=40} = f(H_M)$.

Вид функции	Коэффициент корреляции	Стандартное отклонение
$\overline{\Delta g_{R=40}} = f(H_M)$	-0,484	$\pm 0,067$
$\overline{\Delta g_{R=40} - \Delta g_{R=150}} = f(H_M)$	-0,360	$\pm 0,0763$
$\overline{\Delta g_{R=150}} = f(H_M)$	-0,265	$\pm 0,082$
$\overline{\Delta g_{R=40}} = f(H_K)$	0,059	$\pm 0,099$
$\overline{\Delta g_{R=40} - \Delta g_{R=150}} = f(H_K)$	-0,324	$\pm 0,090$
$\overline{\Delta g_{R=150}} = f(H_K)$	0,320	$\pm 0,090$

Приведенные данные показывают, что наблюдаемые в Забайкалье РА невозможно объяснить геометрическими особенностями сейсмических горизонтов. Поэтому вывод об источниках РА, сделанный впервые по Курба-Еравнинскому району, пришлось распространить на весь регион и считать, что РА Забайкалья обусловлены ПН средней оболочки ЗК. Это дало возможность провести расчеты по всем региональным сечениям. Расчетный модуль $\Delta\sigma$ зон уплотнения и разуплотнения средней оболочки равен $0,05 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 4). Мощность этих зон в среднем 15 км. Как и в Курба-Еравнинском районе, петрографический состав зон является неопределенным. Координаты их по глубине также весьма расплывчатые. Особенно это относится к зонам разуплотнения. Что же касается географических координат, то они зафиксированы достаточно жестко. На основании количественной интерпретации РА по отдельным сечениям была составлена схема объемного строения средней оболочки ЗК Забайкалья. Размеры ПН этой оболочки достигают $5 \times 10^5 \text{ км}^2$ (рис. 6).

Отсутствие четкой корреляционной зависимости между региональным полем силы тяжести и глубинами залегания границы М не является исключением для Забайкалья. Подобные результаты получены по Украинскому щиту и Донбассу при анализе большого количества профилей ГСЗ Г. Я. Голидрой [8, 10, с. 127]. Близкий по смыслу вывод делается также Ю. А. Косыгиным и др. [13] по Алданскому щиту и Становой складчатой области. Не улавливается корреляционная связь между поверхностью М и аномалиями силы тяжести почти для всех платформ и плит и большинства древних щитов и массивов (например, Предкарпатский краевой прогиб, Каракумский свод, Таймырская складчатая система и др.). Более того, встречаются геологические провинции, где с увеличением Δg наблюдается увеличение мощности ЗК (Аппалачская складчатая система, Куринская впадина, Японское и Черное моря и др.) [2]. По мнению Г. Я. Голидрой, причиной несоответствия данных гравиметрии и ГСЗ является или сильное влияние гравитационно-активного слоя, или своеобразное рас-

пределение масс в коре и мантии, или отсутствие заметного скачка σ на границе М [10, с. 127]. По мнению М. Е. Артемьева, «секрет» этого факта заключается в гравитационной компенсации рельефа границы М внутрикоровыми ПН. Причем последние ограничены поверхностями, являющимися как бы зеркальным отображением границы М. Эта компенсация рассматривается как изостазия, осуществляющаяся изменением не мощности ЗК, а ее σ [10, с. 232—234].

Для учета гравитационного эффекта границы М разные авторы используют значения плотностного скачка на этой границе ($\Delta\sigma_M$) от 0 до $0,5 \text{ г/см}^3$. Согласно Вулларду [30], наиболее вероятная величина $\Delta\sigma_M = 0,39 - 0,45 \text{ г/см}^3$. Значения $\Delta\sigma_M = 0,42 - 0,5 \text{ г/см}^3$ приняты при разработке ПМ Забайкалья [18], Кавказа и акватории Каспийского моря [10, с. 153], Армении [10, с. 159]. В Казахстане [10, с. 186], Средней Азии [10, с. 19], Туркмении [10, с. 194—196], Волго-Уральской провинции [10, с. 173] и на Среднем Урале [10, с. 176] этот параметр составляет $0,25 - 0,4 \text{ г/см}^3$, в Якутии [10, с. 202], на Воронежском массиве [10, с. 165] и на Украине [10, с. 101, 107, 112, 118] — $0,2 \text{ г/см}^3$ и менее. При построении плотностных разрезов ЗК Украинского щита и Донбасса установлено, что «для объяснения наблюдаемого поля лучше, если скачок $\Delta\sigma_M$ минимально возможный, а во многих случаях можно обойтись и без него» [10, с. 132].

Как указывает С. С. Красовский и другие, «если скачок $\Delta\sigma_M$ принять равным $0,4 \text{ г/см}^3$, как это нередко делается, то создается гравитационный эффект, который ни по интенсивности, ни по морфологии не согласуется как с наблюдаемым полем, так и с остаточным эффектом после исключения влияния верхней части ЗК. Признание столь существенного влияния раздела М потребовало бы введения в разрез дополнительных масс, не находящихся отражения в волновом поле» [10, с. 120]. М. Е. Артемьев и другие обобщили материал по ПМ ЗК в различных регионах Советского Союза, учли зарубежный опыт [28, 29] и сделали вывод, что наилучшим образом поле силы тяжести коррелируется с эффектом от раздела М при $\Delta\sigma_M \leq 0,2 \text{ г/см}^3$ [10, с. 217].

Исходя из изложенного, нами предпринята попытка оценить гравитационный эффект раздела М, приняв $\Delta\sigma_M$ равным $0,2 \text{ г/см}^3$. Расчеты, выполненные по профилю Б, показали, что при таком допущении в районе между пикетами 400 и 500 необходимо поместить мощную ($\sim 20 \text{ км}$) зону разуплотнения средней оболочки (рис. 7), в то время как по расчетам РА здесь расположена зона уплотнения мощностью $\sim 10 \text{ км}$ (см. рис. 5, 7). При расчетах по другим профилям ГСЗ оказалось, что учет геомет-

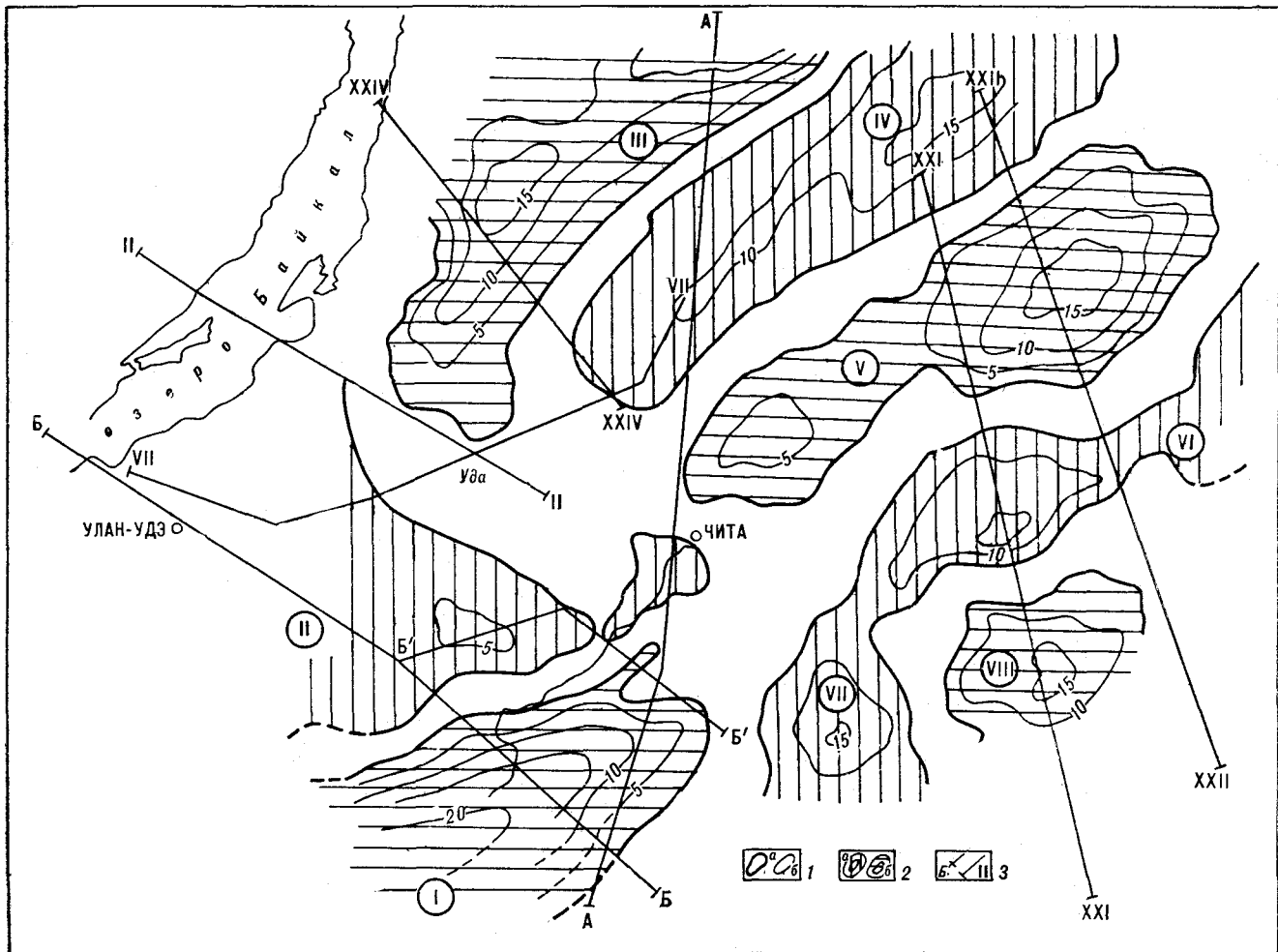


Рис. 6. Схема объемного строения средней оболочки земной коры Забайкалья.

1 — проекции зон средней оболочки ЗК на земную поверхность (а) и изолинии равных мощностей этих зон, оцифрованные в км (б), 2 — зоны средней оболочки ЗК уплотнения (а) и разуплотнения (б): I — Даурская, II — Хилокско-Селенгинская, III — Баунтовская, IV — Амалат-Витимская, V — Верховье-Олекминская, VI — Шилка-Аргунская, VII — Агинская, VIII — Ундино-Гамзурская, 3 — профили ГСЗ и интерпретационные профили.

рических особенностей раздела M с $\Delta\sigma_m > 0$ приводит к необходимости смещений до 100—200 км по профилю ПН средней оболочки, а иногда и к смене знака этих неоднородностей на противоположный, как это имело место на ПР Б.

Поскольку географические координаты и знак ПН средней оболочки определяются практически однозначно, «корректур», которые приходится осуществлять при учете геометрических особенностей раздела M с $\Delta\sigma_m > 0$, следует считать неприемлемыми. Поэтому был сделан вывод — величина $\Delta\sigma_m$ в Забайкалье близка к нулю, и, как следствие этого, источники РА (зоны уплотнения и разуплотнения) сосредоточены в средней оболочке ЗК.

Согласно М. Е. Артемьеву и других, предположение о том, что латеральные и вертикальные ПН в верхней части ЗК сглаживаются на глубинах 10—15 км, а глубже плотностной раз-

рез приобретает черты горизонтально-слоистого, подтверждается другими геофизическими данными [10, с. 219].

ПОСТРОЕНИЕ ПМ ЗК ДЛЯ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ МАКСИМУМОВ

Как указывалось, в зонах региональных максимумов наблюдается наиболее дифференцированный по сейсмическим данным разрез ЗК. Благодаря почти повсеместному прослеживанию П отражающего горизонта, отождествляемого с границей К, ЗК в зонах региональных максимумов практически везде может быть расчленена на ГС и БС. Для перехода к ПМ

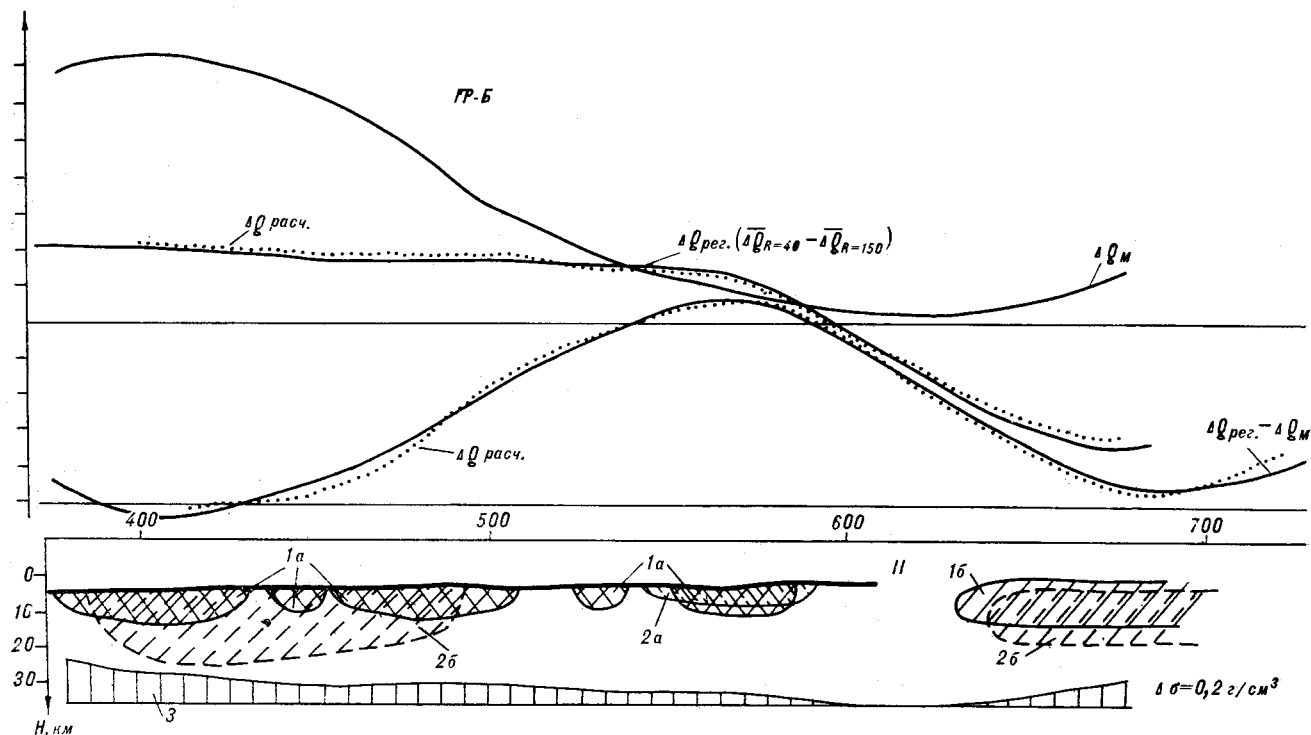


Рис. 7. Плотностной разрез по профилю Б с учетом возможного гравитационного эффекта раздела М. Зоны средней оболочки земной коры уплотнения (а) и разуплотнения (б): без учета влияния (1) и с учетом гравитационного эффекта раздела М (2) и возможно гравитирующая зона мантии (3).

наложим единственное граничное условие, которому она должна удовлетворять, исходя из современных теоретических представлений. Это условие сводится к тому, чтобы σ ГС не превышала величину $2,67 \text{ г/см}^3$. Верхней оболочке ЗК, в которой сосредоточены источники ЛА и которая фактически является верхней оболочкой ГС, согласно уже проводившемуся обоснованию зададим $\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$.

Данные по плотностной характеристике верхней оболочки ГС и ГС в целом в совокупности с данными ГСЗ по скоростной характеристике этих же оболочек (слоев) позволяют определить коэффициенты в уравнении $Vp = a + b\sigma$, которым, по мнению многих исследователей [3, 4, 21, 26—28, 31], описывается связь между упругими и плотностными свойствами пород. Как показали расчеты, это уравнение можно представить следующим образом: $\sigma = 0,132V + 1,865$. С помощью последней формулы определим σ нижней оболочки ГС и БС, а также среднюю σ ЗК, которая оказалась равной $2,71 \text{ г/см}^3$. Как видно на левой части рис. 5, источники гравитационных аномалий в зонах региональных максимумов не опускаются ниже границы К, т. е. сосредоточены в ГС. Источники ЛА расположены в верхней, источники РА в нижней оболочках ГС.

ПОСТРОЕНИЕ ПМ ЗК ДЛЯ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ МИНИМУМОВ

При построении ПМ ЗК для зон региональных минимумов было проведено обобщение региональных плотностных разрезов.

Средняя σ ЗК в этих зонах определена по приведенной выше формуле. Кроме того, было учтено, что внутрикоровые сейсмические границы могут ограничивать источники РА как снизу, так и сверху.

Как видно на правой части рис. 5, источники ЛА, как и в зонах региональных максимумов, сосредоточены в верхней оболочке ГС. Что же касается источников РА, то, во-первых, все они представляют собой зоны разуплотнения, во-вторых, границы этих источников по вертикали очень расплывчатые, в-третьих, их нижние части захватывают, по-видимому, БС.

ОБСУЖДЕНИЕ ОБОБЩЕННОЙ ПМ ЗК ЗАБАЙКАЛЬЯ

В результате проведенных исследований разработана модель, в которой ЗК Забайкалья представлена в виде трех оболочек (см. рис. 5).

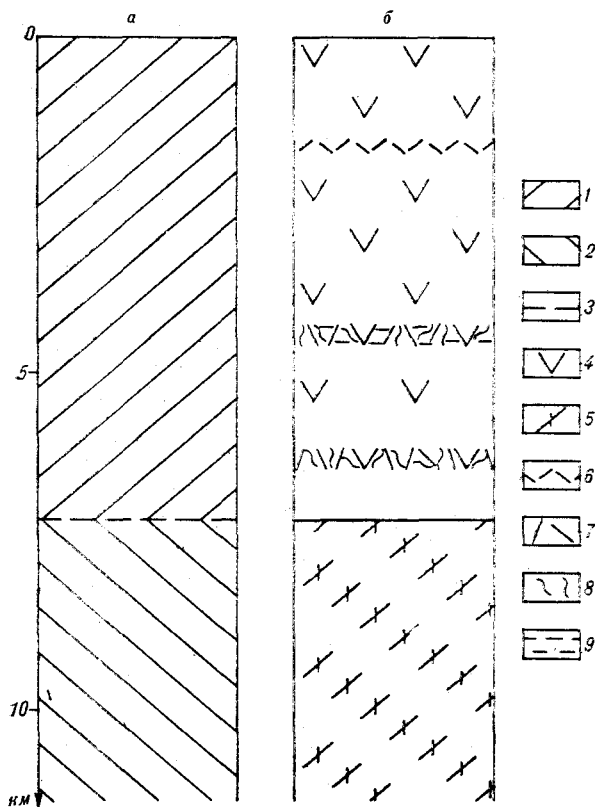


Рис. 8. Сейсмический (а) и геологический (б) разрезы по Кольской сверхглубокой скважине (по Н. П. Лаврову).

1 — «гранитный» слой, 2 — «базальтовый» слой, 3 — субгоризонтальная сейсмическая граница раздела (граница Коэнрада), 4 — протерозойский осадочно-вулканогенный комплекс (1,8—2,0 млрд. лет), 5 — архейский гранитоидный комплекс (2,5—2,7 млрд. лет), 6 — сульфидные медно-никелевые руды (промышленные), 7 — низкотемпературная гидротермальная сульфидная минерализация, 8 — крупные разрывные нарушения, 9 — термальные рассолы, содержащие тяжелые металлы, гелий, углеводороды (зона низких скоростей упругих волн).

Верхняя оболочка (до 10 км), средняя σ которой составляет $2,63 \text{ г/см}^3$, является трехкомпонентной системой и представляет собой вмещающий субстрат (граниты нормальной плотности, не вызывающие ЛА) и заключенные в нем избыточно массивные и дефектные ПН с $|\Delta\sigma| \geq 0,1 \text{ г/см}^3$, являющиеся источниками ЛА. Пространственные координаты ПН верхней оболочки и их петрографический состав вполне определенные.

В средней оболочке ЗК выделяются зоны уплотнения и разуплотнения с $|\Delta\sigma| \leq 0,05 \text{ г/см}^3$, которые являются источниками РА. Размеры

этих зон на несколько порядков превышают размеры ПН верхней оболочки. По сравнению с последними положение в пространстве ПН средней оболочки менее определенное. Петрографический состав этих зон вообще неопределенный. Пространственные и прежде всего географические координаты и особенности внутренней структуры ПН средней оболочки с повышением точности съемок не уточняются (в отличие от таковых для ПН верхней оболочки). В пределах региональных максимумов средняя оболочка совпадает с нижней оболочкой ГС, а в зонах региональных минимумов частично захватывает и БС.

Третья оболочка ЗК — это БС, однородный в плотностном отношении. Можно полагать, что по аналогии с вышележащими оболочками она также является трехкомпонентной, но $|\Delta\sigma|$ ПН ее близок к нулю.

Таким образом, согласно предложенной модели ЗК, во многих участках региона имеют место инверсионные плотностные соотношения, т. е. на ограниченных отрезках нормали плотность с глубиной не увеличивается, а уменьшается. Причем выделенные оболочки как раз и различаются частотой и интенсивностью плотностных инверсий. Увеличение же σ с глубиной проявляется лишь как общая тенденция. Анализ региональных ПМ ЗК, авторы которых обходятся без инверсионных плотностных соотношений [18, 20], показывает, что средняя плотность гранитного слоя и земной коры в целом в этих случаях превышает соответственно $2,72$ и $2,81 \text{ г/см}^3$.

Следует заметить, что в последние годы необходимость учета плотностных инверсий при глубинных построениях, обоснованная Ю. А. Косыгиным с соавт. [13], осознается все большим числом исследователей. Показаны зоны инверсии на плотностных разрезах по Украинскому щиту и Днепровско-Донецкой впадине [10, с. 124], по III международному геофизическому профилю [10, с. 101], по Среднему Уралу [21]. Наконец, инверсионные плотностные соотношения в верхней оболочке ЗК в известной степени подтверждаются результатами бурения Кольской сверхглубокой скважины (рис. 8) [15].

Анализ ПМ Забайкалья позволил выбрать в качестве главного объекта исследований верхнюю оболочку и приступить к рассмотрению структуры региона на оболочечном уровне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1962.
2. Беллевский Н. А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Моховича. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975.
3. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
4. Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. М. О природе региональных гравитационных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных районов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5.

5. *Гладкий К. В.* Разделение суммарных гравитационных полей как процесс частотной фильтрации.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 25. Л.: Гостоптехиздат, 1960.
6. *Гладкий К. В.* Соотношение между осреднением и аналитическим продолжением в верхнее полупространство гравитационных аномалий.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1961, № 5.
7. *Голыздра Г. Я.* Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10.
8. *Голыздра Г. Я.* Основные задачи и результаты комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры.— В кн.: Развитие методов геологической интерпретации гравитационных данных при комплексном исследовании глубинного строения регионов. М.: ВИНТИ, № 3700-75 Деп., 1975.
9. *Голыздра Г. Я., Ахметшина А. К.* О природе обширных гравитационных аномалий Украинского щита.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972.
10. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979.
11. *Зорин Ю. А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971.
12. *Клушин И. Г.* О трансформациях гравитационных аномалий.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 24. М.: Гостоптехиздат, 1960.
13. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П.* О геологическом значении сейсмических и гравиметрических данных при глубинных построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4.
14. *Крылов С. В., Мишенькин В. П. и др.* Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— Геол. и геофиз., 1970, № 1.
15. *Лавров Н. П.* Проект «Литосфера».— Наука и жизнь, 1981, № 12.
16. *Любалин В. Д.* Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (морфологический аспект).— Геол. и геофиз., 1978, № 11.
17. *Маркитанов И. Ф.* Некоторые особенности строения земной коры на Среднем Урале по гравиметрическим данным.— В кн.: Земная кора и структуры рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.
18. *Менакер Г. И.* Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье.— Геол. рудн. месторождений, 1972, т. 14, № 6.
19. *Менакер Г. И.* Строение земной коры и проблемы тектоники, магматизма и металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5). Чита: Изд-во Забайкальского фил. географ. об-ва СССР, 1968.
20. *Моусеенко Ф. С.* Строение земной коры южного горного обрамления Сибири.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1967.
21. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
22. *Субботин С. И., Старостенко В. И., Козленко В. Г.* Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
23. *Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
24. *Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Part 1—2.— J. of Geophys. Res., 1960, 65, N 4.
25. *Ibid.*, 1961, 66, N 7.
26. *Birch F.* Density and composition of mantle and core.— J. of Geophys. Res., 1964, 69, N 20.
27. *Bullen K.* The Earth's density. London. Chapman & Hall, 1975.
28. *Goodacre A.* Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada.— J. of Geophys. Res., 1972, 77, N 17.
29. *Vyskocil V.* Comments on the manifestation of the gravity deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field.— Geofis. sb., 1972, 20, N 365.
30. *Woollard G. P.* Regional variations in gravity.— In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Geophys. monogr. Washington Amer. Geophys. Union, 1969, v. 13.
31. *Woollard G. P.* The interrelationship of the Crust, the Upper Mantle and isostatic gravity anomalies in the USA.— In: The Crust and the Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. monogr. Washington. Amer. Geophys. Union, 1968, v. 12.

*ЗабНИИ Министерства геологии СССР,
Чита*

*Поступила в редакцию
20 мая 1983 г.*

УДК 550.83.053(571.63/64)

Л. И. Брянский, В. Я. Подгорный

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ СВОБОДНЫЙ — КОМСОМОЛЬСК — МЫС СЮРКУМ

На основе метода стандартных моделей [1] выполнено гравитационное моделирование по наиболее протяженному на юге Дальнего Востока широтному гео-

траверсу. Получены новые представления о глубинной структуре региона.

ПРИНЦИПЫ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Гравитационное моделирование на основе использования априорной информации ГСЗ является широко распространенным методом изучения глубинной структуры земной коры и верхней мантии [5, 9]. В настоящей статье для этой цели использован метод стандартных моделей. Стандартная модель (СМ) представляет собой априорно заданный закон распределения плотности в земной коре или каких-либо ее частях при «жестко» закрепленной геометрии среды. По аналогии со стандартными моделями Земли [2] СМ земной коры должны удовлетворять следующим требованиям: 1) простота — число параметров СМ должно быть минимальным, 2) согласованность с имеющимися данными; вопрос об единственности СМ не возникает, и существенно различные модели могут служить в качестве стандартных.

Предположим, что слоистость плотностного разреза земной коры и верхней мантии определяется двумя близгоризонтальными границами: верхней границей консолидированной коры и границей Мохо, которые разделяют разрез на три слоя. Геологические и геофизические данные позволяют получить «закрепленную» плотностную модель верхнего слоя, который обычно характеризуется сильно дифференцированным блоковым строением и высокими вертикальными градиентами плотности [5]. Плотность верхней мантии в первом приближении может считаться постоянной. В среднем слое термодинамические условия, возможно, сглаживают плотностные неоднородности и уменьшают вертикальный градиент плотности. Примем, что в этом слое плотность с глубиной возрастает по линейному закону.

С учетом требования максимальной простоты можно предложить две стандартные модели, имеющие минимальное число параметров: I-Г и II-Г [1]. Для этих моделей плотность на границе консолидированной коры (фундамент) σ_0 принимается постоянной; I-Г характеризуется постоянством K — вертикального гравитационного ускорения Δ — перепад плотности на границе Мохо. Модель II-Г в определенном смысле является эквивалентной однородно-слоистой, так как ее средневзвешенная плотность по слою является величиной постоянной.

Для расчетов принята слоисто-блоковая геометрия среды по данным ГСЗ [7]. Плотность мантии взята $3,2 \text{ г/см}^3$, перепад плотности на границе Мохо для II-Г $\Delta = 0,2 \text{ г/см}^3$ [5]. Нижний слой для расчетов ограничен плоскостью на глубине 60 км. Вычисление вертикальных градиентов плотности верхнего слоя выполнялось для блоков пород геосинклинально-складчатого комплекса по методике, опубликованной в [1]. Расчет гравитационного эффекта I-Г и II-Г осуществлялся на ЭВМ ЕС-1052 [4]. Степень сходимости исходного поля с расчетным представляет собой критерий, по которому удалось заключение о принятии или отклонении стандартной модели. Стандартная модель принималась при минимальных корректировках, соотносящихся с имеющимися априорными геологическими представлениями о строении региона.

ОПИСАНИЕ ПЛОТНОСТНОГО РАЗРЕЗА

На отрезке профиля от Свободного до Комсомольска имеются данные ГСЗ, на остальную его часть экстраполировались данные ГСЗ по линии Литовка — Иннокентьевский [7]. Иссле-

двумый разрез характеризует внешнюю (континентальную) область зоны сочленения континента с океаном.

Плотностная модель верхнего (I) слоя. На рис. 1, 2 показана нижняя кромка этого слоя, совпадающая с границей консолидированной коры. Для пород геосинклинальных складчатых комплексов и кайнозойско-мезозойских образований депрессий указаны плотность для верхних кромок и градиент ее изменения с глубиной. Для кристаллических пород фундамента Буреинского массива, а также для вулканитов Баджальского вулканогена плотность взята постоянной на всю мощность слоя.

Предполагается, что гранитоиды Буреинского массива с запада на восток имеют тенденцию к уменьшению плотности в связи с увеличением степени гранитизации. Среди гранитоидов Буреинского массива в верхнем плотностном слое выделен останец метаморфического фундамента (Мельгинский блок) относительно повышенной плотности, который отчетливо фиксируется локальной положительной аномалией поля силы тяжести.

На участке Баджальского антиклинория структура верхней части земной коры изучена недостаточно, чтобы сделать обоснованные предположения о распределении плотности в верхнем слое. Было принято, что на глубину 2 км этот слой представлен в значительной мере кислыми вулканитами и комагматическими интрузиями. Баджальские вулканиты на западе перекрывают также Чегдомыньское поднятие. Их мощность здесь предполагается 1,5 км.

Начиная с Ванданского антиклинория, на восток, верхний плотностной слой представлен геосинклинальными складчатыми образованиями, плотность которых указана на рис. 1, 2.

В пределах Ванданского антиклинория по данным моделирования предполагается существование интрузии гранитов мелового возраста. Это подтверждается выходами гранитоидов, которые закартированы на поверхности.

Плотностная модель среднего (II) слоя рассчитывалась в двух вариантах I-Г и II-Г.

В связи с большой протяженностью профиля модель II-Г представляется более предпочтительней, чем I-Г, так как трудно ожидать постоянство вертикального градиента плотности на таком большом расстоянии.

Модель II-Г (см. рис. 1). Вычисление градиентов плотности для каждого блока модели II-Г при заданных σ_{ϕ} , σ_m и $(H-h) = m$ — вертикальной мощности блока выполнялось по формуле

$$K_i = \frac{\sigma_m - \Delta - \sigma_{\phi}}{m_i},$$

где m_i — мощность i -го блока второго слоя, м;

σ_m — плотность образований мантии (третьего слоя), г/см³; H — глубина до границы Мохо, м; h — глубина до границы консолидированной коры, м.

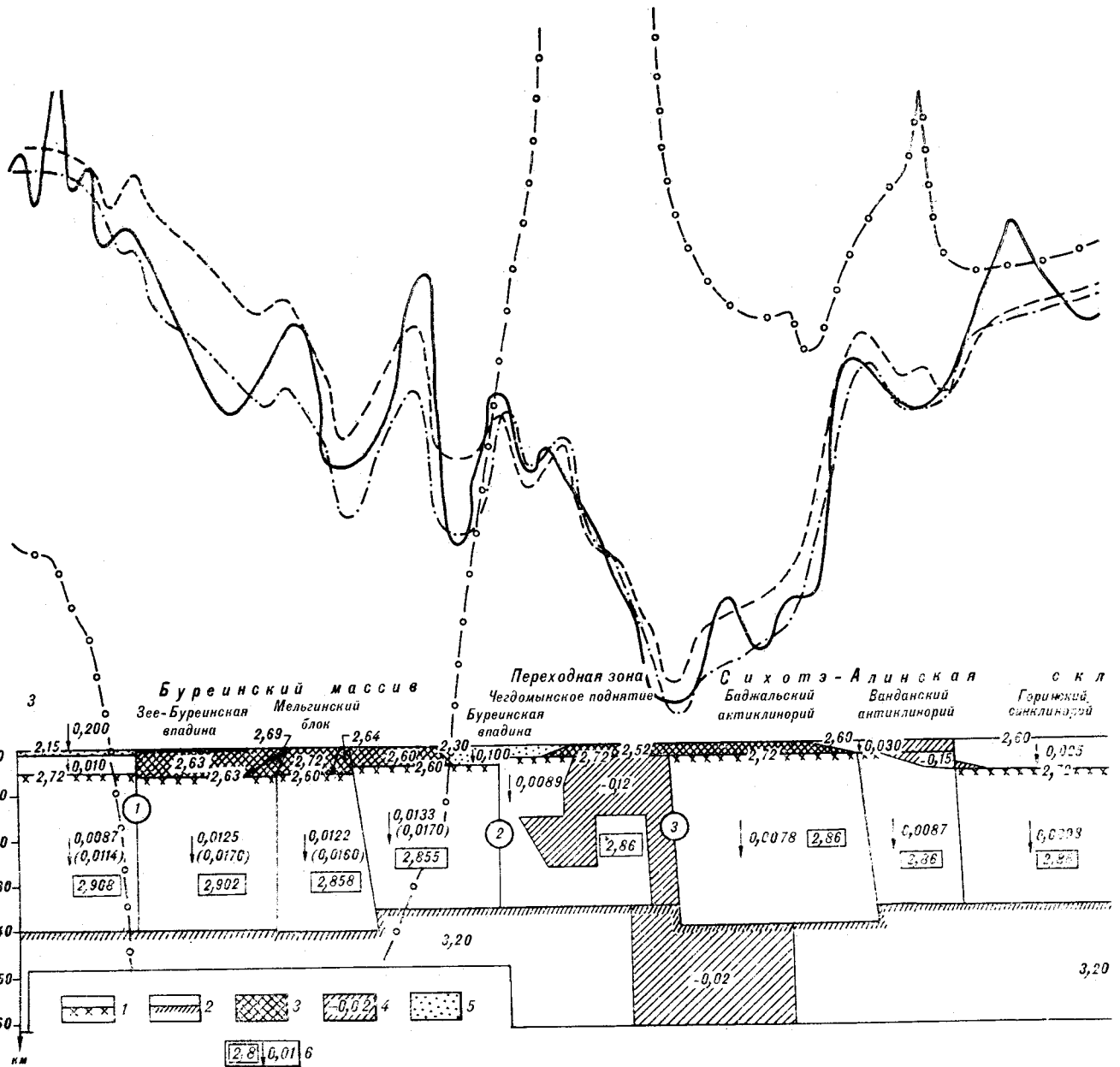
По величине σ_{ϕ} на верхней кромке второго слоя весь профиль поделен на четыре отрезка. К западу от Томского и к востоку от Тастахского разломов (см. рис. 2) выделяются два участка предположительно древнего метаморфического фундамента с плотностью 2,72 г/см³. Между этими разломами «зажато» гранитизированное ядро Буреинского массива. Средний слой Буреинского массива разбит на два участка соответственно с плотностями на верхней кромке 2,63 и 2,60 г/см³.

Интенсивная гравитационная ступень, фиксирующая Томский разлом, позволяет предположить здесь смену пород кристаллического фундамента (образования верхней части второго слоя) с древнего метаморфического в западном блоке [3, 10] на новообразованный гранитоидный в восточном. Древний фундамент западного блока характеризуется ортогональным простираем магнитных аномалий, а фундамент восточного — ясно выраженной северо-восточной направленностью магнитных аномалий.

Результаты сопоставления расчетной кривой поля силы тяжести от всего разреза с исходной показали, что сходимость этих результатов может быть достигнута: 1) корректировкой регионального поля путем общего увеличения градиента плотности в блоках Буреинского массива и внесения разуплотнения мантии под дном Японского моря и в прибрежном блоке (см. рис. 1), 2) корректировкой локального поля путем включения локальных низкоплотностных масс во II и III слои на участке Баджальского минимума поля силы тяжести (Чегдомыньское поднятие и Баджальский антиклинорий) и на участке Ванданского антиклинория (предположительно корни мелового интрузива во II слое). Введением таких неоднородностей достигается компенсация локальных минимумов поля силы тяжести. В Центральном антиклинории также допускается присутствие низкоплотностных образований, по-видимому, плутона гранитоидов мелового возраста.

При выборе мест расположения низкоплотностных масс предпочтение отдавалось участкам относительно пониженных скоростей продольных волн на сейсмогеологическом разрезе. При таких корректировках стандартная модель в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области не подверглась изменениям.

На рис. 1 показана однородноплотностная стандартная модель, эквивалентная модели II-Г. Видно, что расчетные кривые поля силы тяжести этих моделей весьма близки. Средневзвешенная плотность, принятая для построения однородноплотностной модели, рассчитана



с учетом принятых корректировок стандартной модели II-Г.

Модель I-Г (см. рис. 2). Рассмотрим случай, когда средний слой разделяется на блоки, отличающиеся по σ_{ϕ} — плотности на их верхней кромке. В каждом таком блоке модели I-Г вертикальный градиент плотности $K = \text{const}$, но отличается от соседнего. Гравитационные ступени на границах этих блоков формируют основной тренд поля — его региональный фон. Колебания границы Мохо в пределах каждого блока дают локальную составляющую поля силы тяжести.

Можно теоретически показать, что в предельном случае (когда ширина блоков достаточно

велика по сравнению с их вертикальной мощностью) можно построить такую модель I-Г, которая будет эквивалентна модели II-Г с точностью до локальной составляющей. Условие, определяющее эквивалентность, состоит в том, чтобы градиент плотности в каждом блоке с фиксированной σ_{ϕ} для модели I-Г равнялся среднему градиенту плотности в этом блоке для модели II-Г.

Для нашего разреза средние градиенты плотности для модели II-Г составили следующие величины: для Сихотэ-Алинской геосинклинальной области $0,008 \text{ г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$, для Буреинского массива $0,016 \text{ г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$ (последняя с учетом корректировки стандартной модели).

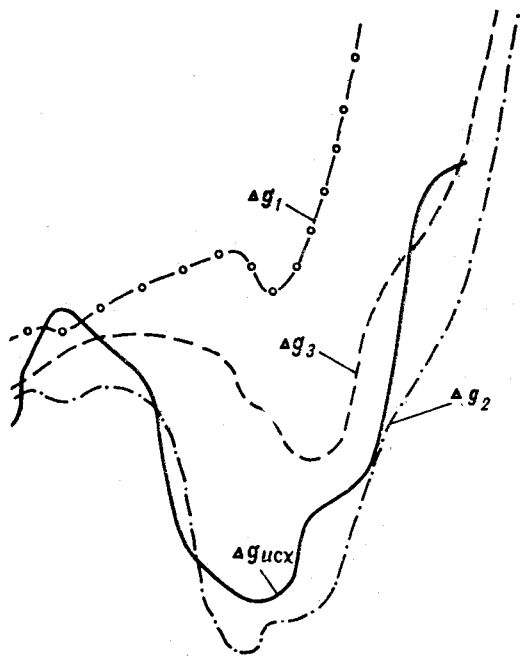


Рис. 1. Стандартная гравитационная модель II-1 по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум. 1 — граница консолидированной коры, 2 — граница Мохо, 3 — выступы кристаллического фундамента и вулканогенно-интрузивных пород, 4 — участки разуплотнения в земной коре и верхней мантии (цифра указывает дефицит плотности по отношению к вмещающим образованиям), 5 — осадочный чехол кайнозойско-мезозойских впадин, 6 — направление градиента плотности в блоке (цифра справа — его величина, слева — средневзвешенная плотность). Кривые поля силы тяжести: $\Delta g_{исх}$ — исходного поля, Δg_1 — расчетная от стандартной модели, Δg_2 — расчетная от стандартной модели, откорректированной, Δg_3 — расчетная от эквивалентной однородно-плотностной модели. Разломы (цифры в кругах): 1 — Томский, 2 — Тастахский, 3 — Куканский, 4 — Центральный Сихотэ-Алиинский (Лимурчанский).

ефом нижней границы слоя, аппроксимированном гармонической функцией.

В связи с нарушением условия эквивалентности при расчетах модели I-Г с указанными ранее средними градиентами плотности возникли остаточные аномалии, которые были скомпенсированы введением дополнительных локальных масс с отрицательной избыточной плотностью.

При указанных корректировках достигнуто удовлетворительное совпадение расчетной кривой поля силы тяжести модели с исходной кривой (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

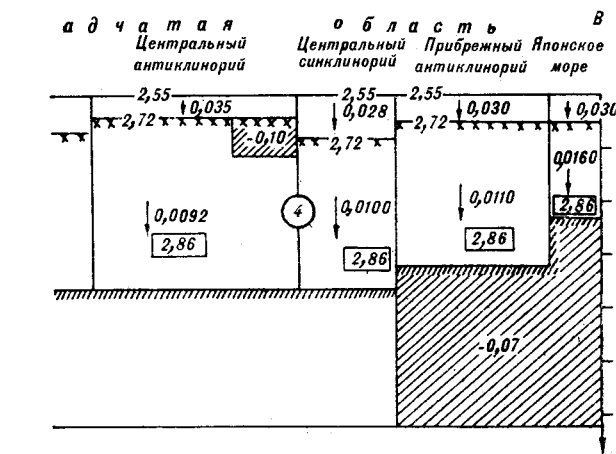
Предложены две стандартные градиентно-плотностные модели, удовлетворяющие исходному полю силы тяжести. Интересно отметить, что постоянство средневзвешенной плотности по всему среднему слою модели II-Г, который составляет основной объем земной коры, удовлетворяет изостатической модели Эри; возможно, поэтому земная кора геосинклинальной области, уравнивающаяся на поверхности Мохо, подчиняется закону стандартной модели II-Г.

Модель I-Г подбиралась заранее эквивалентной модели II-Г с точностью до некоторой локальной составляющей, в связи с чем она может рассматриваться как грубая аппроксимация модели II-Г.

Выше отмечалось, что II-Г эквивалентна в определенном смысле однородноплотностной, если ее средневзвешенная плотность равна плотности последней. На рис. 1 показаны такие эквивалентные модели.

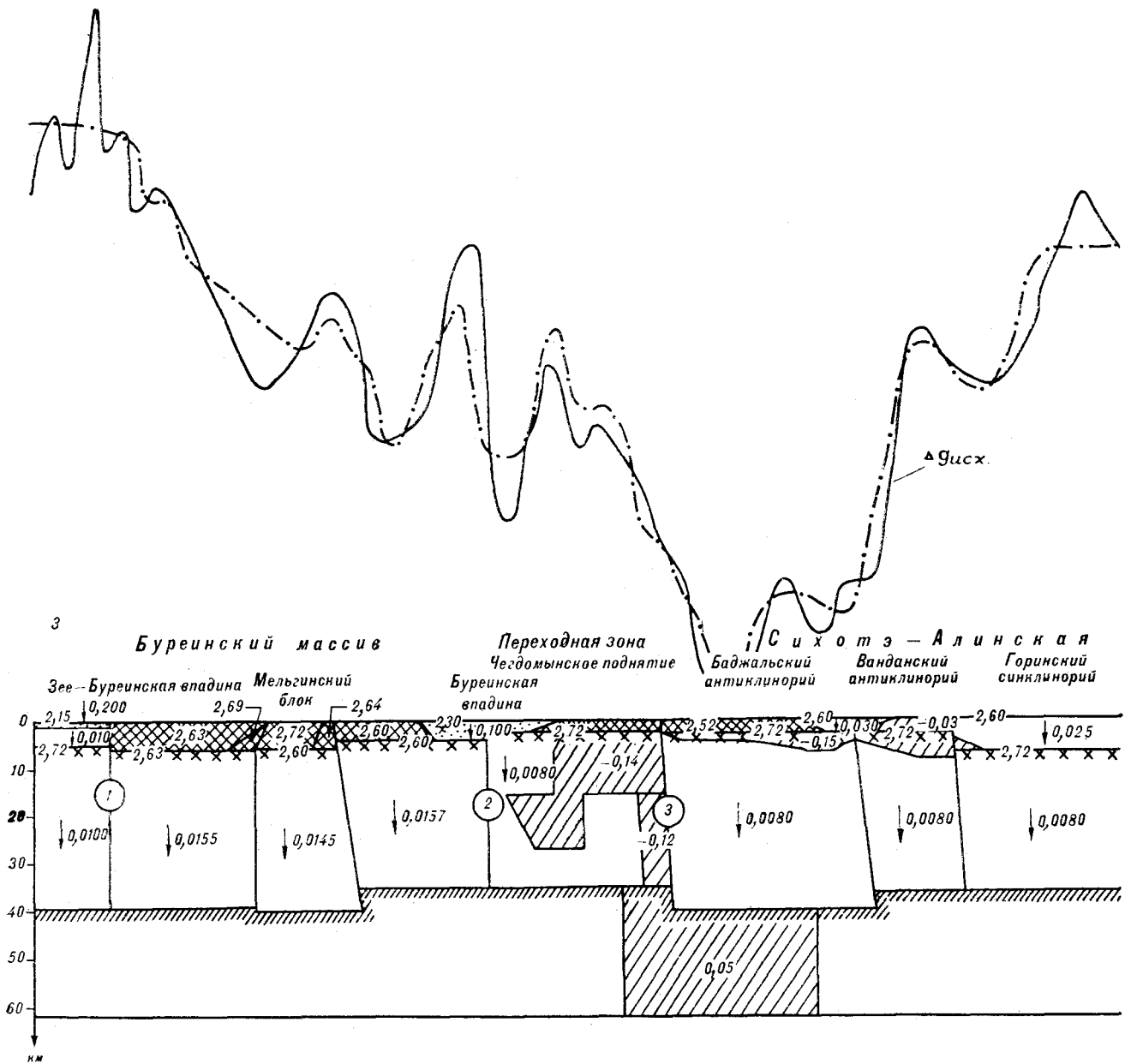
Поскольку однородноплотностная модель является более простой, чем градиентная, то возникает вопрос, какой смысл вводить модель II-Г.

Дело состоит в том, что II-Г позволяет получать удовлетворительные результаты при гораздо меньших значениях Δ — перепада плотности на границе Мохо, чем это требует однородноплотностная модель при одинаковых средних плотностях земной коры. Более того, градиентные модели могут «работать» при нуле-



Расчеты на ЭВМ поля силы тяжести модели I-Г при указанных параметрах показали сходимость общего тренда поля ее с полем модели II-Г и соответственно с исходной кривой поля силы тяжести.

Локальные же аномалии моделей I-Г и II-Г не совпали. Условие эквивалентности I-Г и II-Г по локальным составляющим в пределах блока с фиксированной σ_f выражается в том, чтобы градиент плотности в блоке модели I-Г был в два раза меньше, чем средний градиент, рассчитанный в этом блоке для II-Г. Такое условие выполняется для идеальной модели, у которой локальная составляющая связана с релье-



вых перепадах плотности на границе Мохо, т. е. при наличии границы второго рода. В этом смысле они являются более гибкими и лучше отвечают современным представлениям о поведении плотности при переходе от земной коры к мантии [5].

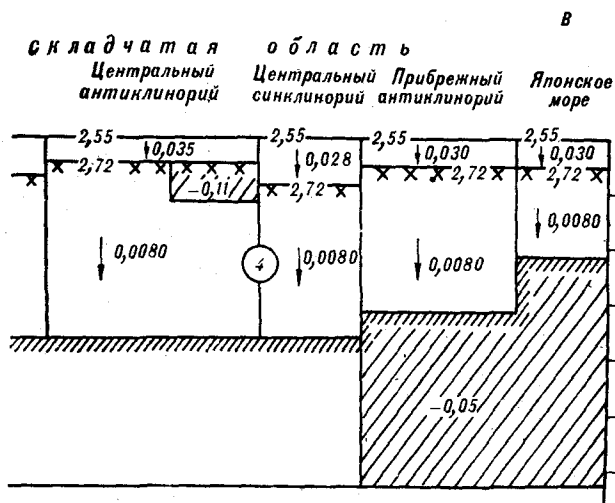
Стандартные модели дают удовлетворительные результаты только в пределах Сихотэ-Алиинской складчатой области. Для Буреинского массива в ходе коррекции получены нереально высокие градиенты плотности, которые указывают на наличие высокоплотных масс в низах разреза земной коры. Возможно, это обстоятельство свидетельствует о существовании здесь хорошо развитого «базальтового» слоя.

Плотностная модель Прибрежного антиклинория и Японского моря резко отличается от таковой остальной части разреза аномально низкими плотностями верхней мантии, которые, возможно, фиксируют продолжение линзы низкоскоростной и разогретой мантии, присутствие которой предполагается некоторыми исследователями [8] южнее, на геотраверсе Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю.

Для восточного фланга профиля для модели П-Г характерно увеличение вертикального градиента плотности в направлении от Центрального Сихотэ-Алиня к Японскому морю, что может рассматриваться в качестве признака уве-



Рис. 2. Стандартная гравитационная модель I-G по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум (см. усл. обозн. к рис. 1).



ЛИТЕРАТУРА

1. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области. — Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
2. Буллен К. Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978.
3. Геология СССР, т. 19, ч. 1. М.: Недра, 1966.
4. Заворотко А. Н., Старостенко В. И. Методика и комплекс программ решения обратной линейной задачи гравиметрии на ЭВМ «Минск-22». Киев: Наукова думка, 1976.
5. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981.
6. Мальшев Ю. Ф., Брянский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины. — Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
7. Поганьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980.
8. Родников А. Г., Гайманов А. Г. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан. Результаты исследований по международному геофизическому проекту. М., 1982.
9. Романюк Т. В. Некоторые вопросы комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии при изучении коры и верхней мантии Земли. — В кн.: Теория и практика интерпретации гравитационных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1982.
10. Тарков А. П. Глубинное строение Зее-Буреинской равнины по данным геофизических исследований. — Геол. и геофиз., 1963, № 7.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
18 февраля 1984 г.

УДК 550.328(571.63)

*В. А. Кортунов, Р. Г. Кулинич, В. С. Москвичев,
В. И. Платунов*

ГРАНИЦЫ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Проведен автокорреляционный и спектральный анализ аномального магнитного поля (АМП) континентальной части Приморья и шельфовой зоны Японского моря. Получено определенное представление о свойствах АМП как случайной функции на исследуемых площадях. На основе оценки главных, определяющих черт

В настоящее время имеется значительное количество геофизических и геологических данных, позволяющих дать сравнительно подробную характеристику Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Весьма важными, но еще полностью не раскрытыми возможностями для изучения переходных зон обладают, по-видимому, аномалии магнитного поля, хотя пока нет универсального подхода к их интерпретации.

Нами сделана попытка с новых позиций подойти к сложившимся представлениям об использовании данных магнитометрии при решении геолого-геофизических задач и решить некоторые вопросы геокартирования на основе статистического анализа аномального магнитного поля (АМП) по методике, предложенной В. Н. Луговенко [2]. Для решения поставленной задачи проанализированы результаты аэромагнитной съемки в пределах отдельных участков континентальной части Приморья и гидромагнитной съемки шельфовой зоны Японского моря. При этом основное внимание уделялось спектральному и автокорреляционному анализу АМП. Расчетные профили выбирались в пределах отдельных участков (рис. 1), располагающихся на площадях: 1) Ханкайского срединного массива (область докембрийской складчатости), 2) Главного антиклинория (область позднепалеозойской складчатости), 3) Главного синклинория (область мезозойской складчатости), 4) ВСАВП, 5) шельфовой зоны на южном продолжении ВСАВП, 6) шельфовой зоны к востоку от ВСАВП.

Для характеристики указанных площадей использованы данные статистического анализа

строения АМП выяснены некоторые особенности геологического строения исследованной территории. Отмечается стабильность или идентичность распределения спектральных и автокорреляционных параметров АМП для однотипных по геологическому строению участков земной коры.

АМП по 70 профилям, характеризующимся наиболее типичными изменениями напряженности поля. Результаты этого анализа представлены в виде графиков автокорреляционных функций B , графиков энергетических спектров G и гистограмм распределения энергии АМП по низким, средним и высоким частотам на рис. 2—5.

Наиболее информативной из статистических характеристик АМП является автокорреляционная функция, некоторые параметры которой

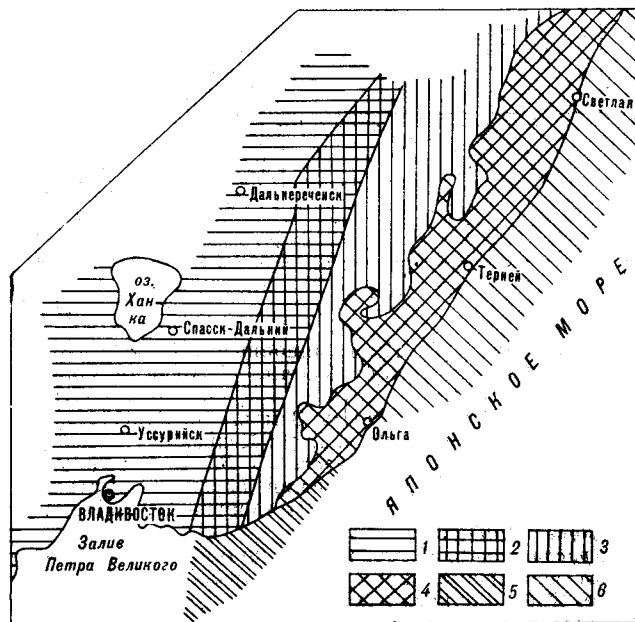


Рис. 1. Схема размещения анализируемых участков.

1 — Ханкайский срединный массив, 2 — Главный антиклинорий, 3 — Главный синклинорий, 4 — ВСАВП, 5 — шельфовая зона на южном продолжении ВСАВП, 6 — шельфовая зона к востоку от ВСАВП.

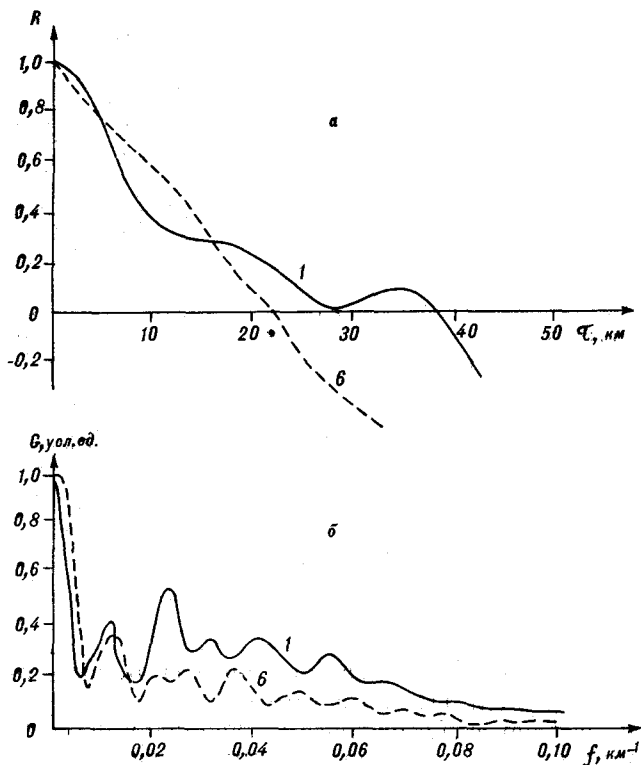


Рис. 2. Графики автокорреляционных функций (а) и энергетических спектров (б) участков 1 и 6.

связаны со средними горизонтальными и вертикальными размерами магнитоактивных тел. Графики автокорреляционных функций для всех анализируемых участков имеют экспоненциально-косинусный характер, показывающий, что на экспоненциальное затухание накладывается некоторая периодичность. На рис. 2—4 показаны автокорреляционные функции и энергетические спектры; номера кривых соответствуют порядковым номерам анализируемых участков.

Основные математические особенности автокорреляционных функций, отличающие их друг от друга, заключаются в следующем. Автокорреляционные функции АМП 4 и 5 (см. рис. 4) определяют недифференцируемые случайные процессы — вторые производные этих функций терпят разрыв в нуле, а функции 1, 2, 3, 6 (см. рис. 2, 3) — дифференцируемые случайные процессы. Математические выражения рассматриваемых автокорреляционных функций свидетельствуют о наличии в спектральном составе АМП определенных преобладающих частот, т. е., как правило, интенсивность спектра максимальна не на нулевой частоте. Все автокорреляционные функции АМП могут быть аппроксимированы выражением

$$R = R_0 e^{-\alpha|\tau|} \cos \beta \tau.$$

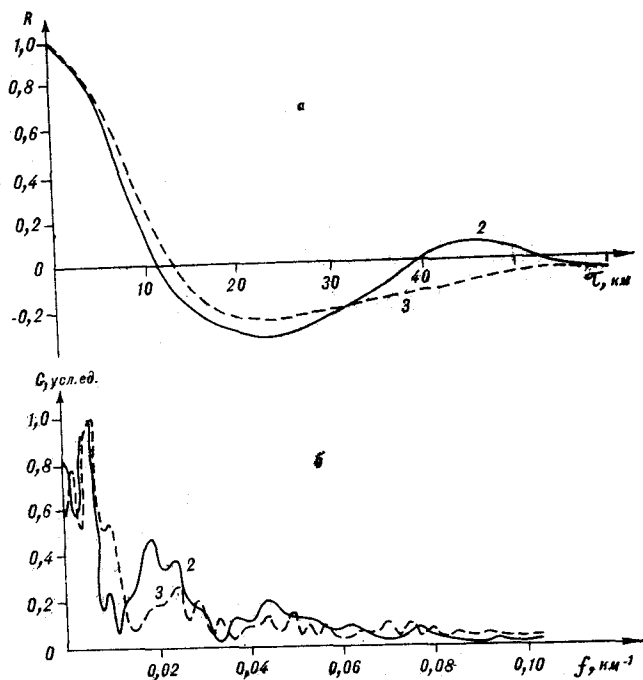


Рис. 3. Графики автокорреляционных функций (а) и энергетических спектров (б) участков 2 и 3.

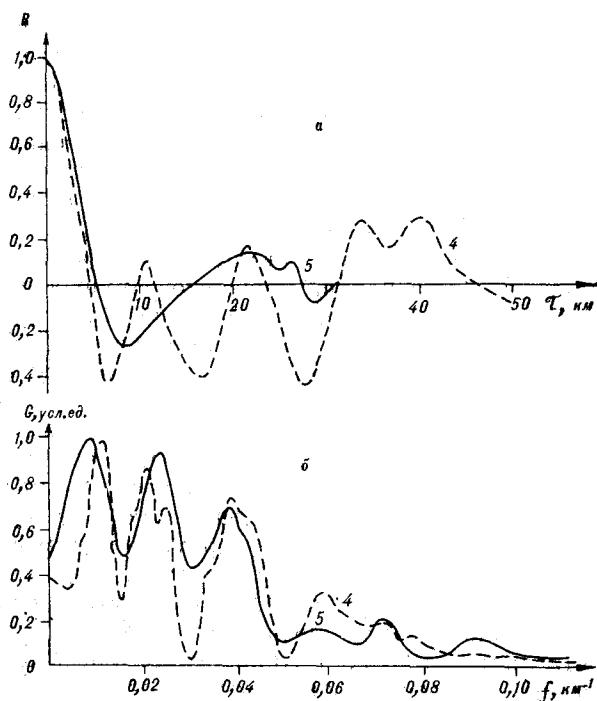


Рис. 4. Графики автокорреляционных функций (а) и энергетических спектров (б) участков 4 и 5.

При этом параметр α определяет скорость спада функции R , а β отражает основную периодичность функции.

Анализ основных параметров автокорреляционных функций показывает, что максималь-

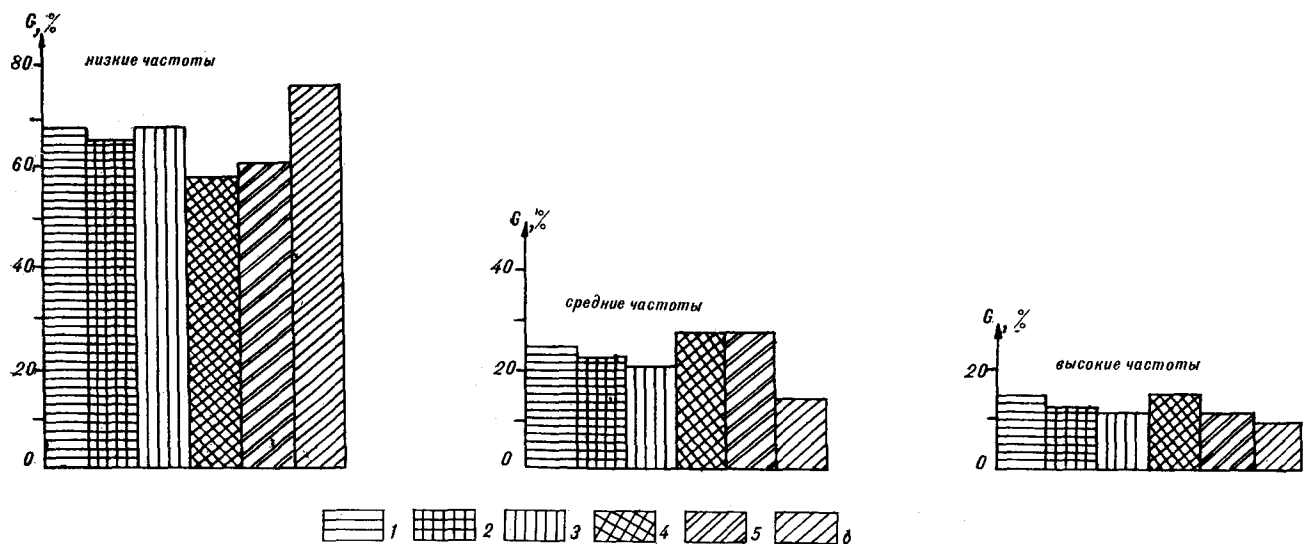


Рис. 5. Гистограммы относительной плотности энергии АМП для:

1 — Ханкайского срединного массива, 2 — Главного антиклинория, 3 — Главного синклинория, 4 — ВСАВП, 5 — шельфовой зоны на южном продолжении ВСАВП, 6 — шельфовой зоны к востоку от ВСАВП.

ной скоростью спада характеризуются участки 4 и 5, а минимальной — 1 и 6. Радиус корреляции $r_{0,3}$, дающий характеристику более высокочастотным компонентам АМП по сравнению с радиусом нулевой корреляции r_0 , имеет минимальные значения на участках 4 и 5 и показывает, что основные магнитоактивные источники здесь залегают на глубине 0,2—1,3 км. Это определяется тем, что в большинстве случаев величина r_{max} , определяющая положение второго максимума $R(\tau)$ на оси τ , больше $3r_0$, и мы имеем возможность связывать скорость спада автокорреляционной функции со средней глубиной магнитовозмущающих объектов [1, 2]. Максимальная величина параметра $r_{0,3}$ характерна для Ханкайского массива (~12 км) и шельфовой зоны к востоку от ВСАВП (~16 км).

Радиус нулевой корреляции r_0 имеет тенденцию к такому же распределению по участкам, т. е. он минимален для автокорреляционных функций 4 и 5, а максимальные его значения у функций 1 и 6. Данный параметр показывает, что горизонтальное расстояние между возмущающими объектами ВСАВП и участка шельфовой зоны по оси продолжения вулканогена составляет ~10 км, а Ханкайского массива и участка шельфовой зоны к востоку от ВСАВП — 40—60 км. Промежуточными и сравнительно близкими численными значениями описанных параметров характеризуются участки Главного антиклинория и Главного синклинория, где средняя глубина основных аномалиеобразующих объектов ~3 км, а расстояние между ними 20—25 км.

Наличие отдельных экстремумов, осложняющих график автокорреляционной функции

АМП Ханкайского массива при различных τ , определяется высокочастотными компонентами и связано с интенсивными аномалиями магнитного поля, обусловленными близкповерхностными источниками сравнительно небольших размеров.

На графиках энергетического спектра по всем шести участкам отчетливо выделяются отдельные гармоники (периодичности), которые в автокорреляционных функциях бывают едва заметны.

Основными особенностями графиков 1 и 6 является их сравнительная простота; как правило, отмечается максимальное значение энергии на самых низких частотах и резкое падение ее при увеличении частоты, что говорит о сравнительно простом геологическом строении данных участков как в вертикальном разрезе, так и в плане.

Совершенно иная картина наблюдается при рассмотрении энергетических спектров участков ВСАВП и шельфовой зоны его осевого продолжения. Плотность энергии магнитного поля здесь распределяется с наличием многочисленных, сравнимых по интенсивности, экстремумов на различных частотах, которые определяют среднее расстояние между аномальными источниками и показывают сравнительно небольшую глубину их залегания.

Для всех анализируемых профилей скорость спада огибающих энергетических спектров характеризует в основном среднюю глубину залегания и в некоторой степени средние горизонтальные и вертикальные размеры магнитоактивных источников. Нам представляется, что для профилей, расположенных в пределах ВСАВП, основные аномалиеобразующие объ-

екты имеют несколько большую глубину залегания, чем на участке 5 — площади возможного продолжения структур этого вулканогена под воды Японского моря.

Следует отметить, что энергетические спектры для гидромагнитных профилей, как правило, обладают большей простотой и основная энергия их на самых низких частотах в 2—3 раза меньше, чем для аэромагнитных. Это объясняется зависимостью статистических свойств потенциальных полей от высоты наблюдений. Известно [2], что на малых высотах на характер спектра большее влияние оказывают локальные изометричные неоднородности, а на больших — линейные аномалиеобразующие объекты.

Таким образом, некоторое уменьшение плотности энергии магнитного поля по гидромагнитным маршрутам, вероятно, связано с удалением аномальных источников от плоскости наблюдений за счет толщи воды и, возможно, толщи осадочных отложений. Однако количественные расчеты показывают расположение аномалиеобразующих объектов на участке 5 почти у самой поверхности морского дна, а на участке 6 мощность перекрывающих отложений достигает 300 м.

Анализ гистограмм относительной плотности энергий АМП по всем рассматриваемым участкам на низких, средних и высоких частотах (см. рис. 5) подтверждает все перечисленные особенности сходства и различия геологического строения этих площадей.

На основании приведенных данных можно сделать следующие заключения.

1. Основные параметры автокорреляционных функций и частотные свойства АМП связаны с главными тектоническими элементами и, вероятно, зависят от генезиса и структуры верхней части магнитоактивного слоя земной коры.

2. Отмечается стабильность частотного состава АМП в пределах разновозрастных типов земной коры и для структур сравнимого порядка.

3. Использование статистических параметров АМП позволило выявить на континентальном шельфе и склоне Японского моря участки зем-

ной коры с разным геологическим строением.

4. Отмечается стабильность или, в крайнем случае, идентичность распределения основных статистических параметров магнитного поля однотипных по геологическому строению участков земной коры континента и прибрежной части Японского моря. При этом по характеру и численной оценке рассматриваемых статистических параметров анализируемые площади делятся на три группы: Ханкайский срединный массив и участок шельфовой зоны, расположенный к востоку от ВСАВП, Главный антиклинорий и Главный синклинорий, ВСАВП и участок шельфовой зоны, расположенный к югу по оси вулканогена.

5. Судя по тождественности статистических параметров АМП в пределах Главного антиклинория и Главного синклинория, а также некоторых особенностей этих параметров на площади ВСАВП, можно объединить эти структуры в единую структурно-формационную зону, в которой вулканоген имеет более ярко выраженную обособленность АМП.

6. Касаясь внутреннего строения затопленной части континента, можно сказать, что кора здесь по структуре тождественна коре прилегающего материка и на шельфе в погруженном состоянии продолжают геологические структуры суши.

Так, к югу по оси ВСАВП, под толщами вод Японского моря, по крайней мере на несколько десятков километров, располагается участок земной коры, аналогичный по статистическим свойствам АМП данному вулканогену.

К востоку от ВСАВП в пределах шельфа находится участок, в структуре которого по тождественности статистических параметров АМП наблюдается подобие строения с площадью Ханкайского массива, вероятно, заключающееся в наличии относительно мощных кайнозойских рыхлых отложений, перекрывающих вулканоплутонические ассоциации под современным шельфом.

Отмеченное сходство геологического строения отдельных участков не претендует на существенную детальность. Однако некоторые общие положения представляются достаточно очевидными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кортунов В. А., Кулинич Р. Г., Шевалдин Ю. В. Сравнительная статистическая характеристика аномального магнитного поля Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и прилегающей части

Японского моря.— В кн.: Геофизика дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

2. Луговенко В. Н. Статистический анализ аномально-го магнитного поля. М.: Наука, 1974.

УДК 551.24 : 550.831 (571.5/6)

Б. М. Письменный, А. М. Алашкин

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ АЛДАНСКОГО ШИТА И СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Излагаются результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в 1976—1980 гг. в центральной части региона БАМ.

Строение земной коры и верхней мантии приводится по данным ГСЗ, МТЗ и гравиметрии. По результатам МТЗ в земной коре и мантии выделено два проводящих горизонта: «гидротермальный» и «термический». Кровля первого залегает на глубинах от 10—12 до 25 км, второго — до 150 км.

В 1976—1980 гг. в центральной части региона БАМ, включающей запад Алданского щита и Становой складчатой области, проведен комплекс геолого-геофизических исследований (ГСЗ, МТЗ, ТТ, ВЭЗ, аэромагнитная и гравиметрическая съемки, дешифрирование космических фотоснимков, петрофизические исследования). Основной исполнитель геофизических работ — объединение Иркутскгеофизика Мингео РСФСР.

Глубинное сейсмическое зондирование выполнено по профилю Баргузин — Чара — Олекма, проходящему в северо-западной части площади [5]. Подошва земной коры располагается на глубинах 42—44 км. Средняя скорость до нее 6,35—6,40 км/с. В верхней части земной коры на участке Чарской впадины выделен преломляющий горизонт, погруженный на 1,5—2,5 км. Горизонт прогнут к центру впадины. Под впадиной на глубинах 12—17 км выделяется волновод со скоростью 6,0 км/с, ограниченный сверху и снизу изолиниями со скоростями 6,3 и 6,4 км/с. К северо-востоку от Чарской впадины волновод исчезает. На глубине 5—6 км выделяется преломляющая граница. На этом же участке профиля граничная скорость на поверхности М 7,7—7,8 км/с. Под Чарской впадиной эта скорость составляет 8,1—8,2 км/с [5].

Электроразведочные работы методом МТЗ выполнены по профилю Чара — Тьнда. По их результатам в земной коре и мантии выделено два проводящих горизонта: «гидротермальный» (коровый), кровля которого залегает на глубинах от 10—12 до 25 км, и «термический» (мантийный), расположенный на глубинах до

Характеристика основных структурных элементов и тектоническое районирование верхней части земной коры даются по результатам интерпретации гравитационных материалов с широким привлечением петрофизических и геологических данных. При тектонических построениях авторы исходили из концепции «стадийности» развития земной коры, постепенного преобразования океанической коры в континентальную.

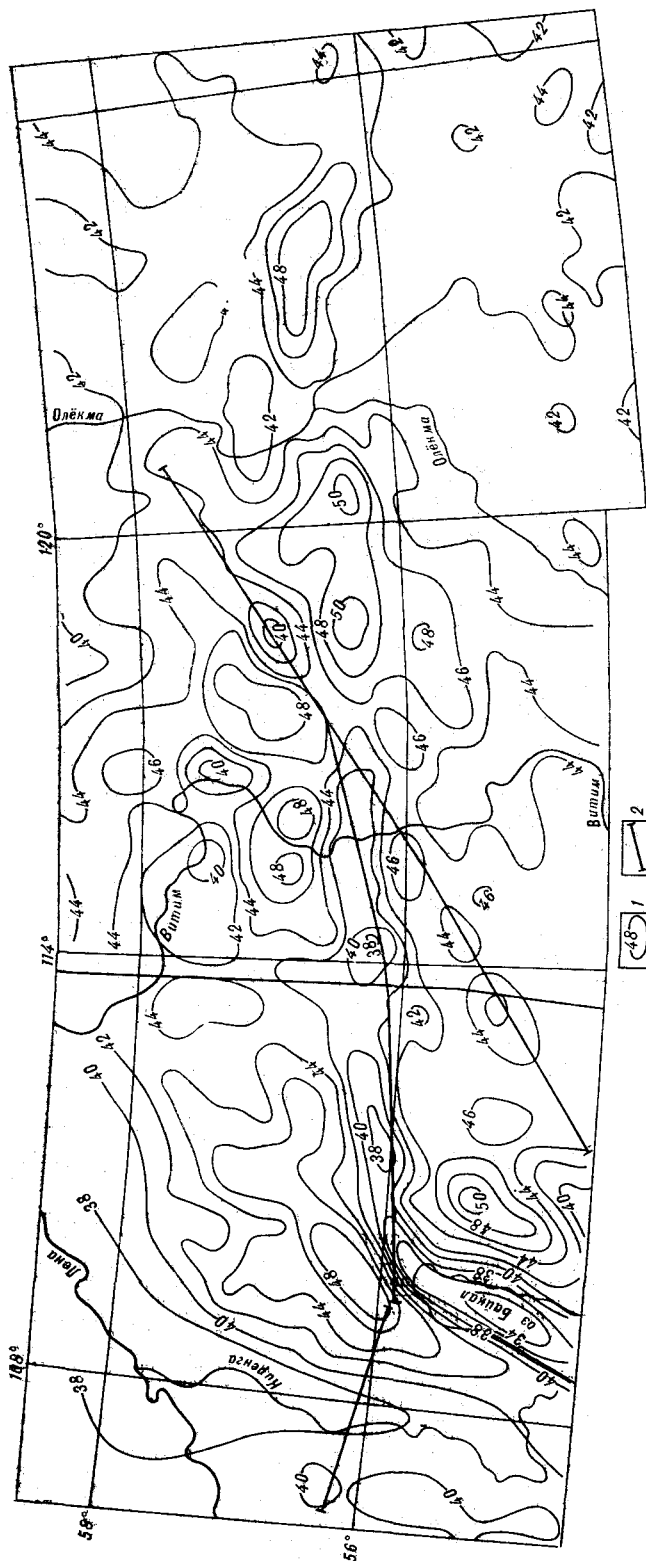
150 км. Мощность первого горизонта изменяется от 25 до 60 км. Наименьшая глубина кровли и соответственно наименьшая мощность горизонта отмечена на отрезке профиля от Чары до Нюкжи (к западу от Станового шва). Максимальные глубины кровли (до 20—25 км) и мощности (50—60 км) горизонта характерны для восточной части региона. «Термический» горизонт прослеживается недостаточно уверенно.

Для всей площади построена схема рельефа поверхности М по методике [14] (рис. 1), основанной на использовании принципа изостазии и учитывающей компенсацию как топографических масс, так и крупных плотностных неоднородностей верхней части коры. Опыт геолого-геофизического моделирования земной коры по профилям ГСЗ в регионе БАМ и Байкальской рифтовой зоне, выявленная при этом увеличенная мощность коры под блоками, сложенными породами повышенной плотности и имеющими невысокие отметки рельефа, слабая корреляционная связь между глубинами до М, значениями гравитационного поля и высотами рельефа местности, определили необходимость применения этой методики для оценки мощности земной коры.

Построение схемы рельефа поверхности М проводилось при следующих исходных условиях: 1) изостазия осуществляется по схеме Эри в основном изменением рельефа поверхности М, 2) уравниваются неровности рельефа и плотностные неоднородности верхней части коры, 3) плотность базальтового слоя гомогенна по латерали и постоянно нарастает по вертикали, достигая в слое, соответствующем из-

Рис. 1. Схематическая карта рельефа поверхности М региона БАМ. Составил Б. М. Письменный.

1 — изолинии глубин до поверхности М, 2 — линии профилей ГСЗ.



менению рельефа раздела М, $\sigma_6 = 2,92 \text{ г/см}^3$, 4) плотность верхней мантии постоянна до уровня компенсации: $\sigma_m = 3,25 \text{ г/см}^3$.

Исходя из таких допущений, уравнение изостазии имеет вид $\Delta H \cdot (\sigma_m - \sigma_6) = h_1 \sigma_r + h_2 (\sigma_i - \sigma_r) + h_3 (\sigma_i - \sigma_{г.м})$, где ΔH — приращение мощности земной коры к ее значению H_0 при средней высоте рельефа земной поверхности $h_1 = 0$ и средней плотности верхней части земной коры $\sigma_{г.м} = 2,70 \text{ г/см}^3$; σ_r — среднее значение плотности топографических масс принимается равным σ_i — фактической плотности верхней части земной коры до уровня 15 км (h_2).

После преобразований: $H = H_0 + h_1 \frac{\sigma_i}{\sigma_m - \sigma_6} + h_2 \frac{\sigma_i - \sigma_{г.м}}{\sigma_m - \sigma_6}$, путем минимизации среднеквадратических отклонений

мощности земной коры в точках, определенных по данным ГСЗ и изложенным выше методом, получено $H_0 = 40 \text{ км}$. Осредненная высота рельефа местности h_1 рассчитана квадратной палеткой со стороной 30 км по значениям высот, снятых с топокарт М 1 : 200 000 в узлах матрицы с шагом 2 км. Плотностные неоднородности коры учитывались исходя из предположения о приуроченности основных аномальных масс коры к ее верхней части. Значения плотности использовали из плотностной модели верхней части земной коры. Точность определения мощности земной коры оценивалась сопоставлением глубин до М, снятых со схемы, с данными ГСЗ. Среднеквадратическое расхождение составило $\pm 1,75 \text{ км}$ (по 140 точкам). Наибольшие расхождения с данными ГСЗ отмечены в крупных рифтовых впадинах, на стыке Байкальского и Аkitканского хребтов (профиль Усть-Кут — Нижнеангарск) и в районе Бодайбо.

В Байкальской, Верхнеангарской и частично в Мульской и Чарской впадинах расхождение мощности коры по данным ГСЗ и определенной по схеме (см. рис. 1) достигают 3 км и имеют систематический характер. Это находит объяснение в некоторой недокомпенсации крупных рифтовых впадин. Значительные расхождения (до 13 км) между данными ГСЗ [5] и схемы выявлены в северо-восточном Прибайкалье и к северу от Байкала. Эти расхождения носят принципиальный характер. По данным ГСЗ здесь отмечается подъем поверхности М, на схеме — ее погружение. Отрезок профиля ГСЗ, которому соответствуют минимальные

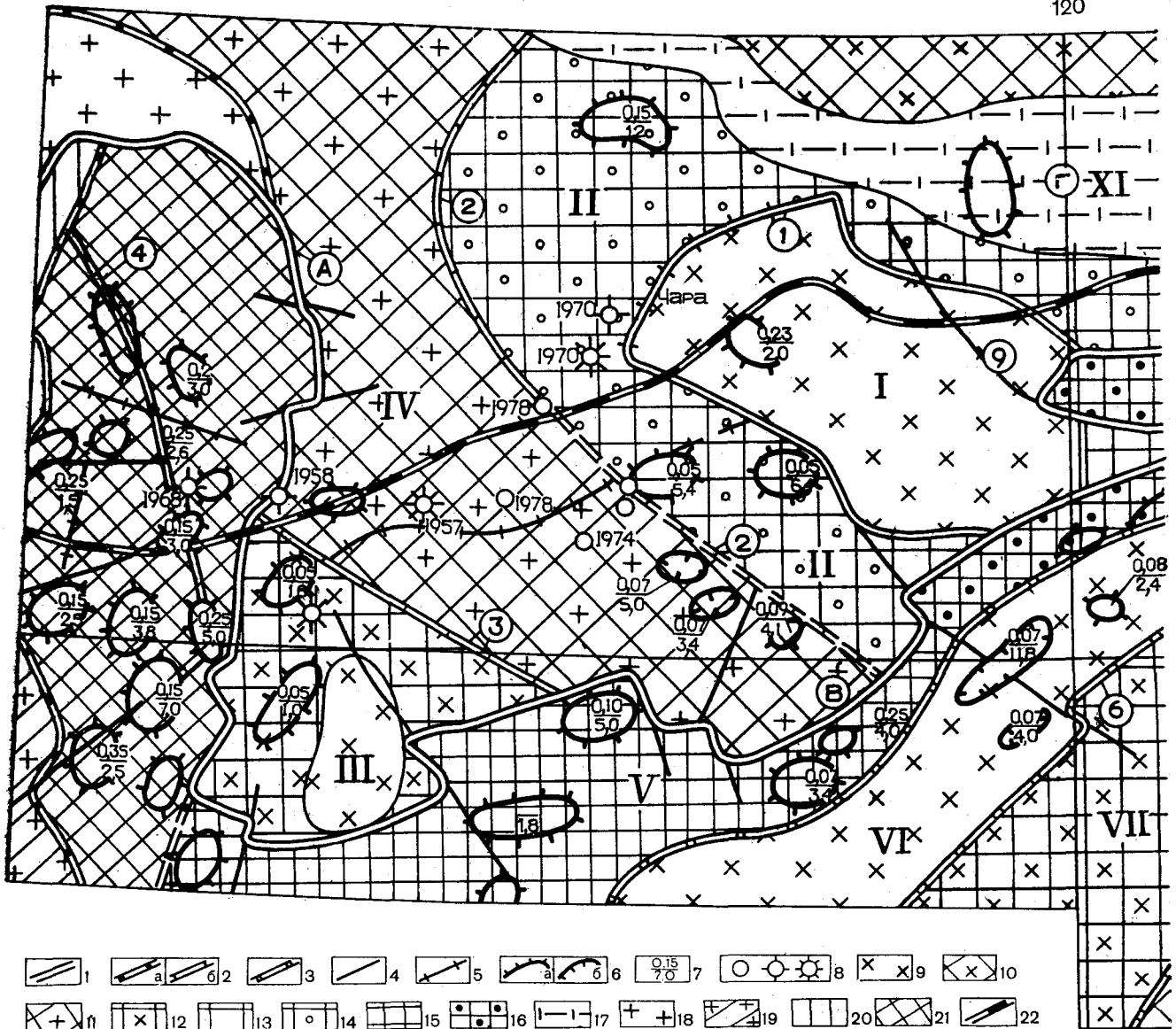
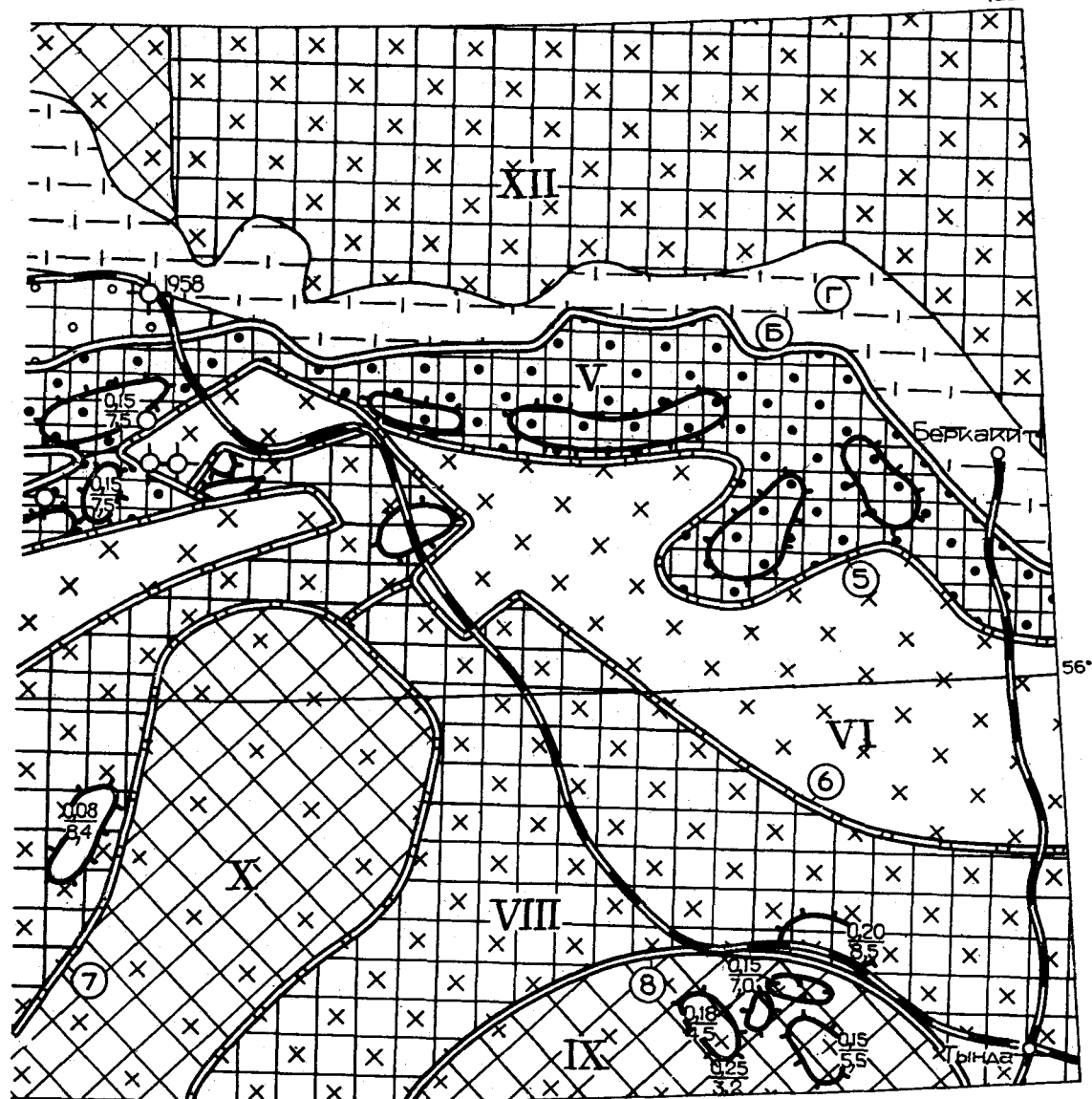


Рис. 2. Карта основных структурных элементов земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области. Составили Б. М. Письменный, А. М. Алашкин.

1 — глубинные разломы — структурные швы, 2 — глубинные межблоковые и внутриблоковые разломы: а — разломы Муйского офиолитового пояса, б — разломы, ограничивающие дугообразные структуры раннего архея, 3 — коровые разломы, ограничивающие зоны метаморфизма Станового мегаблока, 4 — прочие разрывные нарушения, 5 — фрагменты разломных зон, активизированные в кайнозое, 6 — локальные гравитационные аномалии: а — максимумы, б — минимумы, 7 — избыточная плотность в g/cm^3 (числитель) и расчетная глубина до нижней кромки в км (знаменатель) аномалиеобразующих объектов, 8 — эпицентры землетрясений по энергетическим классам (с $K=11$, 12 и $K>12$). Гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в позднем архее — раннем протерозое. 9 — 17 — Витимо-Олекминский, Становой, Алданский мегаблоки: 9 — крупные гранитоидные купола, массивы реоморфических гранитов (поздний архей — ранний протерозой); мощный гранитно-метаморфический слой, высокоамплитудные минимумы Δg , 10 — 12 — интенсивная гранитизация, пониженное поле Δg : 10 — верхний архей (амфиболитовая фация метаморфизма), 11 — то же, с массивами палеозойских гранитоидов, 12 — нижний архей (гранулитовая фация метаморфизма, регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации); 13 — 14 — умеренная гранитизация, повышенное поле Δg : 13 — нижний архей (гранулитовая фация, регрессивная амфиболитовая), 14 — то же, с осадочно-метаморфической

толщей протерозоя, 15 — 16 — участки без гранитно-метаморфического слоя, высокоамплитудные максимумы Δg : 15 — нижний архей (гранулитовая фация умеренных давлений), 16 — катархей (гранулитовая фация высоких давлений), 17 — пришивная зона интенсивной гранитизации и реоморфизма (поздний архей — ранний протерозой). Гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в рифее — палеозое. 18 — 21 — Байкало-Муйский мегаблок: 18 — центральные части гранитных батолитов (рифей — палеозой), мощный гранитный слой, высокоамплитудные минимумы Δg , 19 — интенсивная гранитизация, повышенное поле Δg , вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя в останцах и крупных провалах кровли гранитных батолитов; 20 — умеренная гранитизация, повышенное поле Δg , вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя, 21 — метазэффузивы основного состава, тела базитов и гипербазитов (нижний протерозой), высокоамплитудные максимумы Δg , 22 — трасса БАМ. Разломы: А — Сьюльбано-Каларский, Б — Становой, В — Каларский (западная ветвь Станового), Г — Чаро-Чульманская зона; 1 — Кударский, 2 — Ороно-Ингамакитский, 3 — Таксимо-Каларский, 4 — Парамский, 5 — Каланано-Ларбинский, 6 — Эльйо-Ларбинский, 7 — Олекминский, 8 — Тукурингский, 9 — Чаро-Нюкжинский сдвиг. Оцифровка блоков (римские цифры) соответствует описанию в тексте.



глубины до мантии (34—36 км), находится в районе поднятий с высотами до 2000 м. В геологическом строении здесь принимают участие вулканогенно-осадочные образования Северо-Байкальского вулканического пояса и гранитизированные породы Чуйского поднятия с плотностью 2,66—2,71 г/см³. В поле силы тяжести участок проявляется довольно интенсивным минимумом.

Расхождения мощности коры по данным ГСЗ и схемы (см. рис. 1) в некоторых точках Бодайбинского синклинали достигает 6 км. Объяснение этому следует, по-видимому, искать как в ошибках определения средней плотности коры в данном районе и в аномалиях плотности базальтового слоя и мантии, так и в ошибках определения толщины коры по данным ГСЗ, возможность чего видна на глубинном разрезе

Ленск — Бодайбо — Чита [5]. Глубины до М, полученные по отраженным и преломленным волнам, в районе г. Бодайбо составляют 36 км, по направлению к р. Патом происходит их ступенеобразное увеличение до 45 км. Такое существенное погружение подошвы коры не имеет связи с геоморфологией и с геологическим строением района и труднообъяснимо с точки зрения изостазии.

В остальных частях профилей ГСЗ сходимость значений глубин до мантии с данными схемы хорошая.

Мощность земной коры в пределах региона изменяется от 40 до 50 км. Наименьшей мощностью (40—42 км) характеризуется земная кора в пределах Чарской и Чульманской впадин, а также Олекмо-Гиллойского междуречья, охватывающего среднее течение р. Олекмы,

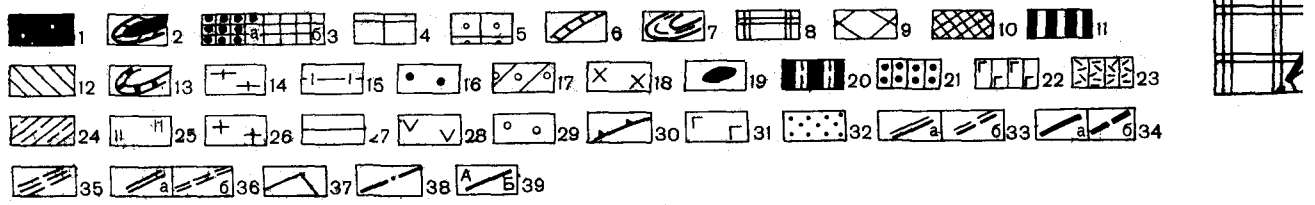
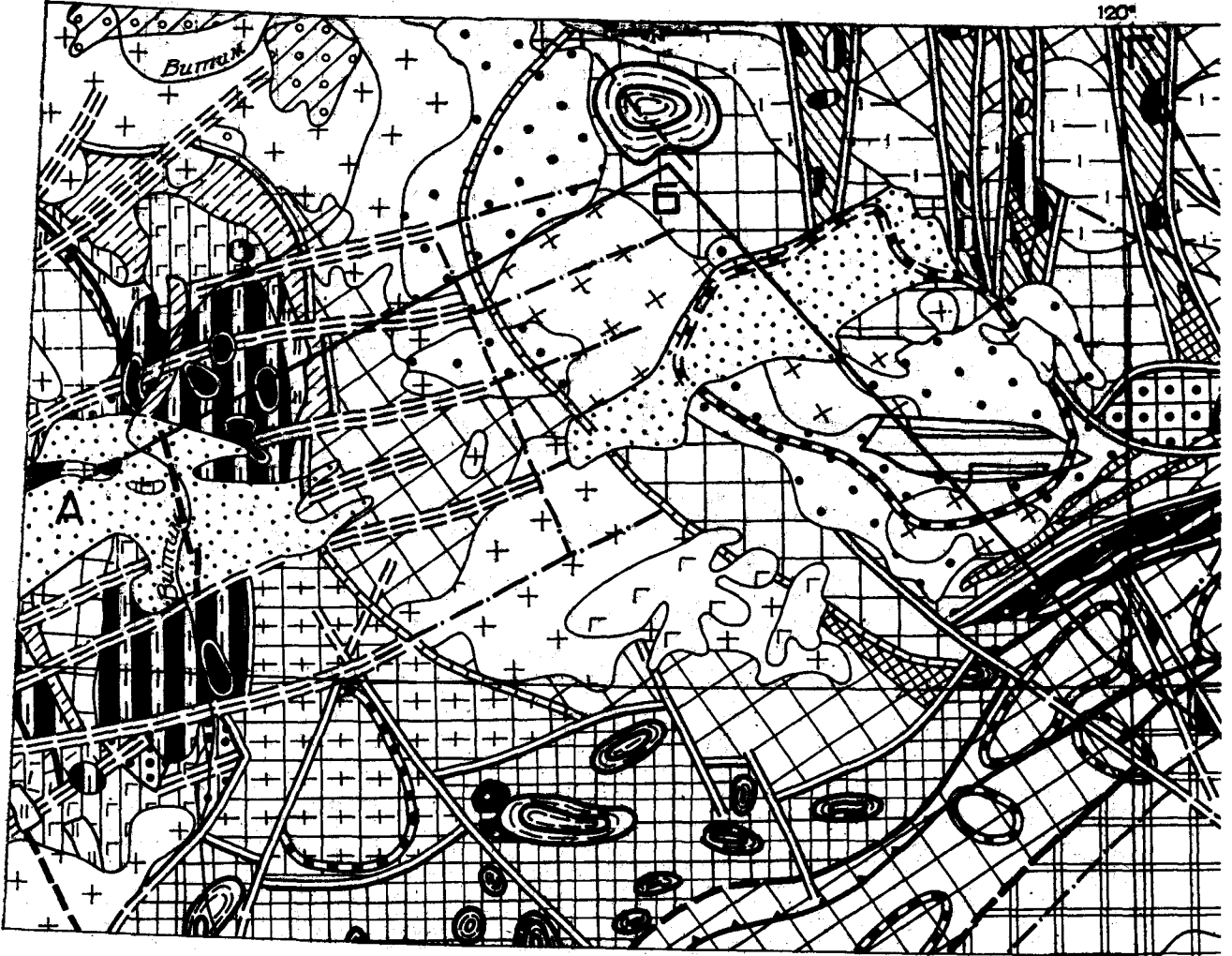


Рис. 3. Тектоническая карта западных частей Алданского щита и Становой складчатой области. Составили А. М. Алакшин, Б. М. Письменный.

Фундамент Сибирской платформы. Комплексы и структуры катарейского базит-гипербазитового фундамента (1-3): 1 — массивы анортозитов и габро-анортозитов, 2 — овалы структуры с метабазитами и гипербазитами, 3 — толща осового состава (гранулитовая фация метаморфизма высоких давлений); а — выведенные на поверхность, б — предполагаемые зоны неглубокого залегания фундамента. Комплексы и структуры протометаморфического слоя раннего архея (4-8): 4 — толща преимущественно основного состава, рудяки протометаморфического слоя в Байкальской горной области (гранулитовая фация умеренных давлений), 5 — комплексы вулканогенно-осадочные (гранулитовая фация низких давлений), 6 — фрагменты крупных концентрически-кольцевых структур, 7 — локальные кольцевые структуры с метабазитами в центральной части, 8 — комплексы протометаморфического слоя и его преобразования нерасчлененные. Комплексы и структуры преобразования протометаморфического слоя (9-12): 9 — вулканогенно-осадочные интенсивно гранитизированные толщи верхнего архея, 10-12 — комплексы трещинных прогибов раннего протерозоя; 16 — осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые, 11 — тела базитов и гипербазитов, частично выведенные на поверхность, 12 — зоны прогибов по геофизическим данным. Комплексы и структуры гранито-метаморфического слоя (13-18): 13 — центры позднерейско-раннепротерозойской гранитизации (гранит-

ные и гранито-гнейсовые купола), 14 — участки интенсивной гранитизации (ранний протерозой) нижнеархейских толщ, 15 — линейная зона реоморфизма и гранитизации на границе метаблоков, 16-17 — терригенно-карбонатные толщи протоплатформенных прогибов раннего протерозоя; 18 — удюкская, 17 — патомская серия, 18 — аллохтонные гранитоиды раннего протерозоя; Байкальская складчатая область. Комплексы и структуры преобразования протометаморфического слоя (19-23): 19-23: офиолитовая ассоциация раннего протерозоя, 18-20 — массивы и тела, частично выведенные на поверхность: 19 — гипербазитов, 20 — базитов, 21-23 — толщи сикит-кварцевой формации; 21 — преимущественно осадочные (нижняя часть), 22-23 — осадочно-вулканогенные преимущественно основного (22) и кислого (23) состава, 24 — терригенно-карбонатный комплекс шовных прогибов рифей. Комплексы становления и развития гранито-метаморфического слоя (25, 26): 25 — венд-палеозойские межгорные прогибы, 26 — рифейско-палеозойские батолитовые гранитоиды. Комплексы и структуры зрелой континентальной коры Сибирской платформы и Байкальской складчатой области (27-30): 27 — комплекс чехлы платформ (палеозойский слабо дислоцированный), 28-30 — немыльков; тектонометаморфическая активизация; 28 — массивы сиенитов и нефелиновых сиенитов (PZ₁₋₃), 29 — мезозойские предгорные прогибы, 30 — северная граница области мезозойской магматической

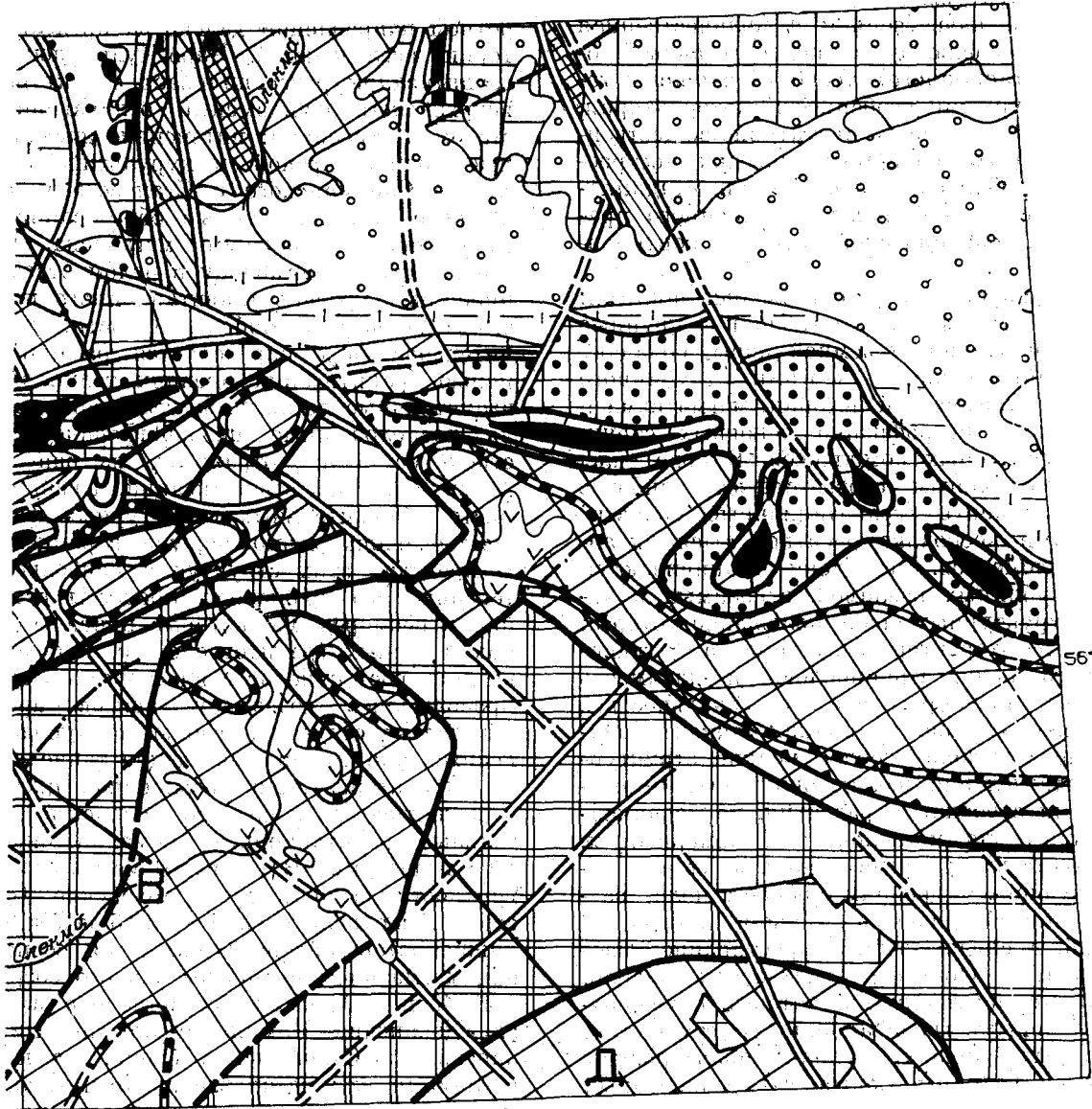


СХЕМА МЕГАБЛОКОВ



Структурные швы; — то же выделяемые по геофизическим данным

активизации, 31 — неоген-четвертичные платобазальты, 32 — кайнозойские рифтовые впадины. Разрывные нарушения: 33 — структурные швы (а — выходящие на поверхность, б — прослеживаемые на глубине), 34 — крупные межблоковые разломы (а — установленные, б — предполагаемые), 35 — зр-

ны поперечных дислокаций Муйского офиолитового пояса, 36 — прочие крупные разломы (а — выходящие на поверхность, б — скрытые под более молодыми отложениями), 37 — тектонические границы, 38 — предполагаемые нарушения, 39 — линии геолого-плотностных моделей.

бассейны рек Нюкжа и Гиллюй. Максимальные мощности (48—50 км) земная кора имеет под Кударским, Удоканским, Каларским и Становым хребтами. Повышенной мощностью харак-

теризуется кора под крупными архейскими глыбами и габбро-анортозитовыми массивами Становой складчатой области.

В основу тектонического районирования и

изучения структуры верхней части земной коры положена качественная и количественная интерпретация физических полей (главным образом гравитационного), тесно увязанная с геолого-структурными особенностями территории, петрофизикой основных структурно-вещественных комплексов. При тектонических построениях авторы исходили из концепции стадийности развития земной коры, постепенного преобразования океанической коры в континентальную.

При районировании использовались понятия: мегаблоки и блоки. Мегаблоки — крупные структурные элементы земной коры, обладающие специфическими чертами глубинного строения, геологической истории, магматизма и метаморфизма, петрофизики основных структурно-вещественных комплексов. В поле силы тяжести мегаблокам соответствуют наиболее крупные элементы (гравитационные области) площадью в несколько десятков тысяч квадратных километров. Мегаблоки ограничиваются зонами глубинных разломов, относимых к категории структурных швов, положение которых определяется характерными элементами гравитационного поля. Крупноблоковая делимость литосферы предопределена ее зональностью, обозначившейся еще на ранних этапах развития региона. Блоки — более мелкие структурные подразделения, обладающие своими особенностями строения и развития, но подчиненные общим для мегаблока закономерностям. Им соответствуют гравитационные зоны, характеризующиеся средним уровнем поля, размерами, преобладающим знаком локальных аномалий, господствующим простиранием изомал и т. п. Блоки ограничены, как правило, разрывными нарушениями, которые отмечаются интенсивными гравитационными ступенями. В некоторых случаях ступени характеризуют физические границы (контакты) разнородных по петрофизическим свойствам образований.

В пределах рассматриваемой территории выделяются Витимо-Олекминский, Становой и Алданский мегаблоки.

Витимо-Олекминский мегаблок (рис. 2, 3) расположен в пределах одноименной горной страны в междуречье Витима, Олекмы и Калара. От соседних мегаблоков он отделен Сьюлбанско-Каларским, Становым и Чаро-Чульманским структурными швами. Первые два проявляются в виде интенсивных гравитационных ступеней, сменой знака и характера магнитного поля. Северо-восточная граница мегаблока (Чаро-Чульманский шов) в физических полях выражена резкой сменой характера поля силы тяжести, которой соответствует полоса локальных минимумов субширотной ориентировки. Эта цепочка минимумов связывается с линейной зоной интенсивной гранитизации раннедокембрийских толщ, возникшей в зоне глубин-

ного разлома. Разлом протягивается в субширотном направлении далеко за пределы территории исследований. Чаро-Чульманская зона гранитизации разграничивает структуры нижнеархейского фундамента, отличающиеся составом и строением: интенсивно дислоцированные толщи чарской и курультинской серий Витимо-Олекминского и Станового мегаблоков и менее дислоцированные образования иенгурской серии Алданского мегаблока. Витимо-Олекминскому мегаблоку в целом отвечает пониженный уровень гравитационного поля при его резко выраженной зональности, что в значительной мере определяется различной степенью гранитизации древних толщ. Крупные изометричные минимумы гравитационного поля, расположенные на периферических участках мегаблока, отражают, на наш взгляд, первичные ядра гранитизации, возникшие на месте положительных структурных форм, существовавших, возможно, уже в раннем архее. В пределах этих структур с наибольшей интенсивностью проявились процессы гранитизации и реоморфизма, которые привели к созданию крупных гранитогнейсовых куполов. Развитие и рост куполов в пластической среде сопровождалось созданием поясов архейских складчатых структур, огибающих купола. Нижнеархейские толщи, слагающие такие структуры, характеризуются повышенной плотностью и магнитностью и создают кольцевые положительные гравитационные аномалии, окаймляющие минимумы. В пределах мегаблока на поверхность выходят нижнеархейские (чарская серия), верхнеархейские (сьюлбанская серия), нижнепротерозойские (удоканская серия) толщи, магматические породы разного возраста.

В Витимо-Олекминском мегаблоке выделяются Удоканский, Намингско-Чарский, Нижнекаларский и Сьюлбанский блоки, разделенные разломами или четко выраженными контактами (петрофизическими границами) не обязательно тектонического характера.

Удоканский блок (см. 1 на рис. 2) отмечается в гравитационном поле в виде крупной отрицательной аномалии с самыми низкими во всем Витимо-Олекминском мегаблоке значениями поля силы тяжести. По форме блок напоминает овал с длинной осью, ориентированной в северо-западном направлении. Контакты блока с кольцом нижнеархейских структур, охватывающим его со всех сторон (Намингско-Чарский блок), в раннем докембрии были нетектонического характера. Лишь в рифее, палеозое, мезозое и в кайнозое в периоды тектонической активизации по северо-восточному, южному и северо-западному контактам заложились разломы, которые контролируют борта Верхнекаларского рифейско-палеозойского прогиба и Чарской рифтовой впадины.

В строении блока участвуют гранулитовые

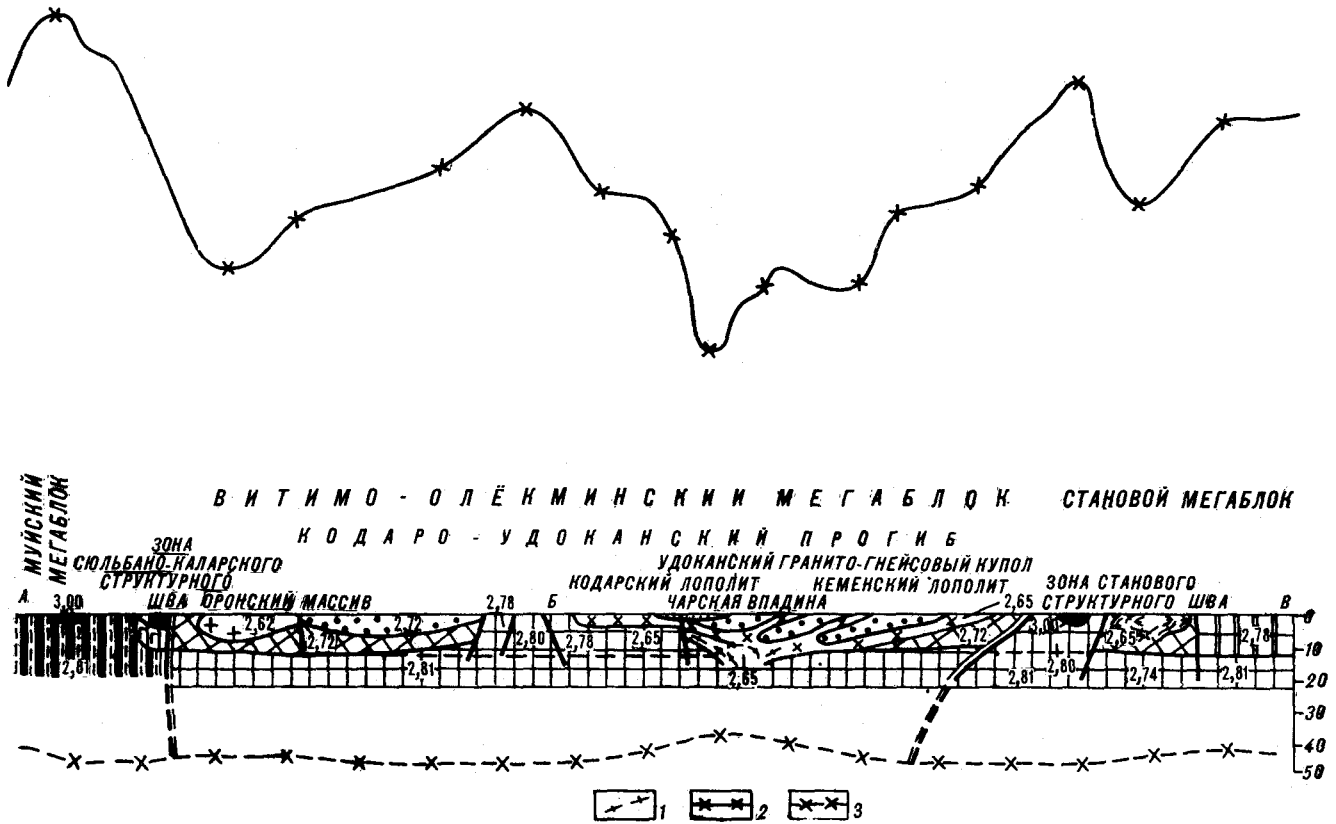


Рис. 4. Геологоплотностная модель по профилю А — В — В.

1 — гранитогнейсовые купола, 2 — кривая $\Delta g_{\text{ост}}$ и точки расчета, 3 — поверхность компенсации. Остальные усл. обозн. и положение профиля см. на рис. 3.

толщи чарской серии, отложения удоканской серии, выполняющие Кодаро-Удоканский прогиб, гранитоиды преимущественно раннепротерозойского возраста. Терригенные породы удоканской серии характеризуются пониженной относительно нижеархейских толщ плотностью. Однако несовпадение контуров блока и Кодаро-Удоканского прогиба при пониженном уровне поля силы тяжести, свойственном всему блоку, высокая интенсивность регионального минимума не позволяют связывать его возникновение с воздействием отложений, выполняющих прогиб. Эпицентр минимума тяготеет к наиболее высокой части Удоканского хребта и пространственно совпадает с Кеменским массивом гранитоидов чуйско-кодарского комплекса.

По геологическим данным установлено [7] пластинообразное строение Кеменского и расположенного северо-западнее за пределами блока Кодарского массивов, которые слагают единый Кодаро-Кеменский лополит. Учитывая, что Кодарский массив не создает сколько-нибудь заметного понижения поля силы тяжести, строением лополита нельзя объяснить интенсивный гравитационный минимум. Можно полагать, что наблюдаемая гравитационная аномалия отражает скопление на глубине масс автохтонных гранитоидов, по-видимому куанди-

ских. Учитывая также, что складчатые структуры архейских толщ делают в этом месте плавный изгиб, конформный контурам аномалии, можно сделать вывод, что гранитоиды слагают ядерную часть крупной гранитогнейсовой складчатой структуры. Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса образовались, видимо, позднее и представляют собой продукт ремобилизации гранитоидов уже существовавшего гранитогнейсового купола.

Строение Удоканского купола показано на рис. 4. Размеры его в поперечнике достигают 70 км, форма грибообразная, центральная часть имеет корни, уходящие на большую глубину. Нижняя кромка масс гранитоидов по расчетам гравитационной аномалии располагается на глубинах 10—15 км.

Намингско-Чарский блок (II) в виде крупного кольца огибает Удоканский гранитогнейсовый купол. Блок характеризуется относительно повышенным уровнем гравитационного поля, который определяется широким развитием в его пределах глубокометаморфизованных толщ чарской серии и интрузий основного состава. На дневную поверхность в пределах блока выходят также гранитоиды куандинского и чуйско-кодарского комплексов. Последние слагают довольно обширный Кодарский массив. Вертикальная мощность массива, по-види-

тому, невелика, поскольку слагающие его граниты не создают возмущений гравитационного поля. По этой же причине следует предполагать резкое снижение интенсивности гранитизации с глубиной в районах выхода в пределах блока куандинских гранитоидов.

Внутреннее строение блока подчинено дугообразной структуре древнего заложения. Изгиб архейских структур под названием «Чаро-Каларская дуга» описан Л. И. Салопом [3]. Как следует из анализа геолого-геофизических материалов, на востоке северо-западные простирания архейских структур постепенно сменяются субширотными и северо-восточными, образуя таким образом кольцо. Простирание складок в архейских толщах и гнейсовидности куандинских гранитоидов, а также направление осей максимумов силы тяжести конформны границам Удоканского гранитогнейсового купола.

Нижнекаларский блок (III) расположен в юго-западной части Витимо-Олекминского мегаблока. Блок сложен породами витимской свиты (нижний архей), верхнеархейскими толщами сюльбанской серии и гранитоидами куандинского комплекса. Поле силы тяжести блока отличается пониженным уровнем, наличием обширной аномалии отрицательного знака, вытянутой в меридиональном направлении.

Пониженный уровень гравитационного поля, субмеридиональное простирание изоаномал отражают, по-видимому, внутреннюю структуру основания блока, представленного гранитогнейсовым куполом.

В центральной части выделяемого купола выходят гранитоиды куандинского комплекса. Архейские структуры меняют простирание от северо-западного в восточной части блока до северо-восточного в западной, что может являться результатом развития гранитогнейсового купола в пластической среде.

В целом Нижнекаларский блок представляется выступом нижнеархейских образований, ремобилизуемых и в разной степени гранитизированных в позднем архее и раннем протерозое.

Сюльбанский блок (IV) протягивается полосой шириной от 50 до 400 км в северо-западном направлении от среднего течения р. Калар за пределы рассматриваемой площади на севере. В современном эрозионном срезе блока обнажаются верхнеархейские толщии амфиболитовой фации метаморфизма (сюльбанская серия), куандинские гранитоиды, породы удоканской серии, гранитоиды сакунского и мамско-оронского комплексов, слагающие Ингамакитский и Оронский массивы, кайнозойские платобазальты.

В гравитационном поле блока выделяются два региональных минимума субширотного и субмеридионального простирания. Понижен-

ный уровень поля силы тяжести блока определяется интенсивной гранитизацией архейских толщ, значительной мощностью массивов рифейско-палеозойских гранитов, а также воздействием кайнозойских осадков Чарской и Сюльбанской рифтовых впадин. Кайнозойские платобазальты заметного влияния на поле силы тяжести не оказали, очевидно, по причине незначительной мощности и сравнительно невысокой плотности (2,60—2,65 г/см³), которая практически не отличается от плотности гранитов.

Строение блока определяется крупной отрицательной структурой, существовавшей в позднем архее между выступами нижнеархейского основания. В последних сформировались гранитогнейсовые купола (Удоканский и Нижнекаларский), оказавшие существенное влияние на дальнейшее геологическое развитие Сюльбанского блока. Межкупольное пространство можно охарактеризовать как зону высокой проницаемости земной коры, существовавшую длительное время. В южной части блока, расположенной между жесткими глыбами, тяготеют проявления фанерозойского магматизма — Ингамакитский массив гранитоидов, Удоканское кайнозойское лавовое плато.

Таким образом, в Витимо-Олекминском мегаблоке особенности строения и состава раннеархейских толщ предопределили образование крупных гранитогнейсовых куполов. Процессы гранитизации в раннем протерозое привели к формированию континентальной земной коры региона.

Становой мегаблок включает территорию бассейна р. Олекмы от устья Туугира до устья Хани и хребтов Янкап, Становой, Северо- и Южно-Дырынский, северных отрогов хр. Яблонского и ограничивается с северо-запада Становым структурным пивом. В геологическом строении мегаблока принимают участие гранулитовые толщии курультинской серии, витимской, усть-ципинской и октокитской свит, породы иликанской и яблоновой серий, метаморфизованные в амфиболитовой фации, интрузивные породы различного состава и возраста.

Поле силы тяжести мегаблока представляет собой чередование зон полосовых отрицательных и положительных аномалий, протягивающихся на сотни километров и определяющих его отчетливую зональность. Самый северный внешний участок проявляется интенсивными положительными гравитационными аномалиями. Судя по характеру гравитационного поля, Становой мегаблок представляется дугообразно вытянутой структурой, состоящей из нескольких чередующихся вкrest ее простирания блоков. Блоки отличаются возрастом слагающих образований, степенью их метаморфизма, проявлениями основного и ультраосновного магматизма, интенсивностью гранитизации. Ли-

нейшая зональность внешней части Станового мегаблока связывается с особенностями тектономагматических процессов в зоне Станового структурного шва в раннем докембрии.

Вычимо-Алданский блок (V) протягивается в виде полосы шириной от 7—12 до 55 км через весь мегаблок; сложен преимущественно глубокометаморфизованными архейскими образованиями. В пределах блока расположены крупные массивы анортозитов, габбро-анортозитов, габброидов, тела гипербазитов. Уровень гравитационного поля блока резко повышен, характерно наличие большого количества максимумов, имеющих вытянутую по простиранию блока форму.

В центральных и восточных частях блока (бассейны рек Оленки, Алдана, Иенгры и др.) выходят на поверхность низы разреза курультинской и чарской серий — иманграканская, горбыляхская и несмурийская свиты. Толщи метаморфизованы в гранулитовой фации высоких давлений. Полоса выхода этих образований известна как Сутамский метаморфический пояс [6]. Специфичность состава толщ (измененные основные и ультраосновные породы), стратиграфическое положение и степень метаморфизма позволяют отнести их к катархейскому меланократовому фундаменту. Характерным признаком катархейских образований являются овальные синклиналильные структуры, вытянутые по направлению Станового глубинного разлома. Данные структурные формы рассматриваются в качестве реликтов древнейших вулканоплутонических структур [3].

При анализе аномалий силы тяжести устанавливается, что выделенные в [3] Верхнеалданская, Сутамская и Альванарская овальные структуры выражаются четкими локальными максимумами. Это свидетельствует о приуроченности к центральным частям овальных структур скопленных пород, более плотных, чем вмещающие их метасосновные породы с плотностью $2,85 \text{ г/см}^3$. Аналогичные максимумы закартированы и западнее р. Оленки. Природа аномалий связывается с концентрацией массивов базитов и гипербазитов.

Своеобразие магматизма Сутамского пояса, как и других мобильных раннедокембрийских поясов, заключается в приуроченности к нему тел анортозитов. Существует мнение [9], что анортозиты формировались в зоне сильно сжатых пород, но на этапе их некоторого растяжения. Они тяготеют к границе латеральных неоднородностей коры, возникших в достановое время (т. е. к границе Алданского и Станового мегаблоков). Сами тела анортозитов характеризуются невысокой плотностью и не могут создать интенсивных положительных аномалий на фоне катархейской толщи. Массивы анортозитов подстилаются, по-видимому, плотными породами основного и ультраоснов-

ного состава. Материалы гравиметрии позволяют рассматривать анортозиты в генетической связи с базит-гипербазитовым фундаментом.

Полоса гравитационных максимумов, соответствующих Сутамскому метаморфическому поясу, продолжается на запад вплоть до устья р. Кадар. Здесь на поверхность выходят толщи нижнего архея гранулитовой фации метаморфизма умеренных давлений [6].

По расчетам аномалий, наблюдаемых над выходами катархейского фундамента, плотные породы прослеживаются до глубины 15 км и более (см. рис. 4, 5). Таким образом, эти образования в современной структуре земной коры могут рассматриваться как выведенный на поверхность «базальтовый» слой.

Калакано-Ларбинский блок (VI) протягивается через весь мегаблок в виде извилистой полосы шириной от 10 до 60 км и ограничивается с юга зоной разломов глубокого заложения, объединяющей фрагменты разломов, выделенных по данным геологической съемки (Нижнеларбинский) и магниторазведки (Чильчинский). В гравитационном поле зона разломов выражена протяженной ступенью, которой соответствует линия смены знака магнитного поля от преимущественно положительного к интенсивным минимумам. В строении блока принимают участие архейские толщи амфиболитовой фации метаморфизма (яблоновая и иликанская серии), гранитоиды позднеархейского и раннепротерозойского возраста.

Блок характеризуется пониженным уровнем гравитационного поля, наличием минимумов, вытянутых в северо-восточном направлении в западной части блока и в северо-западном — в восточной. В целом блок представляет собой зону интенсивной гранитизации, примыкающую к Становому структурному шву. Избирательный характер гранитизации может указывать на существование гранитогнейсовых куполов, объединенных в крупнейшие по протяженности гранитогнейсовые валы, образование которых тесно связано с термодинамическим режимом в зоне Станового структурного шва. Дальнейший рост куполов происходил в жесткой среде и сопровождался образованием реоморфических гранитов.

Олекминский блок (VII) сложен архейскими толщами амфиболитовой фации метаморфизма, относимыми к яблоновой серии, гранитоидами раннепротерозойского и мезозойского возраста. Гравитационное поле блока характеризуется повышением уровня с северо-запада на юго-восток, преимущественным северо-восточным простиранием изолиний.

Высокая степень гранитизации поверхностных образований, относительно небольшое развитие среди них плотных архейских пород и габброидов не позволяет объяснить характер

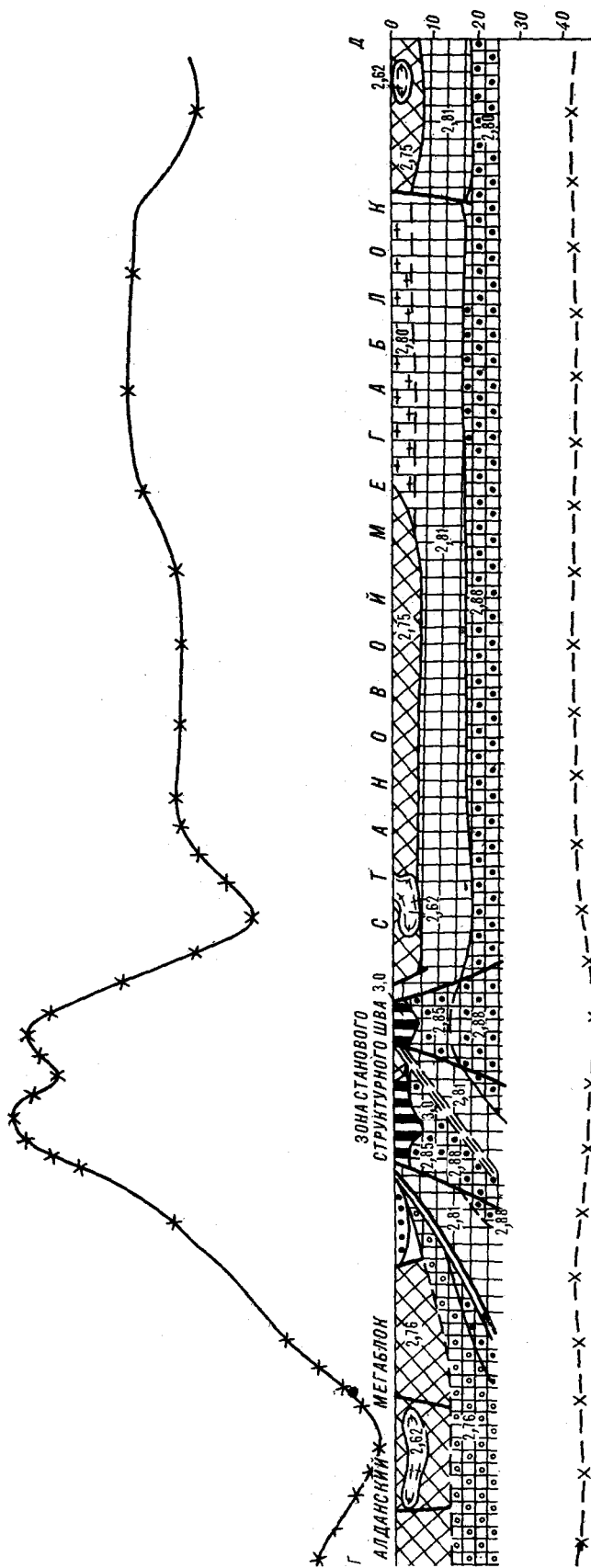


Рис. 5. Геологоплотностная модель по профилю Г—Д.
Усл. обозн. и положение профиля см. на рис. 3 и 4.

поля силы тяжести только данными о поверхностном геологическом строении блока. Мощность земной коры в пределах блока практически постоянна и не может оказать заметного влияния на характер регионального фона. Таким образом, основные черты гравитационного поля блока связываются со строением внутренних частей коры, главным образом с рельефом и неоднородностью «базальтового» слоя.

Учитывая неопределенность стратиграфического положения архейских толщ блока, на тектонической карте (см. рис. 3) они показаны как архейские образования нерасчлененные. Сходство физических полей Олекминского и Ньюжа-Гиллюйского блоков делает возможным корреляцию архейских толщ, участвующих в их строении.

В строении Ньюжа-Гиллюйского блока (VIII) участвуют породы курульгинской серии (зверевская свита), слагающие Верхне-Ларбинскую глыбу, архейские толщ амфиболитовой фации метаморфизма (иликанская серия), разнообразные гранитоиды. Отличительными чертами гравитационного поля являются его высокий уровень, наличие интенсивных локальных максимумов. Особенности гравитационного поля блока указывают на то, что степень гранитизации пород иликанской серии с глубиной резко убывает и характер поля определяется главным образом воздействием практически неизмененных образований гранулитовой фации метаморфизма.

Наиболее высокий уровень гравитационного поля свойствен юго-восточной части блока (устья рек Геткан, Тында, Сигихта). Интенсивный максимум прослеживается на восток и юго-восток за пределы территории исследований. Большей части аномалий силы тяжести отвечает положительное магнитное поле, по типу соответствующее полю, наблюдаемому над гранулитовыми породами зверевской свиты, содержащими магнетит. В геологическом строении района принимают участие образования нижней части разреза иликанской серии, гранитоиды раннего протерозоя и мезозоя, отмечаются выходы диоритов и габбро-диоритов мезозойского возраста и небольшие массивы, а также пластовые тела гранитоидов древне-станового комплекса. Значительная часть гравитационного и магнитного максимумов, по всей вероятности, обусловлена воздействием плотных и магнитных пород курульгинской серии. В связи с тем, что эти образования мы рассматриваем в качестве «базальтового» слоя, природу аномалий следует связывать с подъемом его кровли. К сходным выводам пришли Э. М. Лишневицкий и др. [8]. Не исключено,

что часть гравитационного максимума отражает некоторый подъем поверхности М до 37—38 км, на что указывают данные сейсмологии [2].

В пределах рассматриваемой территории находится лишь северная часть *Амунакитского блока* (IX), целиком попадающая в зону влияния Тукурингского глубинного разлома. Верхнеархейские образования здесь интенсивно дислоцированы и представлены катаклазированными, милонитизированными, диафторированными породами. Уровень гравитационного поля понижен. На этом фоне выделяются заметные максимумы, приуроченные к Уркиминской и Гетканской нижнеархейским глыбам. Природа максимумов объясняется воздействием нижнеархейских гранулитовых толщ, избыточная плотность которых по отношению к верхнеархейским образованиям составила 0,05—0,15 г/см³. Определенное влияние оказывают также тела архейских гипербазитов Уркиминской глыбы и крупный массив палеозойских габброидов, расположенный на южном фланге Гетканской глыбы. Мощность толщ верхнего архея на контакте с глыбой основных пород находится в пределах 4—5 км. Развитие древнестановых гранитоидов между глыбами отмечено гравитационным минимумом. Расчеты показывают: если гранитоиды подстилаются нижнеархейскими толщами, то их мощность составит ~6 км.

В строении *Тунгирского блока* (X) основную роль играют гранитоиды раннепротерозойского и мезозойского возраста. Среди гранитоидов заключены останцы и ксенолиты пород амфиболитовой фации метаморфизма яблоновой серии. Блок характеризуется пониженным уровнем поля силы тяжести. От соседних Нюкжа-Гилюйского и Амунакитского блоков он отличается значительной степенью переработки и гранитизации древнего субстрата. Локальные минимумы отражают концентрацию гранитного материала в ядрах древних гранитогнейсовых куполов.

Алданский мегаблок (XII) расположен на северо-востоке рассматриваемой территории. С юга он ограничен *Чаро-Чульманским* (XI) скрытым разломом, который восточнее сливается с зоной Станового структурного шва. Се-

верная и восточная границы мегаблока находятся за пределами территории исследования.

Гравитационное поле Алданского мегаблока относительно спокойное, характеризуется субширотной ориентировкой изоаномал, на фоне которой выделяется ряд линейных аномалий субмеридионального простирания. Эти особенности указывают на меньшую дислоцированность нижнеархейского фундамента, более равномерное проявление процессов гранитизации по сравнению с Витимо-Олекминским и Становым мегаблоками. Учитывая также формационный состав иенгской серии, значительную роль первично-осадочных пород в ее разрезе, Алданский мегаблок следует относить к структурам наиболее ранней консолидации. Линейные элементы гравитационного поля, по всей вероятности, связаны с зонами троговых прогибов (максимумы силы тяжести) и с областями повышенной гранитизации (полосовые минимумы).

При тектоническом районировании основное внимание уделялось домезозойской структуре региона. Мезозойская активизация, которая наиболее заметно проявилась в пределах Станового мегаблока и выразилась интенсивной гранитизацией, в гравитационном поле не нашла существенного отражения. Это, по-видимому, связано с относительно небольшой мощностью массивов мезозойских гранитоидов. В пределах Алданского мегаблока мезозойская Чульманская впадина отражается в аномалиях Буге интенсивным минимумом, природа которой рассмотрена в ряде работ [4, 10].

Кайнозойская активизация, наиболее ярким проявлением которой явились процессы рифтогенеза, подновление многих древних разломов и образование новых, в поле силы тяжести отразилась в виде интенсивных минимумов, соответствующих практически всем рифтовым впадинам. Проблемы рифтогенеза и строения рифтовых впадин по геофизическим данным являются предметом специального рассмотрения. Некоторые материалы строения впадин Байкальской рифтовой зоны по результатам интерпретации геофизических, в том числе и гравиметрических, материалов опубликованы [1, 11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алашкин А. М., Письменный В. М. Выявление закономерных связей между аномалиями поля силы тяжести, геологическим строением и сейсмичностью в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983.
2. Булин Н. К., Афанасьева Н. А. и др. Глубинный

- разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— Сов. геол., 1972, № 10.
3. Глузовский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
4. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.

- Рельеф фундамента Чульманской впадины и при-
рода Южно-Чульманского разлома.— В кн.: Текто-
ника Сибири, т. 3. М.: Наука, 1970.
5. Крылов С. В., Мандельбаум М. М. и др. Недр Бай-
кала (по сейсмическим данным). Новосибирск: На-
ука, 1981.
 6. Карта метаморфических поясов СССР.
М 1 : 1 500 000. М.: Недра, 1974.
 7. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запа-
да Алданского щита (Олекмо-Витимская горная
страна).— Геотектоника, 1977, № 2.
 8. Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А.
Строение земной коры районов Приамурья и Ал-
данского щита по геофизическим данным.— Сов. ге-
ол., 1968, № 7.
 9. Мошкин В. Н. Тектоническая позиция аортозито-
вой формации Сибирской платформы и ее место в
истории становления земной коры.— В кн.: Текто-
ника Сибири, т. 8. Новосибирск: Наука, 1980.
 10. Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение
Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниче-
ний Сибирской платформы. Новосибирск: Наука,
1973.
 11. Письменный Б. М., Алакшин А. М. О внутренней
структуре рифтовых впадин Северного Прибай-
калья.— Геол. и геофиз., 1980, № 8.
 12. Письменный Б. М., Алакшин А. М. Особенности
тектоники Витимо-Олекминской горной страны по
геофизическим данным.— В кн.: Глубинное строе-
ние и металлогения региона БАМ. М.: Недра, 1983.
 13. Салон Л. И. Геология Байкальской горной области.
Т. 1, 2. М.: Недра, 1967.
 14. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской
складчатой области. М.: Недра, 1973.

УДК 550.83(571.6—18)

*Б. Н. Филимонов, О. Д. Попова, Г. А. Редькина,
Е. К. Романова*

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕНЖИНО-АНАДЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ И ЭВЕНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОН ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Освещены вопросы глубинного строения Пенжино-Анадырской складчатой и Эвенской вулканической зон на основе геологической интерпретации геофизических данных. Предложен механизм образования глубинных

разломов системы островной дуги, которые предопределили характер распространения магматических формаций.

В настоящей статье рассмотрены результаты геологической интерпретации гравиметрических данных территории Пенжино-Анадырской складчатой зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Геологическое строение Пенжино-Анадырской зоны определяется наличием мощных верхнеюрско-верхнемеловых отложений геосинклинального типа с широким развитием основного и ультраосновного магматизма и ограниченным распространением гранитоидных интрузивов [3]. Альб-сеноманский вулканогенный комплекс Эвенской зоны [2] характеризуется преобладанием вулканитов среднего и основного состава и перекрывает область сочленения позднемезозойских охотид с более древними структурными элементами. Среди интрузивных пород преимущественным развитием пользуются меловые гранодиориты.

Основными элементами аномального гравитационного поля (рис. 1) являются три полосы (или зоны) положительных остаточных аномалий силы тяжести с интенсивностью до первых десятков единиц и площадью 500—3000 км² (более мелкие аномалии в данной статье не описываются). Протяженность каждой из зон на рассматриваемой территории составляет не менее 600 км и они продолжают на юго-запад вдоль северного побережья Охотского моря. Зоны максимумов разделены полосами отрицательных аномалий.

Первая, Таловско-Майнская зона положительных аномалий совпадает в плане с Таловско-Майнским поднятием, хотя в его центральной части полоса аномалий отклоняется к востоку до 40 км. Геологическая природа досто-

верно устанавливается лишь для одной аномалии зоны — Усть-Бельской (см. рис. 1). Она обусловлена крупным (1250 км²) Усть-Бельским интрузивным массивом, сложенным преимущественно гарцбургитами, лерцолитами, дунитами и пироксенитами, плотность которых изменяется от 2,87 до 3,07 г/см³. В пределах других трех положительных аномалий этой зоны — Ваежской, Пальматкинской и Понтопейской — в тектонических блоках выведены на дневную поверхность осадочные и вулканогенные палеозойские образования, но связать с ними геологическую природу указанных аномалий не представляется возможным, поскольку площадь последних больше территории тектонических блоков, а плотность палеозойских пород невелика (2,62—2,69 г/см³).

В пределах Понтопейской аномалии, кроме того, установлены и раннемеловые кремнисто-вулканогенные породы кингивеевской свиты мощностью 700 м, сложенной преимущественно диабазами, диабазовыми порфиритами и спилитами. Средняя плотность свиты не менее 2,65 г/см³. Палеозойские образования и кингивеевская свита пронизаны узкими телами раннемеловых гипербазитов и базитов с плотностью соответственно 3,15 и 2,82 г/см³. Остальные развитые на рассматриваемой площади меловые отложения имеют плотность менее 2,65 г/см³. Наиболее вероятно, положительные аномалии силы тяжести являются суммарным гравитационным эффектом интрузивов основного и ультраосновного состава и вулканитов кингивеевской свиты.

Такая интерпретация гравитационных аномалий согласуется с магнитометрическими данными: на территории Таловско-Майнской гра-

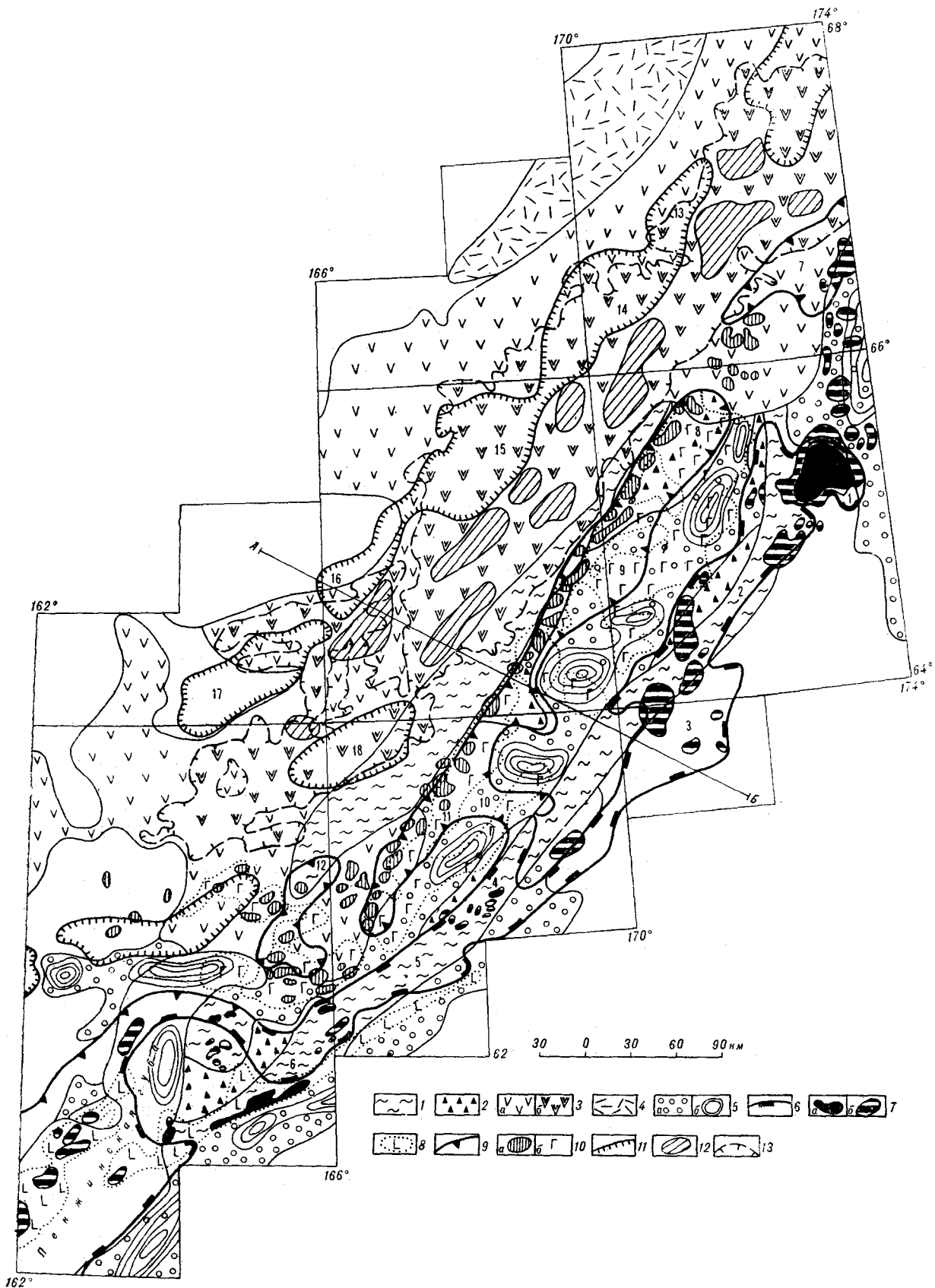


Рис. 1. Схема геологической интерпретации гравитационного и магнитного полей.

Пенжино-Анадырская складчатая зона: 1 — раннемеловые терригенные и вулканогенно-осадочные образования Таловско-Майнского поднятия и Мургалского антиклинория, 2 — поздне меловые терригенные отложения Пенжинского прогиба; Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 3 — немагнитные (а) и магнитные (б) образования андезитовой формации Эвенской вулканической зоны, 4 — Чаунская вулканическая зона, 5 — кайнозойские впадины и прогибы (а) и их крупнейшие мульды, установленные по гравиметрическим данным (б); зона Таловско-Майнского глубинного разлома: 6 — контуры распространения пород габбро-пегидитовой формации по гравиметрическим данным, 7 — интрузии гипербазитов и базитов, закартированные на дневной поверхности (а) и предполагаемые скрытые (б) по магнитометрическим данным, 8 — погребенные магнитные вулканы преимущественно основного состава; зона Оклан-Гореловского глубинного разлома: 9 — контуры распространения пород силит-кератофировой формации по гравиметрическим данным, 10 — магнитные сырые интрузивные (а) и вулканогенные (б) образования среднего и основного состава; зона Пенжино-Мечкерёвского глубинного разлома; 11 — контуры распространения пород габбро-гранодиоритовой формации по гравиметрическим данным, 12 — вулканогенные малоплотные породы в составе андезитовой формации, 13 — граница магнитных образований андезитовой формации. Аномалии Таловско-Майнской зоны: 1 — Усть-Бельская, 2 — Майнская, 3 — Ваежская, 4 — Пальматкинская, 5 — Белореченская, 6 — Понтопейская. Аномалии Оклан-Гореловской зоны: 7 — Юрумкувеевская, 8 — Гореловская, 9 — Щучья, 10 — Бурная, 11 — Кондырская, 12 — Чалбугчанская. Аномалии Пенжино-Мечкерёвской зоны: 13 — Останцовая, 14 — Мечкерёвская, 15 — Ламутская, 16 — Травкинская, 17 — Верхне-Пенжинская, 18 — Хиузная. Разрез по линии АБ показан на рис. 3.

витационной зоны и у ее границ выделены Майнская и Пенжино-Парапольская зоны магнитных аномалий, природа которых связывается с интрузивами ультраосновного и основного состава [5].

Вторая, Оклан-Гореловская зона положительных аномалий силы тяжести располагается вдоль северо-западного борта Пенжинского прогиба, скрытого кайнозойскими слабодиагенезированными осадочными и вулканогенными породами. Достоверная оценка геологической природы аномалий этой зоны затруднена. Имеются два факта, объясняющих в некоторой степени геологическую природу аномалий:

1. Территория Оклан-Гореловской аномальной зоны на всем протяжении граничит с площадью Мургалского антиклинория, характеризующегося более низким по отношению к зоне уровнем гравитационного поля. Раннемеловые осадочные и вулканогенные образования Мургалского антиклинория имеют среднюю плотность порядка $2,65-2,71 \text{ г/см}^3$, следовательно, на площади Оклан-Гореловской зоны под чехлом кайнозойских (а возможно, и верхнемеловых) образований должны находиться горные породы с плотностью более $2,71 \text{ г/см}^3$, вероятно, магматические.

2. Вдоль северо-западной границы Оклан-Гореловской зоны располагается Орловско-Каменская полоса линейных магнитных аномалий, которая отражает положение Орловско-Каменского глубинного разлома [5], контролирующего внедрение интрузий габбро и ограничивающего с северо-запада Пенжинский прогиб. «Глубинные» (слабодифференцированные) площадные аномальные магнитные поля Пенжинского прогиба, в том числе и на территории Оклан-Гореловской зоны, вероятнее всего, связаны с распространением покровов эффузивов преимущественно основного состава.

Третья, Пенжино-Мечкерёвская полоса положительных аномалий находится в пределах северо-западного фланга Эвенской вулканической зоны. Здесь развиты меловые вулканы разного состава и на небольших участках палеозойские вулканогенные и осадочные образо-

вания восточного окончания Еропольского поднятия, а также раннемеловые молассовые отложения Верхне-Пенжинской и Умкувеевской впадин (площадь Травкинской и Верхне-Пенжинской положительных аномалий). Плотность палеозойских пород колеблется здесь от $2,63$ до $2,68$, а раннемеловых — от $2,60$ до $2,71 \text{ г/см}^3$. Они не могут обусловить Травкинскую и Верхне-Пенжинскую аномалии, так как распространяются далеко за пределами этих зон в западном направлении. Следовательно, указанные аномалии должны быть обусловлены более плотными горными породами, подобными обнаруживаемым на территории Травкинской аномалии габброидам ($2,78 \text{ г/см}^3$) и диоритам ($2,76 \text{ г/см}^3$) раннемелового Еропольского массива. Согласно количественным расчетам, Травкинская аномалия вызвана горными породами со средней плотностью $\sim 2,9 \text{ г/см}^3$, т. е., вероятнее всего, интрузивными породами основного или ультраосновного состава.

Таким образом, большая протяженность геологических структур и положительных аномалий силы тяжести при их небольшой ширине, высокая плотность и вероятная магматическая природа аномалиеобразующих тел указывают на то, что Таловско-Майнская, Оклан-Гореловская и Пенжино-Мечкерёвская зоны положительных аномалий отображают положение трех параллельных глубинных разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии $75-125 \text{ км}$ при длине, превышающей $600-800 \text{ км}$ (см. рис. 1).

Зоны положительных аномалий разделяются Пенжинской и Еропольской полосами отрицательных аномалий различной геологической природы. Аномалии Пенжинской полосы вызваны малоплотными кайнозойскими слабодиагенезированными отложениями ($\sim 2,0 \text{ г/см}^3$) мощностью более 1 км и верхнемеловыми отложениями Пенжинского прогиба ($2,0-2,4 \text{ г/см}^3$) мощностью в первые километры, что достоверно устанавливается совместным анализом геологических, денситометрических, сейсмо-разведочных и буровых данных. Аномалии Еропольской полосы отображают широкое развитие меловых вулкаников преимущественно кислого состава.

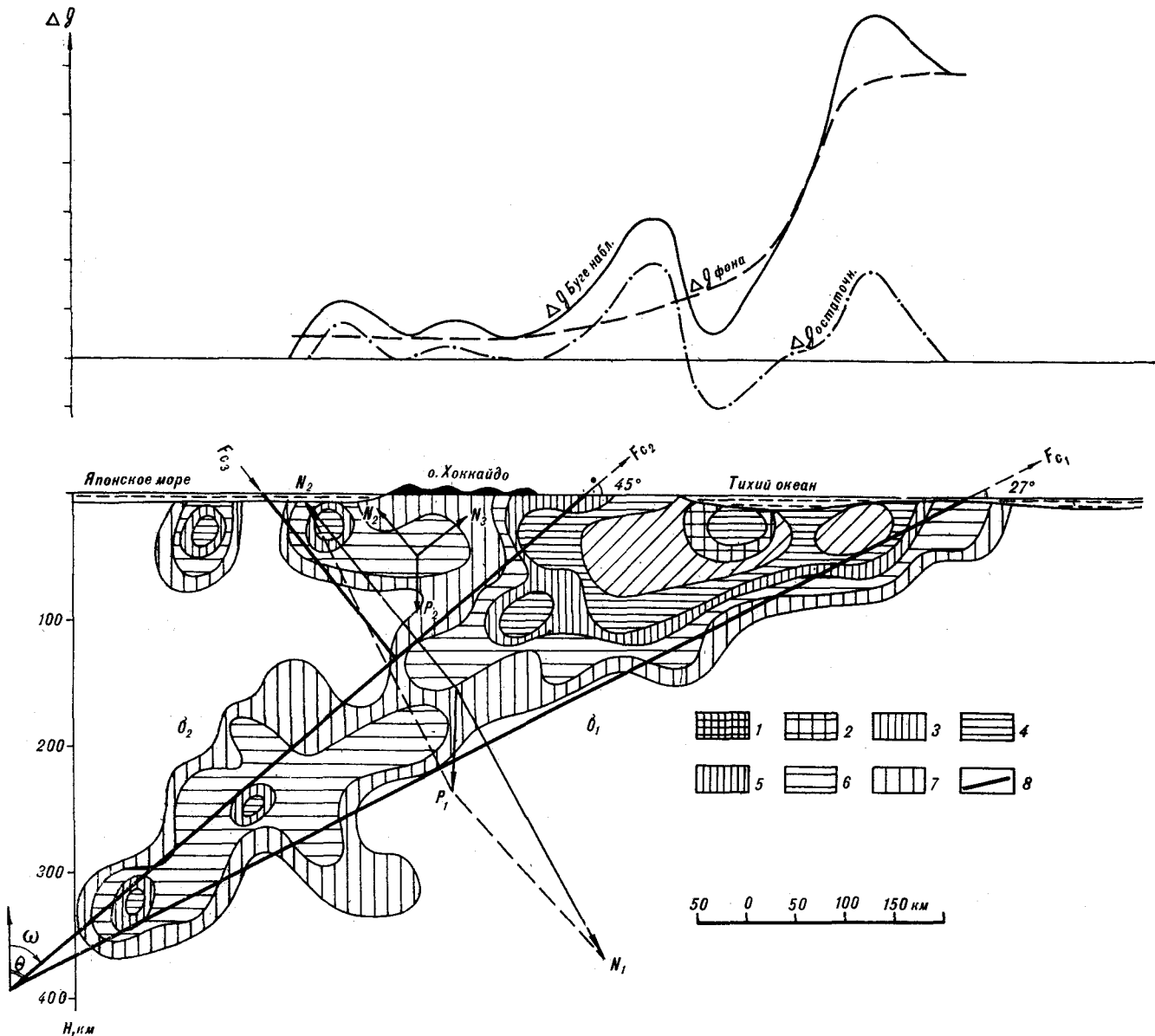


Рис. 2. Разрез сейсмоактивной зоны Курильской островной дуги и динамика мантийного оползня. Области с выделившейся в очагах землетрясений (за 1911—1963 гг.) суммарной энергией $E \times 10^{19}$ эрг, по В. Н. Аверьяновой [1]: 1 — $E > 400$, 2 — $200 < E < 400$, 3 — $90 < E < 200$, 4 — $40 < E < 90$, 5 — $10 < E < 40$, 6 — $4 < E < 10$, 7 — $E < 4$, 8 — плоскости смещения блоков по глубинным разломам. Силы в плоскости разреза: вес — $P_1 = \frac{\sigma_1 H^2}{2} (\operatorname{tg} \theta - \operatorname{tg} \omega)$, $\Delta P = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2) H^2}{2} (\operatorname{tg} \theta - \operatorname{tg} \omega)$, $P_2 = \sigma_2 H^2 / \sin 2\omega$ ($\sigma_1 > \sigma_2$); скол — $F_{c1} = C_1 H / \cos \theta$, $F_{c2} = (C_2 + C_1) H / 2 \cos \omega$; $F_{c3} = C_2 H / \sin \omega$; трение — $F_{\text{тр}1} = K_1 N_1$, $F_{\text{тр}2} = \frac{K_1 + K_2}{2} N_2$, $F_{\text{тр}3} = K_2 N_3$.

Сближенное и параллельное расположение трех глубинных разломов становится понятным, если рассматривать Эвенскую вулканическую зону и Пенжинский прогиб в качестве составных элементов крупной тектонической постройки — альб-сеноманской системы «островная дуга — желоб» [4]. Эвенская зона в альб-сеноманское время развивалась как вулканогенно-аккумулятивная геоантиклиналь, а прогиб — как глубоководный желоб. В этом случае Таловско-Майнский и Оклан-Гореловский глубинные разломы являлись тектоническими ограни-

чениями глубоководного желоба, а Пенжино-Мечкерёвский глубинный разлом определили развитие Эвенской вулканической зоны. Механизм образования этих глубинных разломов авторы представляют себе, исходя из аналогии палео- и современных островных дуг.

Так, согласно В. Н. Аверьяновой [1], сейсмоактивная зона Курильской островной дуги в разрезе имеет в первом приближении клинообразную форму (рис. 2). Нет основания полагать, что эта форма современных сейсмоактивных зон существенно трансформируется

во времени. Вероятнее всего, она была таковой и в альб-сеномане. Это приводит к предположению, что глубоководный желоб может образоваться путем оползневых явлений в верхней мантии и литосфере Земли. Причиной оползневых явлений, вероятнее всего, является различие плотности вещества верхней мантии под материком и океаном на глубинах 100—700 км (см. ΔP на рис. 2). Под литосферой материка на этих глубинах накопились легкие дифференциаты вещества верхней мантии, а под литосферой океана вещество верхней мантии находится в недифференцированном, т. е. более плотном состоянии. При всплытии легких дифференциатов мантии вместе с литосферой материка под действием гидростатических сил происходит приток мантийного вещества из-под океана в сторону континента, и на стыке зон дифференцированной и недифференцированной мантии возникает обрушение более плотного недифференцированного вещества мантии под литосферой материка. Как следствие этого явления опускается литосфера на краю океана с образованием глубоководного желоба. Сколовые ограничения оползневой сейсмоактивной зоны островной дуги являются сверхглубокими разломами, которые в земной коре представляют собой тектонические границы глубоководного желоба.

На рассматриваемой территории к сверхглубоким сбросам относятся Таловско-Майнский и Оклан-Гореловский разломы (рис. 3). Пенжино-Мечкерёвский разлом образовался вследствие надвигового воздымания висячего крыла сброса (территория вулканогенно-аккумулятивной геосинклинали) под выдавливающим действием опускающегося клинообразного оползня (см. N_2 на рис. 2). Он развивался как оперяющийся по отношению к Оклан-Гореловскому сверхглубокому разлому и также относится к классу глубинных разломов.

Мантийный оползень, обладая свойством клинообразного тела, развивает боковое давление с силой, большей собственного веса (см. N_1 и N_2 на рис. 2), которое выталкивает в земную кору по глубинным разломам недифференцированную магму в лежачем крыле и дифференцированную — в висячем крыле сброса (см. рис. 3), чем и обусловлено различие магматических проявлений в рассматриваемом районе. Так, вдоль Таловско-Майнского глубинного разлома внедрились гипербазитовые и базитовые интрузивы габбро-перидотитовой формации (Западно-Камчатский гипербазитовый пояс по А. Ф. Михайлову [3]). В районе же Оклан-Гореловского глубинного разлома дифференцированная магма изливалась в морских условиях глубоководного желоба (Пенжинский прогиб) и в континентальных или мелководных условиях островной дуги (Эвенская вулканическая зона). На территории Пенжинского прогиба из-

вергавшаяся дифференцированная магма формировала лавы и пирокласты спилит-кератофировой формации. Позднее эти образования были захоронены позднемиоценовыми и кайнозойскими терригенными отложениями. На широкое распространение пород спилит-кератофировой формации в нижней части разреза Пенжинского прогиба в настоящее время указывают «глубинные» магнитные аномалии (см. рис. 1). На территории Эвенской вулканической зоны геологическим картированием установлено широкое развитие магматических пород андезитовой формации.

Боковое давление мантийного оползня (см. N_2 на рис. 2) должно в общем случае перемещать литосферу висячего крыла сброса, поэтому на его площади могут наблюдаться надвиговые явления. На рассматриваемой территории возможные надвиги не наблюдаются, поскольку они скрыты вулканитами Эвенской зоны. На территории висячего крыла в пределах Тайгонского блока (массива) геологическим картированием установлены надвиги докембрийских образований на пермские отложения, пик образования которых приходится на середину мела.

Образование кайнозойских впадин на площади Пенжинского прогиба, по мнению авторов, вызвано продолжающимся опусканием мантийного оползня, но пик сколовых деформаций приходился на альб-сеноманское время.

В заключение приведем физико-математическое обеспечение предлагаемого варианта развития мантийного оползня.

Вывод динамического уравнения клинообразного оползня выполняется из условия разложения сил в системе двух соприкасающихся клиньев с разными физическими характеристиками (усл. обозн. см. на рис. 2). Проектируя силы на ортогональные оси, получаем для каждого клина по 2 уравнения:

$$1 \text{ клин} \begin{cases} P_1 \cos \theta = N_2 \cdot \sin(\theta - w) + F_{c_1} + F_{\text{тр}_1} + \\ + (F_{c_2} + F_{\text{тр}_2}) \cdot \cos(\theta - w), \\ N_1 + (F_{c_2} + F_{\text{тр}_2}) \cdot \sin(\theta - w) = \\ = N_2 \cdot \cos(\theta - w) + P_1 \cdot \sin \theta. \end{cases}$$

$$2 \text{ клин} \begin{cases} N_2 = P_2 \cdot \sin w + F_{c_3} + F_{\text{тр}_3}, \\ N_3 = P_2 \cdot \cos w. \end{cases}$$

При этом оба клина характеризуются индивидуальными значениями плотности (σ_1 и σ_2), удельного сцепления (C_1 и C_2) и коэффициента трения (K_1 и K_2).

Исключением из системы 4-х уравнений неизвестных N_1 , N_2 и N_3 с учетом $F_{\text{тр}_1} = K_1 N_1$, $F_{\text{тр}_3} = K_2 N_3$, $F_{\text{тр}_2} = 0,5 \cdot (K_1 + K_2) \cdot N_2$ получим

Δg

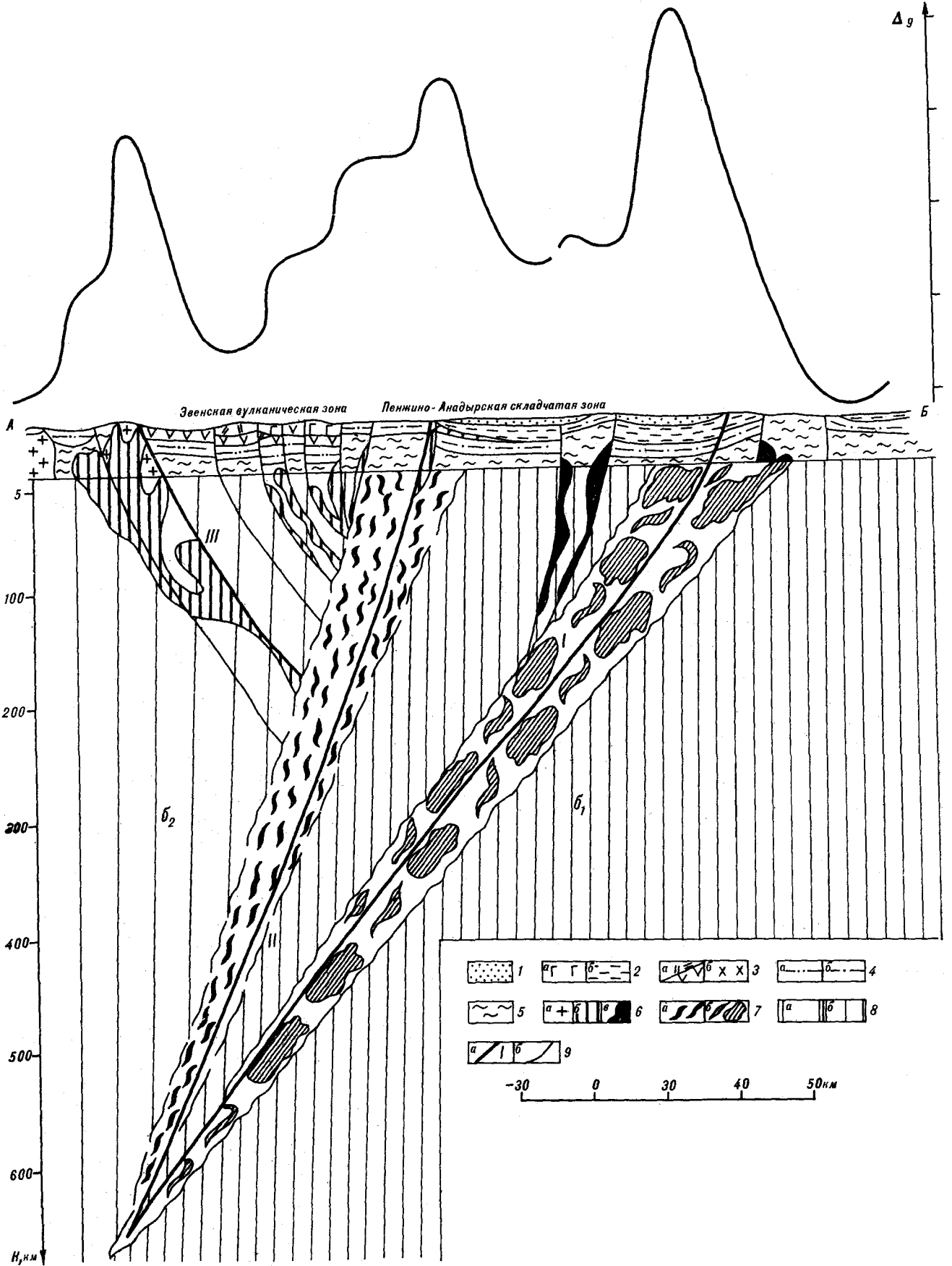


Рис. 3. Связь магматических образований с зонами глубинных разломов, выделенных по гравиметрическим данным (положение разреза АБ указано на рис. 1).

1 — кайнозойские слабодиагенезированные отложения Орловкинской впадины, 2—4 — позднемезозойские образования Эвенской вулканической и Пенжино-Анадырской складчатой зон: 2 — позднемеловые: а — вулканогенные образования основного состава, б — терригенные геосинклинальные отложения, 3 — ранне-позднемеловые: а — континентальные вулканиды кислого и среднего состава, б — морские вулканиды-спилиты, кератофиры, 4 — позднеюрско-раннемеловые: а — молассовые отложения, б — геосинклинальные вулканогенно-

осадочные образования, 5 — палеозойско-среднемезозойские терригенные, карбонатные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные образования, 6 — интрузивы: а — кислого, б — среднего и основного, в — ультраосновного составов, 7 — подвижная в зоне разлома глубинная магма: а — основного, б — ультраосновного состава, 8 — глубинные блоки верхней мантии разной плотности, $\sigma_1 > \sigma_2$, 9 — разрывные нарушения: а — глубинные: I — Таловско-Майнский, II — Оклан-Гореловский, III — Пенжино-Мечкерёвский; б — прочие.

динамическое уравнение мантийного оползня:

$$\begin{aligned}
 P_1 \cos \theta &= P_2 \cdot \sin w \cdot \sin (\theta - w) + F_{c_1} + \\
 &+ F_{c_2} \cdot \cos (\theta - w) + F_{c_3} \cdot \sin (\theta - w) + \\
 &+ K_1 P_1 \cdot \sin \theta + K_2 P_2 \cdot \cos w \cdot \sin (\theta - w) + \\
 &+ \frac{3K_1 + K_2}{2} \cdot P_2 \cdot \sin w \cdot \cos (\theta - w) - K_1 F_{c_2} \cdot \sin \\
 &(\theta - w) + \frac{3K_1 + K_2}{2} \cdot F_{c_3} \cdot \cos (\theta - w) + \\
 &+ \frac{3K_1 K_2 + K_2^2}{2} \cdot P_2 \cdot \cos w \cdot \cos (\theta - w) - \\
 &- \frac{K_1^2 + K_1 K_2}{2} \cdot P_2 \cdot \sin w \cdot \sin (\theta - w) - \\
 &- \frac{K_1^2 + K_1 K_2}{2} \cdot F_{c_3} \sin (\theta - w) - \\
 &- \frac{K_1^2 K_2 + K_1 K_2^2}{2} \cdot P_2 \cdot \cos w \cdot \sin (\theta - w).
 \end{aligned}$$

Для решения этого уравнения нужно знать глубину (H), углы наклона плоскостей оползня

(θ, w), ρ — плотность, удельное сцепление, коэффициент трения недифференцированной (σ_1, C_1, K_1) и дифференцированной (σ_2, C_2, K_2) мантии, что в первом приближении необходимо определять из данных о физических свойствах горных пород и из сейсмологических исследований.

ВЫВОДЫ

1. Пенжино-Анадырская складчатая и Эвенская вулканическая зоны являются частями крупной тектонической постройки — альб-сеноманской островной дуги, протягивающейся на 2000 км от г. Охотска на западе до верховьев р. Белой (притока Анадыря) на востоке. С этой системой островной дуги связано развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса за исключением его фланговых зон.

2. Направленность тектонических движений и распределение магматических образований на рассматриваемой территории определяются закономерностями эволюции палеоостровной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.
2. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
3. Геология СССР. Т. 30, кн. 2. М.: Наука, 1970.
4. Филимонов В. Н. Геофизические данные о строении и развитии литосферы на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Геофизические исследования структуры и гео-

динамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979.

5. Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963.

ПГО Севвостгеология,
Центральная геофизическая экспедиция,
пос. Хасын Магаданской обл.

Поступила в редакцию
6 мая 1983 года

УДК 561 : 551.782

*В. А. Красилов, А. С. Кундышев, В. И. Ремизовский,
И. Н. Шмидт*

ФЛОРА ЧЕХОВСКОЙ СВИТЫ И ГРАНИЦА ОЛИГОЦЕНА — МИОЦЕНА НА ЮЖНОМ САХАЛИНЕ

Проведено комплексное фито- и магнитостратиграфическое изучение палеоген-неогенового разреза по р. Кринке (Макаровский р-н). В чеховской вулканогенно-осадочной толще впервые найдены макрофоссилии растений хорошей сохранности. Они указывают на

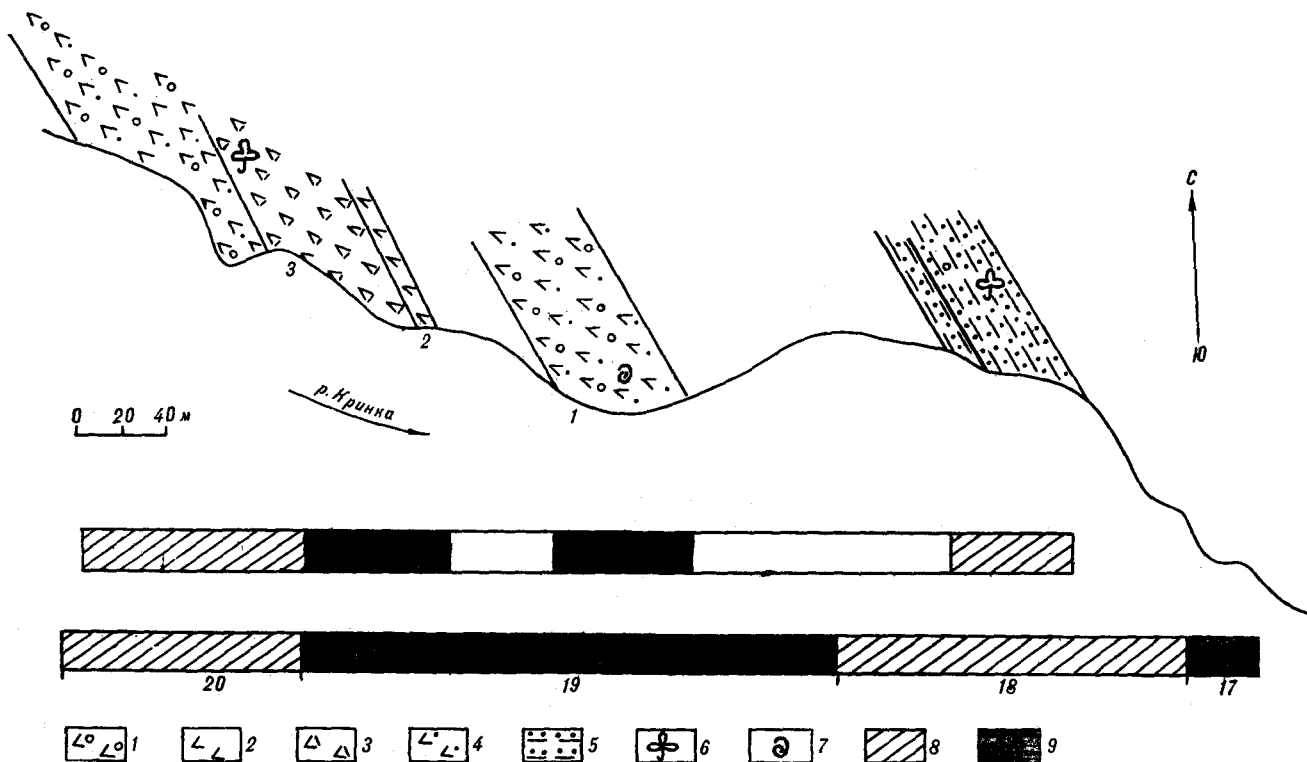
Стратиграфия олигоцен-миоценовых отложений Сахалина привлекает большое внимание в связи с их нефтеносностью. Тем не менее даже такой кардинальный вопрос, как положение границы между палеогеном и неогеном, едва ли можно считать решенным. Большинство исследователей, начиная с Е. М. Смехова [12], проводят эту границу в основании холмской свиты — мощной флишовой толщи песчаников, аргиллитов и туфов. На нее налегает неveltская свита — разнозернистые, нередко туфогенные песчаники, алевриты, туффиты (в некоторых районах описывают нерасчлененные холмско-неveltские отложения) и выше угленосная верхнедуйская («углергская») свита. Е. М. Смехов относил неveltскую свиту к среднему, а углергскую — к среднему — верхнему миоцену. Такое же положение занимали они в схемах Л. В. Криштофович [7] и А. Н. Ильиной [4], но эти авторы выделяли еще чеховскую вулканогенную свиту, локально замещающую верхне-неveltские отложения. В некоторых схемах чеховская свита помещена над неveltской [1], но чаще всего ее считают фацциальным вариантом последней. Она сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами, агломератами, туффитами и в стратотипе возле г. Чехова достигает мощности ~1000 м. Здесь она согласно залегает на нижне-неveltской подсвите и перекрывается верхнедуйской свитой.

Вплоть до 1978 г. чеховскую свиту относили к среднему миоцену, позднее в результате ревизии датировок по моллюскам и фораминиферам ее стали относить к нижнему миоцену [3, 8, 10, 13]. Ситуация осложняется тем, что холмско-неveltские и чеховские отложения охарактеризованы морскими беспозвоночными, а вышележащие верхнедуйские — в основном

позднеолигоценный возраст. Слой с растениями относится к интервалу обратной намагниченности, ориентировочно сопоставимому с зоной 20 стандартной палеомагнитной шкалы.

растениями. Сопоставление датировок по фауне и флоре дает парадоксальные результаты. Верхнедуйскую свиту большинство палеоботаников сейчас считают нижнемиоценовой. Она захватывает бурдигальский климатический оптимум и по крайней мере часть аквитанского пессимума [5]. Если так, то на холмско-неveltско-чеховские отложения мощностью более 2000 м приходится в лучшем случае часть аквитана, вся продолжительность которого ~1 млн. лет [14]. Положение явно неблагоприятное. Летом 1982 г. мы проводили комплексное флоростратиграфическое и палеомагнитное изучение разрезов палеогена и неогена Макаровского района. В ходе этих работ были впервые обнаружены остатки растений хорошей сохранности в чеховской свите. Надеемся, что эта находка поможет согласовать датировки по фауне и флоре и уточнить положение границы между олигоценом и миоценом.

Флора встречена в верхней пачке чеховской свиты по р. Кринке, впадающей в залив Терпения севернее г. Макарова. Разрез неогеновых отложений этого района хорошо известен. По Кринке проходил экскурсионный маршрут XIV Тихоокеанского научного конгресса и XXVII Международного геологического конгресса 1984 г. (это обстоятельство послужило поводом для дополнительного обследования разреза). Береговье обнажения Кринки вскрывают почти вкrest простирания чеховскую, верхнедуйскую, сертунайскую, курасийскую и (возле устья) маруямскую свиты. В узком ущелье правого истока в 2,7—3 км от устья реки обнажена верхняя часть чеховской свиты — грубообломочные преимущественно темнокветные вулканомиктовые породы мощностью ~150 м с прослоями светлых туффитов. Русло



Местонахождение флоры в чеховской свите на левом берегу р. Кринка.

Цифрами 1—3 обозначены водопады. Внизу показана палеомагнитная колонка для чеховской и нижней части верхнедуйской свиты в сопоставлении с колонкой Ф. Тейера и С. Хаммонда [17] (нижняя), на которой проставлены номера зон. 1 — туфо-конгломераты, туфобрекчии, 2 — туфы, 3 — туффиты, 4 — туфопесчаники, 5 — переслаивание песчаников и алевролитов с пластом угля, 6 — флора, 7 — фауна, 8 — прямая намагниченность, 9 — обратная намагниченность.

реки образует здесь каскад водопадов, пронумерованных в маршрутном указателе снизу вверх по течению (см. рисунок). На левом борту ущелья, в 40 м над третьим водопадом, обнажены светлые туффиты и туфоалевролиты с растительными остатками. Строение этой пачки следующее: 1) углистый аргиллит с корнями и стеблями — 0,2 м, 2) желтовато-белый туфоалевролит с листьями хорошей сохранности, сплошь покрывающими поверхность слоя и сохранившимися в виде коричневых железистых инкрустаций, — 0,5 м, 3) грязновато-белый плитчатый туффит с детритом и редкими листьями, не образующими листовых кровель (листья большей частью скручены), — 1,3 м, 4) белый неслоистый туффит с детритом в виде угловатых обрывков листьев — 2—2,5 м.

Толща, содержащая пачки белых туффитов, падает под углом 45° и в 80 м ниже по течению слагает цоколь второго водопада. Выше залегает толща туфоконгломератов с прослоями туфопесчаников мощностью ~60 м. Контакт с верхнедуйской свитой не вскрыт. Пачка песчаников и алевролитов верхнедуйской свиты с угольным пластом выходит в русле реки в 200 м ниже первого водопада. К ней приурочено местонахождение растений с *Comptonia* и

Asag — типичными компонентами верхнедуйской флоры.

В палеомагнитном опробовании разреза чеховской свиты имеются пробелы, поэтому можно говорить лишь о преимущественной полярности изученных интервалов. В интересующей нас части разреза чеховской свиты выделены интервалы: 1) обратной намагниченности, включающий флороносную пачку, 2) преимущественно прямой намагниченности, включающей границу чеховской и верхнедуйской свит (см. рисунок). В палеомагнитной шкале миоцена [15, 17] выделяется своей продолжительностью эпоха 19 прямой полярности. Она может соответствовать нашему интервалу 2, тем более, что в других разрезах Южного Сахалина нижняя граница верхнедуйской свиты приходится на прямонамагнитную зону, соответствующую эпохе 19 [9]. В таком случае обратнонамагнитный интервал 1 можно предположительно отнести к эпохе обратной полярности 20, верхний возрастной предел которой 21 млн. лет, а нижний опускается ниже границы олигоцена и миоцена на уровне 22,5 млн. лет.

Прежде чем перейти к описанию чеховской флоры, отметим, что в параллельном разрезе

Состав и основные признаки чеховской флоры

Вид	Орган растения	Число экз., шт	Край листа (двудольные)
<i>Equisetum arcticum</i> Heer	Стебли	1	
<i>Osmunda sachalinensis</i> Krysht.	Листья	28	
<i>O. lignitum</i> (Giebel) Stur	»	26	
<i>Woodwardia arctica</i> (Heer) Brown	»	4	
<i>Araucaria</i> sp.	Побеги	1	
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongn.) Heer	{ Побеги	55	
<i>Pityostrobus</i> sp.	{ Шишки	1	
<i>Arundo goeppertii</i> (Muenst.) Heer	Шишки	1	
<i>Sparganium</i> sp.	Листья	4	
<i>Myrica</i> sp.	Соплодия	1	
<i>Fagus protojaponica</i> K. Suzuki	Листья	2	Зубчатый
<i>Betula</i> sp.	»	1	Цельный
<i>Corylites ex gr. ma-</i> <i>scuarrii</i> (Forbes) Gardner	»	6	Пильчатый
<i>Coriaria</i> sp.	»	173	Двоякозубчатый
<i>Nyssa</i> sp.	»	1	Цельный
<i>Rhododendron</i> sp.	»	11	»
<i>Fraxinus cf. dudia</i> Budants.	»	2	»
	Листья	20	Цельный и мелкозубчатый

по р. Шахтной, расположенном в 7 км севернее, чеховская фация в типичном виде не развита, но верхняя часть (~50 м) невельской свиты обогащена вулканогенным материалом, содержит прослой кремнистого туфоаргиллита, грубозернистого туфопесчаника и гравелита с окремнелой древесиной — стволы диаметром до 40 см — и листьями плохой сохранности. Есть все основания полагать, что эти слои соответствуют флороносной пачке чеховской свиты по р. Кринке. Над верхним слоем грубозернистого туфопесчаника залегают рыхлые желтовато-серые глинистые песчаники и алевролиты с линзовидным угольным пластом — основание верхнедуйской свиты. В породных прослоях угольного пласта обильны остатки растений — в основном побеги и шишки *Pinaceae*. Те же хвойные играют заметную роль в базальных слоях стратотипа верхнедуйской свиты на западном побережье возле м. Хойнджо [5].

Количественное распределение видов чеховской флоры показано в таблице. Судя по составу доминантов, здесь представлена почти исключительно долинная растительность, основу которой составляло сообщество *Glyptostrobus* — *Nyssa*, широко распространенное в кайнозое Европы, Северной Америки и южных районов Азии. Современные сообщества этого типа с болотным кипарисом и ниссой обитают на Ат-

лантическом побережье США и в Юго-Восточном Китае, где *Glyptostrobus* замещает *Taxodium*. В подобных лесах обычен вяз. Во Флориде заболоченные таксодиевые леса обрамляют лагуны и озера, на более бедных и кислых, реже затопляемых почвах под их пологом растут *Myrica* и *Woodwardia*. Именно этот вариант с восковницей и вудвардией, по-видимому, наиболее близок растительности чеховского времени. Обилие *Corylites* и *Osmunda*, возможно, связано с интенсивной вулканической деятельностью, в результате которой в коренной долинной растительности образовывались обширные пустоши, зараставшие папоротником и кустарниками. Растительность склонов представлена очень редкими аллохтонными остатками, в частности, *Araucaria*, единственной шишкой *Pityostrobus* и *Fagus*. Видимо, на значительном удалении от места захоронения находился пояс хвойно-буковых лесов. Рассмотрим стратиграфическое распространение наиболее важных растений чеховской флоры.

1. *Osmunda sachalinensis* А. Н. Криштофович [6] считал руководящим видом нижнедуйской свиты Северного Сахалина (эоцен — олигоцен). Все последующие фито-стратиграфические работы подтвердили широкое распространение этого вида в палеогене. Несмотря на интенсивное коллектирование, достоверных находок *O. sachalinensis* в неогене Сахалина не известно, хотя близкий вид описан из миоцена Камчатки [11]. Напомним, что *O. sachalinensis* — один из самых многочисленных видов чеховской флоры.

2. *O. lignitum* — вид с очень обширным географическим и стратиграфическим ареалом. В сочетании с *O. sachalinensis* описан из олигоцена Японских островов [16].

3. *Woodwardia* гораздо чаще встречается в палеогене, чем в неогене. Только в палеогене известны «вудвардиевые слои» (в кивдинской свите Райчихинского месторождения Амурской области, в свитах Икушунбетсу и Харутори на Хоккайдо).

4. *Myrica* как род более характерна для палеогеновой раннедуйской, чем для неогеновой позднедуйской флоры [2].

5. *Fagus protojaponica* описан из верхнего миоцена. По филогенетической схеме Т. Танаи [16], он происходит от олигоценного — раннемиоценового вида *Fagus antipovii* Heer.

6. Род *Fraxinus*; очевидно, представлен новым видом, наиболее близким олигоценному *F. dubia*.

7. *Coriaria* описана из олигоцена Приморья (надеждинская свита) и Японии [16]. Миоценовых находок этого рода не известно.

Остальные виды не дают определенных указаний на возраст. Сравнение с флорой верхнедуйской свиты не обнаруживает близкого сход-

ства. В обширной коллекции, собранной нами из угленосных отложений, залегающих на чеховской и невелинской свитах Макаровского района, почти нет общих видов с чеховской флорой. Полностью выпадает чеховский комплекс папоротников. Среди хвойных доминирует *Metasequoia*, среди покрытосемянных — *Acer*, *Carpinus*, *Quercus*, *Vytneriophyllum* — растения, не встреченные в чеховской свите (и наоборот: чеховские доминанты уступают свои позиции в позднеудуйское время). По палеоклиматическим признакам чеховское сообщество сопоставимо с растительностью миоценового климатического оптимума, приходящегося на верхнюю часть верхнеудуйского разреза, но резко отличается от гораздо менее термофильной группировки его базальных слоев, представленной в Макаровском районе только хвойными. В чеховской свите найден единственный экземпляр *Pityostrobus*, тогда как в низах верхнеудуйской свиты эти стробилы преобладают. По-видимому, пояс хвойных лесов сместился на более низкий гипсометрический уровень, что указывает на похолодание.

Выводы:

1. Флора чеховской свиты своеобразна и не может быть отнесена ни к одному из флористических комплексов, описанных ранее из палеогена Сахалина. Она представляет новый фитостратиграфический уровень.
2. Заметную роль в чеховской свите играет папоротниковый комплекс, характерный для палеогена. Доминирующий вид *Osmunda sachalinensis* признан руководящим для преимущественно олигоценовых отложений нижнеудуйской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н., Кузина И. Н., Ратновский И. И. Стратиграфия третичных отложений Южного Сахалина. — Бюл. МОИП, 1954, т. 29, № 5.
2. Борсук М. О. Палеогеновая флора Сахалина. — Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, т. 12.
3. Гладенков Ю. Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978.
4. Ильина А. Н. Моллюски неогеновых отложений Южного Сахалина. — В кн.: Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. (Тр. ВНИГРИ. М., 1954, вып. 10).
5. Красилов В. А., Кундышев А. С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена. — Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
6. Криштофович А. Н. Материалы к третичной нижнеудуйской флоре Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 5.
7. Криштофович Л. В. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина (нижние слои). — В кн.: Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. (Тр. ВНИГРИ. М., 1954, вып. 10).
8. Маргулис Л. С., Савицкий В. О., Тюрин И. И. Кайнозой Южного Сахалина и прилегающих акваторий. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеанского научного конгресса, т. 2. М., 1979.
9. Ремизовский В. И. Палеомагнетизм и стратигра-

3. Чеховский комплекс древесных растений в целом также тяготеет к палеогеновым флорам. Лишь *Fagus protojaponica* может указывать на гораздо более молодой возраст. Не исключено, однако, что морфотип «*protojaponica*» эпизодически появлялся в популяциях предкового вида *F. antipovii* задолго до позднего миоцена.

4. Чеховская флора с вудвардией имеет более теплолюбивый облик, чем флора нижней части верхнеудуйской свиты. На границе чеховской (невелинской) и верхнеудуйской свит произошла смена доминантов. Пояс хвойных лесов сместился вниз в связи с резким похолоданием.

5. По палеомагнитным данным, флороносная пачка чеховской свиты находится вблизи олигоцен-миоценовой границы, скорее всего в пределах палеомагнитной эпохи 20 по шкале Ф. Тейера и С. Хаммонда.

6. На западном побережье чеховской свите по стратиграфическому положению и составу соответствует хойнджинская свита базальтов и туфов. Как чеховская, так и хойнджинская свита, по-видимому, отвечают позднеолигоцен-миоценовому пику вулканической активности.

7. Мы полагаем, что флора верхней пачки чеховской свиты относится к концу олигодена или переходному олигоцен-миоценовому интервалу. Из этого следует, что нижележащая чеховско-невелинско-холмская толща имеет олигоцен-миоценовый возраст. Однако мы не считаем такой вывод окончательным. Ревизия олигоцен-миоценовой границы на Сахалине, безусловно, требует совместных усилий специалистов по разным группам ископаемых организмов.

фия неогеновых отложений Южного Сахалина. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1982.

10. Серова М. Я. Зональная шкала палеогена северо-западной Пацифики по планктонным и бентосным фораминиферам. — В кн.: Тезисы докладов XIV Тихоокеанского научного конгресса, т. 2. М., 1979.
11. Синельникова В. Н., Фогьянова П. И. и др. Миоценовая Западной Камчатки. М.: Наука, 1976.
12. Сметов Е. М. Третичные отложения Южного Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
13. Худик В. Д. Двустворчатые моллюски раннего и среднего миоцена Юго-Западного Сахалина и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1982.
14. Alvinerie J. Aquitaniens. Stratotype aquitain. — Mem. Bur. rech. géol. et minières, 1980, N 109.
15. Opdyke N. D., Burckle L. H., Todd A. The extension of the magnetic time scale in sediments of the Central Pacific Ocean. — Earth and planetary Sci. Lett., 1974, v. 22, N 4.
16. Tanai T. The Oligocene floras from the Kushiro coal field, Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. S. 4, Geol. and Min., 1970, v. 415, N 4.
17. Theyer F., Hammond S. R. Paleomagnetic polarity sequence and Radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20. — Earth and Planetary Sci. Lett., 1974, v. 22, N 4.

БЛИ ДВНЦ АН СССР, ДВГИ ДВНЦ АН СССР,

Владивосток

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан

Поступила в редакцию
11 апреля 1983 г.

УДК 550.37 : 560.41

Н. Е. Аблесимов, Н. В. Бердников, В. Г. Липатов,
Ю. В. Талтыкин

ГАЗОСФЕРА ЗЕМЛИ*

Рассмотрено состояние газов на Земле, включая ее глубинные горизонты и газовую оболочку. Сделана попытка представить газы в виде подсистемы — «газосферы» в системе планеты Земля. Рассмотрены принципы выделения такой подсистемы и важнейшие ее свойства, среди которых наиболее детально проанализи-

Учение о газах в рамках физики и химии успешно создавалось в XVII—XIX вв. трудами Ван-Гельмонта, Ломоносова, Лавуазье, Бойля, Клайперона, Менделеева и других ученых. Газы в геологию «проникли» гораздо позже. Исторически это хорошо проанализировано В. И. Вернадским, который сделал вывод, что «единственное возможное объяснение для микроскопического рассеяния элементов мы имеем в том характере минералов, который сближает их с растворами. Благодаря рассеянию, химические элементы образуют чрезвычайно разжиженные твердые растворы, а в разжиженных растворах растворенные вещества подчиняются законам газов» [6, с. 401, 402]. Только в настоящее время газы начинают занимать подобающее место в геологических науках. Эволюция горных пород, структурно-вещественных комплексов, земных оболочек и всей Земли как планеты тесно связана с деятельностью газов, насыщающих земные недра и окружающих твердую Землю в качестве газовой оболочки. Таким образом, если рассматривать Землю в качестве системы на планетарном уровне, то газовая составляющая этой системы может быть выделена в качестве одной из ее подсистем — газосферы. Необходимость выделения и специального изучения газосферы следует хотя бы из того, что масса элементов, образующих газы, составляет 5,5—6% массы Земли [7, 13]. Цель статьи — анализ структуры газосферы, выяснение ее внутренних закономерностей и связей с системой более высокого ранга — Земли в целом.

Основанием системы «газосфера» является газ — химические элементы, соединения и их смеси, которые в земных условиях могут на-

зирована симметрия. Показано, что газосфера относится к классу объектов криволинейной диссимметрии. Делается вывод о том, что при глобальных геологических построениях следует принимать во внимание не только совокупность твердых горных пород, но и сосуществующие с ними газы.

ходить в газообразном состоянии. Для большей конкретности будем называть газами вещества, для которых $T_{кр} \leq T_{кр} H_2O$ и $P_{кр} \leq P_{кр} H_2O$. Из табл. 1 видно, что при соблюдении этого условия охватываются практически все основные газы Земли, включая и воду. Первичными элементами системы можно считать газообразные вещества, существующие в виде свободного газа, растворенного газа (в жидких и твердых телах), летучих элементов в химических соединениях, адсорбированного газа, газового раствора и газовой плазмы. Эти формы составляют основу структуры газосферы. Переходы между ними определяются изменением температуры и давления. Это обстоятельство обуславливает оболочечный характер структуры газосферы. Плавность нарастания температуры и давления предполагает существование между оболочками, представляющими собой различные формы существования газов, зон динамического равновесия. С высот более 20 км начинается область ионизированных газов — ионосфера. Ниже располагается область существования газов в газообразном и жидком состоянии. На глубинах 10—12 км практически

Таблица 1

Критические параметры некоторых газов

Вещество	$T_{кр}, ^\circ C$	$P_{кр}, \text{бар}$	Вещество	$T_{кр}, ^\circ C$	$P_{кр}, \text{бар}$
He	-267,9	2,26	HCl	51,4	81,5
H ₂	-239,9	12,8	H ₂ S	100,4	90,1
N ₂	-147,1	33,9	NH ₃	132,4	113,0
O ₂	-118,8	50,4	SO ₂	157,2	78,7
CH ₄	-82,5	47,3	HF	197,7	64,9
CO ₂	31,1	74,0	SO ₃	218,0	84,7
			H ₂ O	374,15	218,3

* Печатается в дискуссионном порядке.

Таблица 2

Структура газосферы Земли

Глубина геофизических аномалий в Земле, км	Высота геофизических аномалий в атмосфере, км	Глубина геофизических аномалий в Земле, км	Высота геофизических аномалий в атмосфере, км
10—20	10—18	1000	—
30—60	50—55	—	2000
70—150	85—90	2900	—
400	400	5000	—

все газы переходят в надкритическое состояние. Область надкритических газов, как показывают результаты изучения включений в минералах [3, 16, 20, 21], распространяется до глубин ~50 км, где имеются находки первых порций газа, выделившихся из глубинного субстрата в виде отдельной фазы и законсервированных в минералах в виде включений. По данным многих исследователей [3, 16, 20, 21], состав таких включений существенно углекислотный. Для глубин более 50 км включения газов не характерны, по-видимому, отсюда начинает преобладать растворенная форма газов, т. е. газы растворены в высокотемпературных твердых и жидких силикатных системах. Не исключено, что в низах этой области, в условиях максимальных температур и давлений, присутствует газовая плазма, также растворенная в субстрате. Таким образом, газосфера Земли состоит из ряда оболочек, которые находятся друг с другом в состоянии динамического равновесия. Главнейшими факторами такого расщепления являются температура и давление.

Рассмотрение газосферы как системы показывает, что она принадлежит к множеству систем того же уровня — газосфер планет земного типа, которое может рассматриваться как подсистема газосфер звезд, а последняя — как подсистема газосфер галактик. С другой стороны, газосфера сама состоит из ряда подсистем, выделяющихся в объеме описанных оболочек. На нее распространяется закон соответствия. Можно найти системы с другими первичными элементами, которые будут аналогичны газосфере. Нам представляется, что знак соответствия можно поставить между системой газосферы Земли и системами газовой хроматографии, рельефов подгорных равнин, связанных с бассейнами горных рек [7], распространяющегося живого вещества [5]. Наконец, газосфера как система обладает симметрией и способна сохранять ее. В табл. 2 приведены данные, полученные на основании геофизических исследований. Выделенные границы характеризуются аномальным поведением геофизических полей. Видно, что отметки глубин и высот первых четырех границ совпадают. Случайность ли это?

Анализ симметрии с позиций категорий «причина» и «следствие» привел П. Кюри к принципу связи симметрии системы причин с симметрией системы следствий. Кроме того, он указывал, что симметрия порождающей среды, наложенная на симметрию формирующегося тела, сохраняет только те элементы его симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды [17]. «Причиной» в системе газосферы можно считать вертикальные перемещения газов из глубин к поверхности Земли. Горизонтальные перемещения газов и связанные с этим явления мы не рассматриваем, хотя, по-видимому, они играют значительную роль в эволюции земных недр. Газы из глубин поступают по тектоническим разломам, при твердых приливах, при вулканических извержениях, из гидротерм, т. е. естественная дегазация Земли происходит довольно интенсивно. Согласно принципу П. Кюри, в атмосфере можно ожидать наличие элементов симметрии, подобных таковым ниже поверхности твердого геоида.

Исходя из существующей классификации типов симметрии, наш объект относится к объектам криволинейной диссимметрии. У него имеется криволинейная зеркальная поверхность, при отражениях в которой объект переходит в самого себя. Кроме того, в группу преобразований симметрии входит параметр давления, изменяющийся от + к —, поэтому наблюдаемая симметрия относится к антисимметриям. Исходя из «тождественности» двух «половинок» газосферы, проанализируем ряд физических и частично химических ее атрибутов. Покажем, что причиной этих явлений являются свойства газов.

Распределение температур в атмосфере имеет сложный характер. Исходя из симметрии, можно предположить подобный характер изменения ее в глубинах Земли. Действительно, в книге «Тепловой поток континентов» В. В. Гордиенко и др. [10] на основании полиморфно-адвекционной гипотезы сделан вывод об аномалиях глубинных температур от +500 до -500°C от фона, причем высокие температуры наблюдаются на границах 50, 100, низкие — 300—400 км. В атмосфере, наоборот, на высотах 50, 100 км отмечается низкая температура, а на высотах 300—400 км — высокая.

Анализ материалов глубинных геофизических исследований на территории Дальнего Востока позволил выделить, по крайней мере, четыре группы аномальных зон в земной коре и верхней мантии [8, 9], различающиеся по глубине (H) залегания верхней кромки: коровые аномалии ($H \sim 10—20$ км), аномалии на границе земной коры и верхней мантии ($H \sim 30—60$ км), «астеносфера» ($H \sim 70—150$ км), аномалии верхней мантии ($H \sim 400$ км). Путем

осреднения за большие интервалы времени и по огромным площадям в атмосфере выделены тоже четыре зоны: тропосфера, стратосфера, мезосфера и термосфера. Высота этих аномальных зон симметрична глубинам залегания геофизических границ в твердой Земле. Высота расположения тропопаузы понижается при движении от экватора к полюсам от 17 до 9 км, стратопаузы (верхней границы стратосферы) — составляет 50—55 км, мезопаузы — 85—90 км, термопаузы (границы перехода к постоянной температуре) — 400 км [12]. Атмосфера — чрезвычайно изменчивая среда, что, по-видимому, относится и к твердой Земле [15]. Одной из причин, вызывающих появление аномалий геофизических полей в глубинах Земли, может служить взаимодействие газов в надкритическом состоянии с горными породами и минералами [18].

В ряде случаев атмосферные явления Земли могут рассматриваться как симметричные явления, происходящим в ее твердых оболочках: с одной стороны, «зеркальной» поверхности — молнии, грозные разряды, с другой — землетрясения, вулканические извержения. Рассматривая их как диссимметричные явления в газосфере, можно предположить, что суммарные энергии этих явлений должны быть одного порядка. Действительно, по существующим оценкам, энергия, выделяющаяся при всех землетрясениях и вулканических извержениях, составляет $\sim 1,3 \cdot 10^{26}$ эрг/год [12], а энергия грозных разрядов — $\sim 0,7 \cdot 10^{26}$ эрг/год [11]. Твердые приливы в земной коре характеризуются наибольшей величиной в периоды полнолуний, причем в это же время отмечено заметное повышение плотности потока газов из недр Земли

[19] и происходит максимальное количество гроз. Увеличивается количество осадков над загазованными городами по сравнению с сельской местностью [14]. Атмосферные явления сопровождаются ультразвуками с особыми свойствами — «атмосферными свистами» [2]. Такого же рода явление должно существовать в газосфере по другую сторону криволинейной поверхности симметрии. Совсем недавно такие «свисты» были обнаружены в горных массивах перед землетрясениями [1]. Представляется возможным, что огромное число исследований по газовой плазме применительно к атмосфере приложимо с определенными допущениями и к глубинным слоям газосферы, где, как отмечалось выше, возможно образование плазмы.

Отметим кратко поведение кислорода в газосфере. На высоте 20 км присутствует озоновый слой, где активность кислорода максимальна. Далее с высотой его активность резко падает. На соответствующих глубинах у кислорода должна наблюдаться аномально высокая активность, скачкообразно понижающаяся с глубиной. Давление очень сильно влияет на химическую активность кислорода. При увеличении давления с 2 до 20 кбар (примерно глубины от 10 до 50 км) активность кислорода уменьшается в миллион раз.

В заключение приведем слова одного из авторов объединенной теории слабых и электромагнитных взаимодействий Стивена Вайнберга: «Формы симметрии, которые даже будучи нарушены, есть отражение тех точных принципов, которые управляют всеми явлениями природы и в которых проявляется красота внешнего мира» [4, с. 216].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баннов Ю. А., Брудный Л. Г. и др. Акустическое изучение перед землетрясениями.— Прогноз землетрясений, 1982, № 1.
2. Бауэрс Р. Плазма в твердых телах.— Физика твердого тела. М.: Наука, 1972, вып. 8.
3. Бердников Н. В., Приходько В. С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 3.
4. Вайнберг С. Идейные основы единой теории слабых и электромагнитных взаимодействий.— Успехи физ. наук, 1980, т. 132, вып. 2.
5. Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
6. Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре. Избр. соч., т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
7. Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1973.
8. Глубинное строение литосферы дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
9. Глубинное электромагнитное зондирование Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
10. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов (обработка, интерпретация). Киев: Наукова думка, 1982.
11. Иоффе В. В., Исидоров В. А. Органические соединения в атмосфере Земли.— Природа, 1982, № 7.
12. Куликос К. А., Сидоренков Н. С. Планета Земля. М.: Наука, 1977.
13. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.
14. Михайлов Н. В. Влияние газов на атмосферные осадки.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 6.
15. Монин А. С., Седов Д. Г. Погода и климат океана.— Природа, 1983, № 1.
16. Соловова И. П., Рябчиков И. Д. и др. Включения высокоплотной CO_2 в мантийных лерполитах.— ДАН СССР, 1982, т. 263, № 1.
17. Степанов И. Н. Явления единства симметрии — дис-

- симметрии в формах рельефа подгорных равнин Средней Азии.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 4.
18. *Талтыкин Ю. В., Липатов В. Г., Аблесимов Н. Е.* Роль надкритических газов в образовании аномалий глубинной электропроводности.— ДАН СССР, 1983, т. 272, № 4.
19. *Хитапов Н. И., Войтов Г. И.* Твердые приливы и дегазация Земли.— Природа, 1982, № 3.

20. *Luckscheiter B., Morteani G.* Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from the penninic rocks of the central and western Tanern Window (Australia/Italy).— *Lithos*, 1980, v. 13, N 1.
21. *Miller Ch., Richter W.* Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths from the Hoggar, Central Sahara.— *Geochim. J.*, 1982, N 16.

ИТдГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
18 января 1984 г.

ДИСКУССИЯ

А. А. Степанко. Наука стремится к единству знания о тех природных объектах, которые она познает. С этой точки зрения вывод о том, что газовая составляющая Земли может рассматриваться как определенная целостность — «газосфера», заслуживает серьезного внимания. Если гипотеза авторов справедлива, то мы получаем возможность не только объединять в единую систему ранее разрозненные факты и представления, но и надеяться на обнаружение законов, присущих газосфере. Проанализируем те аргументы, которые приводят авторы для обоснования целостности газосферы.

О газосфере как системе. Если рассматривать некоторый объект как систему, то, прежде всего, необходимо определить элементы этой системы, иначе анализ связи в ней становится бессодержательным, а употребление понятия системы излишним. Первичными элементами газосферы авторы считают газобразные вещества (H_2O , CO_2 и т. д.). Но далее оказывается, что каждый из первичных элементов членится на различные формы: свободный газ, растворенный газ и т. д. Таким образом, первичными элементами газосферы следует считать H_2O в виде растворенного газа, H_2O в виде свободного газа, H_2O в виде адсорбированного газа и т. д. Причем в зависимости от типа процессов эти элементы будут объединяться либо по химическому составу, либо по формам нахождения в газосфере. Далее. Авторы в качестве элементов газосферы рассматривают ее оболочки. Это еще один уровень членения газосферы на элементы. Следовательно, если рассматривать газосферу как систему, то эта система иерархическая. Без определения иерархии, без выяснения уровней членения газосферы на элементы и соотношения уровней анализ геосферы как системы становится неизбежно противоречивым и отрывочным. Не удивительно поэтому, что анализ связей между элементами газосферы подменяется в работе анализом влияния температуры и давления на газосферу. Очевидна важность учета действия этих факторов на состояние и эволюцию газосферы, но нельзя говорить, что они «связывают газы... в целостную систему». Элементы в системе связаны конкретными физико-химическими взаимодействиями. Термодинамические параметры, очевидно, определяются свойствами системы Земли и для газосферы выступают как внешние параметры.

Таким образом, анализ газосферы как системы в работе неудачен. Опираясь на общую теорию систем Ю. А. Урманцева, авторы считают, что для доказательства целостности газосферы достаточно показать, что ей присущи определенные свойства системы: гетерогенность, полиморфизм, изометрия и т. д. Но теория Ю. А. Урманцева применима к любым природным объектам, поэтому она и общая. Любой природный объект

гетерогенен, принадлежит к множеству полиморфных модификаций, для него существуют изомеры и т. д. Вопрос, может ли газосфера рассматриваться как система, в понимании Ю. А. Урманцева, излишен. Необходимо показать плодотворность такого подхода к газосфере. Вероятно, любой объект является в определенной степени целостным, но целостность кристалла гораздо больше, чем целостность песчаника. Чем менее целостным является исследуемый объект, тем более прост анализ его как системы. Такие свойства, как гетерогенность, полиморфизм, изомерия, не указывают на целостность объекта. Учитывая это, авторы сосредоточивают свое внимание на вопросе симметрии газосферы; ведь ясно: чем более симметричен объект, тем более он целостен.

Симметрична ли газосфера? Обратимся к таблице «Структура газосферы Земли». Слои, выделяемые по геофизическим данным в литосфере, никакого отношения к газосфере не имеют. Авторы предполагают, что они соответствуют определенным слоям газосферы, так как: 1) на уровне 50 км, вероятно, начинается переход между растворенной и надкритической формой газов, 2) на уровне 10—12 км, вероятно, располагается верхняя граница зоны надкритических газов для воды. Но в статье справедливо отмечается, что ширина этой зоны, глубина ее границ определяются как геотектоническими условиями, так и растворимостью разных газов в различной физико-химической обстановке, т. е. факторами, значения которых пока оцениваются весьма приблизительно. Поэтому приведенные цифры для зоны надкритических газов являются не более как оценочными. Остается не ясным, как эта зона должна выражаться в геофизических полях. Следовательно, приводимые цифры (это касается и положения геофизических слоев в таблице) скорее не противоречат гипотезе симметричности газосферы, чем подтверждают ее.

Стремясь обосновать симметрию газосферы, авторы привлекают большое количество данных из разных областей науки о Земле. Изложение при этом становится отрывочным, аналогии поверхностными и неубедительными. Авторы показывают, что значения энергии, выделяющейся, с одной стороны, при грозах, а с другой — при землетрясениях и вулканических извержениях, имеют один порядок. Это выдается за свидетельство диссимметрии в газосфере. Но не понятно, почему землетрясения следует относить к газосфере? Почему сравнивается энергия только этих явлений, хотя они далеко не исчерпывают круг явлений, происходящих в газосфере?

Подводя итог, отметим, что авторами высказана интересная идея о целостности газосферы Земли и намечены возможные подходы к оценке плодотворности этой идеи. Но задачи статьи: «анализ газосферы, выяснение ее внутренних закономерностей и связей ее с

системой более высокого ранга — Земли в целом» — остались нерешенными.

В. А. Кулындышев. В 1953 г. А. Е. Ферсман писал: «Деление Земли на оболочки встречается уже у древнегреческих и малазийских философов, которые не могли не различать газообразную среду воздуха, жидкую среду морей и твердую Землю; но обоснование этого деления и введение определенных понятий в геологию и геохимию было выполнено в XIX веке Э. Зюссом». С тех пор выделение геосфер Земли проводилось по самым разнообразным признакам: а) по составу и плотности, б) по полиморфным превращениям, в) по степени фазового перехода, г) по степени расплавления вещества, д) по реологическим свойствам, е) по агрегатному состоянию вещества, ж) по скоростным характеристикам и т. д. В результате имеется информация о таком необъятном количестве разнообразных по названию и содержанию геосфер (по нашим ориентировочным подсчетам их более 100), что возникает мысль: «А все ли они отвечают понятию „геосфера Земли“ как естественной целостной системе?» Вот с этих позиций и рассмотрим вопрос о правомочности выделения новой геосферы Земли — «газосферы».

По определению Н. Е. Аблесимова с соавторами, основу газосферы составляет газ, под которым понимаются «химические элементы, соединения и их смеси, которые в земных условиях могут находиться в газообразном состоянии» и для которых выполнимы два условия: $T_{кр} \leq T_{кр}H_2O$ и $P_{кр} \leq P_{кр}H_2O$. Значит, выделение газосферы в качестве самостоятельной оболочки Земли проводится по двум параметрам — по агрегатному состоянию вещества и по фазовому переходу. Следовательно, мы в праве искать в статье ответа на следующие вопросы: а) почему речь идет только об одной оболочке, а не о двух, трех и т. д., как это наблю-

дается в схемах членения Земли по указанным признакам? б) почему атмосфера частично объединяется с гидросферой и литосферой? Эти вопросы, да еще множество других возникают из-за того, что Н. Е. Аблесимовым с соавторами расплывчато сформулированы принципы выделения газосферы и практически не приведены доказательства ее самостоятельности (первый недостаток работы).

На наш взгляд, основной заслугой авторов является использование для выделения геосфер Земли принципа специализации Ю. А. Косыгина. Исходя из него, Землю как целостную систему можно изучать в разной специализации (признаки могут быть выбраны самые разнообразные). Например, И. В. Круть выделил геогрависферу (признак — поле тяготения Земли), геотермосферу (признак — термическое поле Земли), геосейсмосферу (признак — сейсмическое поле Земли) и т. д. Поэтому именно с позиции принципа специализации, а не классических канонов членения Земли выделение газосферы (признак — газовая составляющая Земли) как самостоятельной геосферы правомочно и вполне оправдано.

Рассуждая о структуре газосферы, Н. Е. Аблесимов с соавторами делает основной вывод: газосфера состоит из двух «тождественных половинок», для которых параметры (давление и температура) меняются с + на —. К сожалению, эта очень важная мысль так и осталась только на уровне предвидения, так как фактические данные ничего не доказывают, а только поясняют идею (второй недостаток работы). Кроме того, в этом случае крайне важно точно указать поверхность отсчета (поверхность равновесного состояния газосферы) и дать ее характеристику. А этого, к сожалению, в работе нет (третий недостаток работы).

УДК 551.21 : 552.5(235.47)

А. Н. Филиппов

ОБ УНАСЛЕДОВАННОМ ХАРАКТЕРЕ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Рассмотрен вещественный состав самых верхних (нижнемеловых) геосинклинальных толщ Сихотэ-Алинской складчатой области, предшествующих становлению наземных (верхнемеловых-палеогеновых) вулканических серий. По результатам минералого-петрографического и геохимического изучения терригенных пород этой части геосинклинального разреза показано его своеобразие и отличие от нижележащих образований. Установлено, что проявившаяся на завершающих эта-

Проблема перехода от собственно геосинклинального морского осадконакопления к образованию наземных верхнемеловых-палеогеновых вулканических серий Сихотэ-Алинской складчатой области рассматривалась главным образом с точки зрения временных и структурных взаимоотношений последних со складчатым субстратом. Такой подход вызвал противоречивые взгляды на природу вулканогенов. Одни исследователи, основываясь на существующей в ряде случаев значительной временной и структурной оторванности наземных вулканитов от геосинклинальных складчатых структур, залегающих в их основании, доказывают внегеосинклинальное происхождение вулканических поясов. В частности, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс с этих позиций рассматривается в качестве самостоятельной наложенной структуры, становление которой связано с процессами активизации в позднем мезозое, протекавшими вдоль зон глубинных разломов [10, 13, 17]. По другим представлениям мощная вулканическая деятельность генетически связана с развитием геосинклинали Сихотэ-Алиня и отвечает ее заключительной или орогенной стадии [1, 5, 15]. Эти представления в основном опираются на появившиеся в последнее время сведения об отсутствии в некоторых местах продолжительного перерыва между геосинклинальными и орогенными формациями [2, 12] и о тесном парагенезисе наземных вулканических серий с типичными молассами [6, 11].

В статье обсуждаемая проблема затронута в несколько ином аспекте. Рассматривается ве-

щественный состав самых верхних, предшествующих становлению вулканогена, геосинклинальных толщ, своеобразие которых ранее уже отмечалось [9, 15]. Изучение вещественного состава вулканогенно-осадочных образований позволяет установить главные факторы их генезиса, что в данном случае поможет лучше понять характер перехода от собственно геосинклинального осадконакопления к накоплению вулканогенных образований и уточнить, таким образом, пространственные и генетические взаимоотношения поясов и их складчатого субстрата.

Поставленная задача решалась на основе детального петрографического, минералогического и геохимического изучения терригенных пород отложений, накопившихся в завершающую стадию геосинклинального режима и непосредственно подстилающих наземные вулканиты. Исследования проводились в западной части Сихотэ-Алинской складчатой области, где на правом берегу р. Бикин в окрестностях с. Верхний Перевал нижнемеловые отложения геосинклинального комплекса подразделяются на три толщ (рис. 1).

Нижняя толща мощностью 800—900 м в основном сложена светло-серыми крупно- и среднезернистыми плитчатыми (10—15 см) песчаниками. Примерно в середине ее расположен горизонт мощностью ~160 м буровато-серых мелкозернистых туфопесчаников, содержащих конкреции сидерита и прослой (15—20 м) темно-серых алевролитов, среди которых встречаются углистые аргиллиты с маломощными линзами каменных углей.

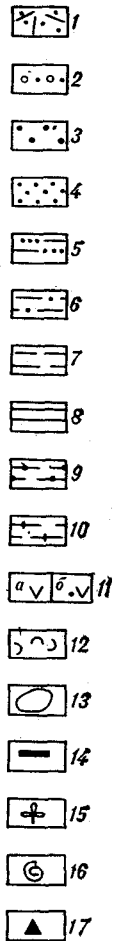
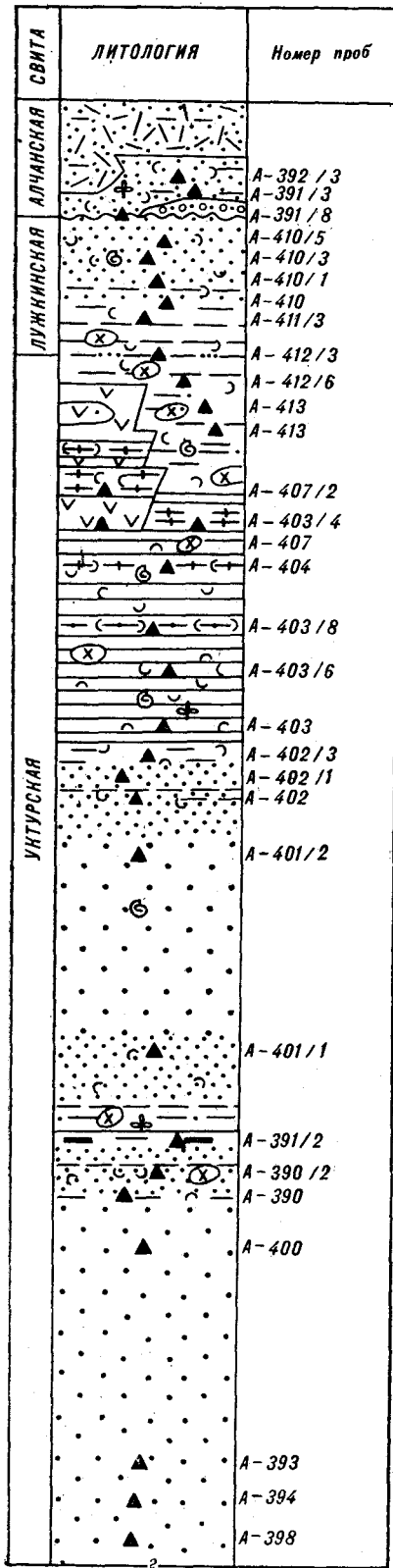


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка нижнемеловых отложений на правобережье р. Бикин.

1 — лавы и туфы кислого состава, 2 — конгломераты, 3 — песчаники крупно-среднезернистые, 4 — песчаники мелкозернистые, 5 — песчаники алевритистые, 6 — алевритистые песчанистые, 7 — алевриты, 8 — алевроаргиллиты, 9, 10 — туффы псаммитовые (9) и алевропелитовые (10), 11 — лавы (а) и туфы (б) среднего состава, 12 — туфогенность, 13 — конкреции, 14 — углистость, 15, 16 — ископаемые остатки флоры (15) и фауны (16), 17 — место отбора проб.

Выше с постепенным переходом залегает толща мощностью 400—450 м, сложенная алевроаргиллитами и алевролитами с примесью песчаного материала. Характерной особенностью этой части разреза является присутствие в ее верхней половине лав андезитовых, андезитобазальтовых порфиритов с прослоями туфов и алевропсаммитовых тефроидов. По простиранию вулканогенно-осадочные породы замещаются терригенными, содержащими единичные прослои (10—15 м) алевритовых и псаммитовых туффитов. Редкие пласты туффитов присутствуют и среди алевроаргиллитов нижней половины толщи. Тонкообломочные терригенные породы содержат разнообразные по форме и размерам карбонатные конкреции.

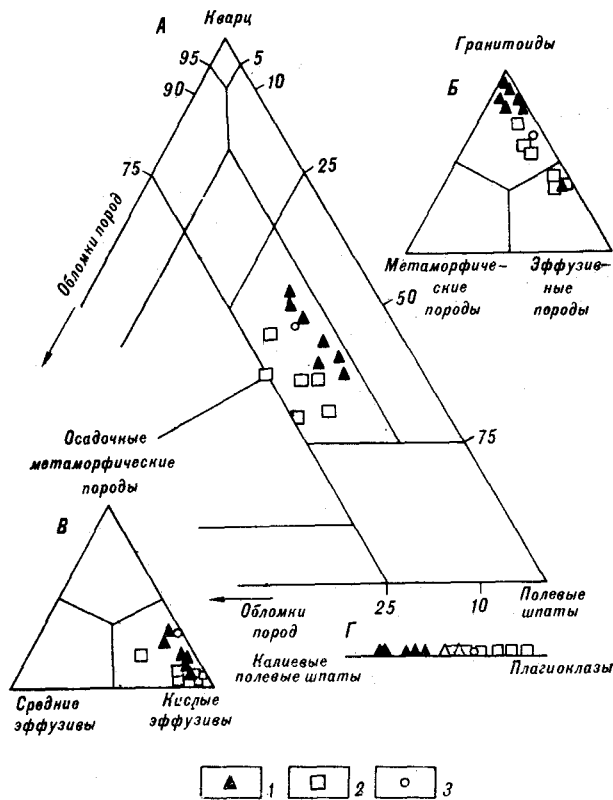


Рис. 2. Диаграммы минерального состава песчаников в нижнемеловых отложениях правобережья р. Бикин. А — основная диаграмма, Б — треугольник генетических типов обломочного кварца, В — треугольник обломков пород, Г — диаграмма полевых шпатов. Минеральный состав песчаников: 1 — первой группы, 2 — второй группы, 3 — алчанской свиты.

Свита	Номера проб	Акцессорные минералы %																				
		циркон				апатит		турмалин	гранат	рутил	анатаз	сфен	пироксен	рог. обм.	ильменит	хромшпидель	лейкоксен			хлорит		
		20	40	60	80	20	40										20	40	60	20	40	
алчанская	A-391/13	■						●		●			●	+						+	■	
	A-410/5	■						●		●			+	●	●	+				+	■	■
лужкинская	A-411/4	■						●	●	●	+		●		●					+	■	■
	A-413	■							+	+	●			+		+				+	■	■
уктурская	A-402/2	■						●		+	+		●		+					+	■	●
	A-402	■						●		+			●	+	+					+	■	■
	A-396	■						●				+		+		●				+	■	■
		■						●												+	■	■



Рис. 3. Минералогический состав нижнемеловых пород на правом берегу р. Бикин. Содержание акцессорных минералов: 1 — знаковые, 2 — вес. до 2%, 3 — вес. более 2%.

Средняя толща через пачку тонкого (1—7 см) переслаивания алевролитов и тонко-мелкозернистых песчаников переходит в верхнюю толщу серых слюдястых мелкозернистых туфо-песчаников с косой слоистостью, мощность которой не превышает 200 м.

Рассматриваемые отложения хотя и находятся в пределах Алчанской структурно-формационной зоны, являющейся опущенной частью Ханкайского массива [5], по возрасту и формационному облику вполне сопоставимы с аналогичными геосинклинальными образованиями Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Нижняя и средняя толщи, охарактеризованные фауной готтерива — апта, сопоставляются с уктурской свитой, а верхняя, содержащая фауну раннего альба, соответствует лужкинской свите [8].

Выше с размывом и угловым (10—15°) несогласием залегает существенно вулканогенная алчанская свита, представленная лавами и разнообразными туфами кислого и умеренно кислого состава. В основании свиты наблюдается маломощный горизонт туфо-генно-осадочных пород, содержащих растительные остатки, относящиеся, по заключению С. И. Невониной, к верхней половине альба. Породы алчанской свиты слагают ряд вулканотектонических структур, которые входят в состав Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [13].

Минералого-петрографические и геохимические особенности терригенных пород геосин-

клинальной части рассматриваемого разреза позволяют выделить среди них две группы: 1) песчаники нижних горизонтов уктурской свиты, в составе которой отсутствует вулканический материал, 2) алевропсаммитовые породы средней и верхней толщ, в которых вулканогенный материал играет существенную роль (туфо-песчаники, туфоалевролиты, туффиты). По петрографическому составу песчаники обеих групп относятся к грауваккам и аркозам [16], однако песчаники второй группы обособляются на диаграмме минерального состава в отдельное поле в связи с более высокими содержаниями в них полевых шпатов и обломков пород (рис. 2). Более резкие отличия видны при изучении отдельных типов породообразующих компонентов. Так, соотношения генетических типов обломочного кварца, определенные по вероятностной полуколичественной методике [14], показывают, что песчаники первой группы характеризуются большей ролью кварца, генетически связанного с размывом гранитоидов, тогда как в туфо-песчаниках преобладает кварц эффузивных пород. В них же значительно большее содержание плагиоклазов (до 80% от общего количества полевых шпатов), по составу соответствующих олигоклазу, олигоклазу-андезину. Зерна плагиоклаза имеют четко выраженную призматическую или таблитчатую форму, в них практически отсутствуют продукты вторичных изменений и иногда встречаются

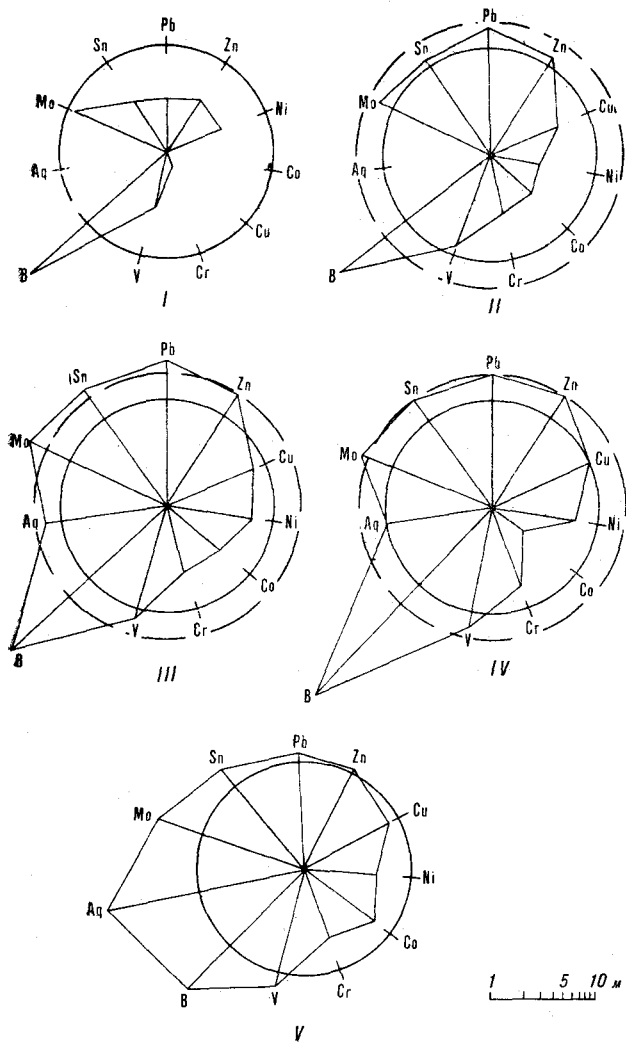


Рис. 4. Диаграммы средних содержаний элементов-примесей в нижнемеловых породах правобережья р. Бикин.

I — песчаники первой группы ($n=8$), II — туфопесчаники второй группы ($n=8$), III — алевролиты ($n=20$), IV — алевроаргиллиты ($n=9$), V — туффиты ($n=15$). Радиус сплошной окружности равен кларкам элементов в земной коре, по А. В. Виноградову (1962 г.). Пунктирной линией показаны двойные значения этих кларков. Среднеарифметические содержания элементов-примесей откладывались по радиусу в логарифмическом масштабе (М).

включения вулканического стекла. В песчаниках первой группы, наоборот, преобладают калиевые полевые шпаты, представленные ортоклазом, решетчатым микроклином и микропертитом, а доля плагиоклазов составляет всего 20—60% и они в значительной степени замещены вторичными минералами. Среди обломков пород во всех изученных песчаниках наиболее распространены хорошо окатанные эффузивы кислого состава. В некоторых туфопесчаниках лужкинской свиты в повышенных количествах наблюдаются резко изометричные, угловатые обломки вулканитов среднего-основ-

ного состава, что несколько отличает их от песчаников первой группы.

В отмеченных группах терригенных образований своеобразен «набор» и различны содержания некоторых аксессуарных минералов (рис. 3). В тяжелой фракции песчаников нижней части уктурской свиты преобладают циркон и лейкоксен, а в туфогенных разновидностях алевропсаммитовых пород, относящихся ко второй группе, — апатит, циркон, лейкоксен и хлорит. Причем особенно характерны повышенные содержания апатита и хлорита, являющегося, по-видимому, продуктом изменения вулканического стекла.

Песчаники первой группы имеют обломочную структуру с цементом порово-пленочного типа. Глинистые минералы цемента в них представлены тонкошуйчатыми агрегатами гидрослюды. Единичные поровые участки выполнены вторичным кварцем или смесью мелкоалевритовых обломков кварца, полевого шпата и слюдистых минералов. В песчаниках второй группы характер цементации более сложный. Наблюдаются как обломочные, так и конформно-мозаичные структуры с фрагментарным поровым, порово-пленочным или базальным цементом. Состав минералов, слагающих цемент, меняется в широких пределах. В одних случаях цемент целиком тонкоагрегатный хлоритовый, в других — более сложный, хлорит-гидрослюдисто-железистый; в третьих — мелкозернистый карбонатный. Очень часто поровые пространства заполняются пепловым материалом и хлоритизированным вулканическим стеклом.

Своеобразен состав тонкообломочных пород второй группы. Алевроаргиллиты и алевролиты в различной степени обогащены зернами кварца и полевого шпата с признаками пирокластического происхождения. Цементирующая масса иногда в обилии содержит хлорит и обломки вулканического стекла.

Рассматриваемые группы пород различаются и по содержаниям элементов-примесей (рис. 4). Песчаникам с весьма низкими по отношению к кларкам земной коры [7] содержаниями почти всех элементов, относящихся к первой группе, противопоставляются песчаники второй группы, где их содержание в 2—10 раз выше и для некоторых элементов достигает величины двух кларков. В большей степени обогащены элементами-примесями; особенно фельсифильной группы, а также цинком алевролиты и туфогенно-осадочные породы. Причем в последних резко повышено количество серебра — кларк концентрации равен 7,5.

Изложенный материал позволяет утверждать, что на завершающих этапах главной стадии развития геосинклинали в пределах рассматриваемой территории проявилась активная вул-

каническая деятельность, оказавшая существенное влияние на процессы осадконакопления. Вулканизм выступает здесь как поставщик разнообразного эффузивного и эксплозивного ювенильного материала в виде прослоев лав, туфов и различных туфогенно-осадочных пород. Кроме того, примесь пирокластики (обломки кристаллов кварца и полевого шпата, вулканическое стекло) в заметных количествах постоянно обнаруживается среди терригенных продуктов. Эксгалиционно-гидротермальная деятельность, по-видимому, являлась причиной обогащения пород рядом элементов-примесей.

Таким образом, состав и строение верхних частей геосинклинального комплекса в изученном районе обусловлены взаимодействием терригенного и вулканогенного компонентов; сформировавшиеся при этом вулканогенно-осадочные отложения значительно отличаются от нижележащих пород. Аналогичные разновозрастные отложения широко распространены и в других частях Сихотэ-Алинской складчатой области. Они известны в бассейнах верхнего течения рек Бикин [12], Самарги и Единки [9],

Кемы [4], а также на правом берегу нижнего течения р. Амур [3], где непосредственно подстилают образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Эти данные свидетельствуют о том, что этапу мощной вулканической деятельности (поздний мел — палеоген) предшествовали слабые вулканические процессы, проявившиеся на наиболее поздней стадии этапа собственно геосинклинального развития (конец раннего мела). Эти процессы привели к формированию своеобразных вулканогенно-осадочных толщ. Хотя перед образованием вулканических поясов был временной перерыв (в ряде случаев достаточно короткий) и произошла структурная перестройка, в подстилающих отложениях в ослабленном, «зачаточном», виде проявляются признаки, характерные для более позднего этапа развития. Это наряду с другими признаками указывает на явную преемственность геологических событий и позволяет рассматривать орогенные вулканические пояса Сихотэ-Алинской складчатой области в качестве образований, унаследованных от собственно геосинклинального этапа развития региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Некоторые замечания к истории развития Сихотэ-Алинской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
2. *Аблаев А. Г., Коновалов В. А., Красилов В. А.* О возрасте Сихотэ-Алиния.— ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3.
3. *Абрамсон Б. Я.* К стратиграфии верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований Северного Сихотэ-Алиния и Нижнего Приамурья.— Сов. геол., 1964, № 10.
4. *Бурдэ А. И., Мостовой В. К.* Структурно-фациальные зоны средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиния.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.
5. *Берсеев И. И.* Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
6. *Ветренников В. В.* Особенности развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
7. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
8. Геология СССР, т. 32, Приморский край. М.: Недра, 1969.
9. *Коваленко С. В.* Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиния.— В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980.
10. *Красный Л. И.* Типы подвижных областей Востока СССР.— В кн.: Складчатые области Евразии. (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М.: Наука, 1964.
11. *Олейников А. В.* Позднемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Северного Приморья.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
12. *Пуцин И. К.* О возрасте складчатости в Главном синклинории Сихотэ-Алиния.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
13. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978.
14. *Симанович И. М.* Кварц песчаных пород. М.: Недра, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 314).
15. *Федчин Ф. Г., Аблаев А. Г., Денисов Е. П.* О природе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
16. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
17. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н. и др.* Основные черты тектонического развития, магматизма и металлогении вулканических поясов Востока Азии.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
11 апреля 1983 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.7

С. И. Романовский

О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ*

Приведена дискуссия по книге Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция». В книге утверждается, что базовой моделью корреляции является так называемая «вернеровская луковица». При более внима-

В данной заметке рассмотрена базовая модель стратиграфической корреляции, так называемая «вернеровская луковица», которая, если верить автору книги, около 200 лет служила «структурной основой стратиграфии, геологического картирования и, в конечном итоге, геологии в целом» [6, с. 5].

Что же это за модель, которую, с одной стороны, не устают критиковать [6, с. 19], а с другой — ставят в пример как «блестящую идеализацию», а ее автора — немецкого минералога А.-Г. Вернера Ю. С. Салин счел возможным приравнять к таким гигантам науки, как Евклид, Галилей, Ньютон [там же, с. 11]? Ю. С. Салин не вооружил читателя знанием этой модели; он ее, вероятно, счел хрестоматийной, известной любому геологу. Кроме того, в книге отсутствует ясная авторская трактовка самого понятия «стратиграфическая корреляция», и читателю, естественно, хочется знать — почему через 200 лет, после того как эту «луковицу» с почестями, коих удостоился за свои заслуги перед минералогией А.-Г. Вернер, сдали в архив науки, ее снова рассматривают как теоретическую основу геологии.

По прошествии 200 лет не следует критиковать А.-Г. Вернера за допущенные им фактические и логические ошибки, а также выдавать его модель за вполне современную, активно работающую. А может быть Ю. С. Салин считает, что не сами построения А.-Г. Вернера имеют непреходящую ценность для современной стратиграфии, а лишь вытекающая из них идея? Попробуем разобраться в этом.

Еще до А.-Г. Вернера в 1762 г. академик И. Г. Леман делил все образования земной коры на две группы: «первобытные руды» (существовавшие еще до сотворения мира) и «горы второго рода», возникшие после потопа [7].

тальном рассмотрении оказывается, что данная модель не может служить основанием для разработки процедур стратиграфической корреляции.

И. Г. Леман считал, что «первобытные руды» осаждались из всемирного океана, они еще не содержали органических остатков, а среди «гор второго рода» главные породы — уже осадочные с фауной. Эти идеи И. Г. Лемана позднее, в 1777 г. развил П. С. Паллас, который выделил первичную (граниты и сланцы), вторичную (известняки с фауной) и третичную (рыхлые породы предгорий) формации. Близкие воззрения в 1798 г. высказал и В. М. Севергин. Ж. Кювье утверждал в 1819 г., что идеи П. С. Палласа А.-Г. Вернер сделал отправной точкой в своих рассуждениях [7].

Формации П. С. Палласа А.-Г. Вернер назвал «всемирными формациями» и связал их образование со своей концепцией непутизма. Он не практиковал полевые наблюдения, не выезжал дальше своей родной Саксонии и сделал вывод, что «вся поверхность нашей планеты и все горные цепи в мире построены по образцу его собственной области» [3, т. 1, с. 52]. А.-Г. Вернер, как и И. Г. Леман, считал, что первоначально вся Земля была покрыта океаном, в котором в растворенном состоянии содержались все будущие горные породы; собственно, это была не вода, а *menstruum* — «хаотическая жидкость». Из этой жидкости последовательно и одновременно по всей Земле осели все четыре «всемирные формации» А.-Г. Вернера.

Первыми образовались «первозданные горы», состоявшие из «химических осадков»: гранитов, гнейсов, сланцев, первозданного известняка и трапшов. Затем на дно океана осели «переходные горы», они состояли из переходного известняка и «серой вакки» (плотной глины); в этих породах уже отмечаются первые следы фауны. Третья «всемирная формация» А.-Г. Вернера — это «флецовые (пластовые) горы», сложенные «полухимическими осадками» — песчаником, известняком, гипсом, каменным углем и ... базальтом. Фауна в них содержится в

* В связи с книгой Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция». М.: Недра, 1983.

изобилии. Последней осела формация «намывных гор», сложенная породами «механического» генезиса — песками, глинами и известковыми туфами. А.-Г. Вернер выделил еще формацию «вулканических или огнедышащих гор», считая их новейшими образованиями, распространенными, правда, не повсеместно [8].

Логика построений А.-Г. Вернера ясна: раз «всемирные формации» осаждались последовательно и одновременно по всей Земле, то они должны иметь и глобальное распространение. От себя добавим — значение их, прежде всего, хроностратиграфическое.

Теперь самое главное. Формации А.-Г. Вернера действительно имели бы хроностратиграфический смысл, если бы им самим нашлось место в геологической теории. И только в этом случае было бы оправданным в наше время говорить о «вернеровской луковице» как об универсальной модели строения земной коры. Надо ли доказывать, что «модель Вернера» давно и прочно оставлена наукой? Уже его ближайшие ученики А. Гумбольдт и Л. Бух показали, что такая модель не имеет ничего общего с геологической реальностью.

Ю. С. Салин считает, что «вернеровская луковица» — это идеализированная модель, процедура построения которой «выглядит безукоризненной». Почему? А потому, что «от наблюдения реального „громadного горизонтального протяжения однородных пород“ до идеализации (? — С. Р.) — протяжения через весь земной шар — всего один шаг, напрашивающийся сам собой» [6, с. 11].

Хочется, однако, спросить: а научная ли это идеализация или очевидный вывод, следующий из фантастической схемы строения Земли, или (еще проще) тривиальная экстраполяция без достаточной на то базы? И как можно законы И. Ньютона ставить в один ряд с представлениями А.-Г. Вернера, не только не способствовавшими прогрессу геологии, но даже, как заметил еще Ч. Ляйэлль, повредившими «успехам науки» [3, т. 1, с. 52], ставшими «тормозом дальнейшего развития стратиграфических представлений» [2, с. 39].

Напрасно Ю. С. Салин пытается приписать модели А.-Г. Вернера ей несвойственное. И дело не в том, что в «вернеровской луковице» нет места структурной реальности: разломам, опрокинутому залеганию слоев, линзам выклинивания, фаціальным замещениям, а в том, что «между двумя любыми мыслимыми разрезами» [6, с. 14] (курсив мой. — С. Р.) «непрерывные слои» не тянутся, что прекрасно понимали уже современники А.-Г. Вернера: Л. Бух, А. Гумбольдт, Ч. Ляйэлль, Д. И. Соколов и др.

Вот что писал по этому поводу Н. А. Головкинский [1]: «Послойно параллелизуя формации одной страны с формациями другой, мы

обыкновенно не объясняем оснований, на которых держится наш метод, как будто он прост и непогрешим, как аксиома. А всмотришься ближе и возникает подозрение, что это не аксиома, а *остаток полупозитивских, полуневестественных старых воззрений*, по которым наружная часть земного шара состояла из непрерывных, концентрических, всюду одинаковых слоев» [1, с. 135—136] (курсив мой. — С. Р.)

Прочитав эти же слова, Ю. С. Салин указывает [6, с. 9—10]: «Вернеровская конструкция „луковичных лепестков“ положена в основу методов стратиграфической корреляции!» Однако Н. А. Головкинский называет эту основу старыми воззрениями, от которых как раз следует отказаться, а не строить на их базе стратиграфические выводы. Однако в цитируемом тексте Ю. С. Салин видит не то, что хотел сказать автор, а то, что ему, Ю. С. Салину, хотелось бы вычитать. Как иначе понимать, например, его заключение: «да, прав был Н. А. Головкинский..., именно вернеровская модель и представляет основание (? — С. Р.), на котором держится наш метод параллелизации формаций в 1983 г. так же, как и в 1869 г.» [6, с. 36]. Скорее всего, Ю. С. Салин рассуждает так: как не относиться к «вернеровской луковице», как ее не критикуй, но именно она — хотим мы того или нет — лежит в основе стратиграфической корреляции; именно на «„тайное верование“ в гипотезу Вернера» [6, с. 10] опираются и современные стратиграфы.

Самое время спросить: а на что же стратиграфы опираются при глобальной синхронизации отложений, неужели действительно на воззрения А.-Г. Вернера? Попробуем разобраться и в этом.

В 1790 г. англичанин У. Смит формулирует важнейший принцип стратиграфии: синхронные слои содержат одинаковую фауну [3]. Значит, вывод напрашивается сам: основой параллелизации отложений всегда была и пока остается фауна. (Это в самом общем виде.)

В первые три десятилетия XIX в., которые К. Циттель назвал «героическим периодом в развитии геологии», были установлены все основные стратиграфические периоды фанерозоя. Уже тогда геологам было ясно, что выделенные стратиграфические системы имеют глобальное распространение, хотя в разных районах они имеют не однотипный литологический состав.

Этот факт до сих пор является источником основных трудностей стратиграфической корреляции. Из-за резкой фаціальной неоднородности пород, из-за выклинивания слоев и появились разные уровни параллелизации отложений: местный, региональный и глобальный. И на каждом из них существуют свои проблемы конкретно-научного характера.

При глобальной синхронизации разрезов проблема состоит не в протягивании слоев через всю Землю (в бессмысленности этого геологи убедились еще в начале прошлого века), а в поиске тех *индикаторов* конкретного отрезка геологического времени (чаще всего фаунистических), которые были бы справедливы для всей Земли. Чем меньше такой отрезок, тем сложнее выявить признаки, позволяющие однозначно привязывать разнофациальные комплексы отложений именно к этому стратиграфическому рубежу.

При региональной, а тем более местной параллелизации отложений большее значение приобретают фациальные и седиментологические критерии корреляции, хотя и в данном случае априорное протягивание слоев также невозможно.

Мне думается, что эти рассуждения — не новость для такого опытного стратиграфа, как Ю. С. Салин. А его явное пристрастие к «вернеровской луковице» опирается на отчетливую подмену понятий и непримененное желание увидеть в ней то, чего она не содержит.

Действительно, у А.-Г. Вернера под слоем понималась «всемирная формация», их он выделил всего пять, и именно они концентрическими кольцами опоясывали земной шар. Ю. С. Салин распространил эти воззрения и на слои в собственном смысле слова, от чего модель, во-первых, перестала быть вернеровской, а, во-вторых, стала еще более далекой от реальности. Если опираться на логику Ю. С. Салина, то вернеровская схема является базовой для стратиграфической корреляции только потому, что при сопоставлении разрезов мы, синхронизируя отложения, как бы протягиваем слои далеко за пределы области седиментации и в этом смысле явно опираемся на рассуждения саксонского профессора, хотя и не отдаем себе в этом отчет.

Основная задача состоит в отыскании в разных регионах Земли единовременных осадочных образований, которые, разумеется, всегда представлены разными в литологическом отношении комплексами пород. Образно говоря, стратиграфы пытаются протянуть через всю землю не слои, а геологическое время. Тот факт, что время, с одной стороны, едино для всей земли, с другой — в разных частях земного шара в одно и то же геологическое время происходили различные события — банальная истина, известная со времен Ч. Лайеля [4], а возможно, и ранее не имеющая никакого отношения к воззрениям А.-Г. Вернера.

Вся книга Ю. С. Салина написана с определенных методологических позиций, отражающих в некотором смысле сложившиеся традиции сибирской и дальневосточной школ геоло-

гов. Не полемизируя в данном случае с отчетливо структуралистскими устремлениями автора, отмечу все же некоторые особенности его методологического мышления.

Почему-то принято считать, что образцом для «подражания» при разработке геологических теорий являются теории точных естественных наук: физики, механики и др. При этом обычно не учитывается, что мера точности состоит не в том, сколь точно удастся оценить новое знание, а в том, сколь надежно исследователь может осознать и оценить свои ошибки при его получении. В этом смысле теории точных наук и геологических вполне сопоставимы. Кроме того, современная теория познания, как подметил еще В. И. Вернадский [5], разрабатывалась главным образом на примере математики и физики, т. е. наук, опирающихся преимущественно на отвлеченные понятия, тогда как геология имеет дело с понятиями, неотделимыми от объекта. «Наша логика, — писал В. И. Вернадский [5, с. 207], — должна с этим считаться».

В частности, по этой причине несколько не убеждают отсылки Ю. С. Салина к физике, механике или математике, которыми изобилует его книга. Так, понимая, что «вернеровская луковица» — модель слишком грубая, чтобы ею можно было пользоваться в конкретной научной работе, Ю. С. Салин отсылает читателя к «галилеевско-ньютонической механике», которая, мол, также учитывает далеко не все. Изначно, наверно, говорить, что модель и не может учесть всего. Но она все же должна опираться на какие-то существенные стороны изучаемого явления. Именно поэтому механика Ньютона уже более трех столетий исправно служит науке, а «вернеровская луковица» сдана в архив.

Ю. С. Салин же считает, что «роль вернеровской модели в геологии аналогична роли закона инерции в физике». А между тем «судьба этих двух фундаментальных положений в истории науки оказалась резко неодинаковой» [6, с. 15].

Переходя к конкретным, алгоритмическим разработкам проблемы стратиграфической корреляции, в которые автор внес личный, достаточно весомый вклад, Ю. С. Салин практически «забывает» о «вернеровской луковице» — она ему просто не нужна. Вся же значительная часть книги посвящена обзору разных формальных приемов корреляции, которые к базовой модели вообще не имеют никакого отношения.

Приходится констатировать, что рассмотрение проблемы стратиграфической корреляции с самого начала привело Ю. С. Салина к ныне не действующей модели.

1. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Спб., 1868.
2. История геологии. М.: Наука, 1973.
3. Ляйэлль Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. М., 1866, т. 1, 2.
4. Ляйэлль Ч. Руководство к геологии. Спб., 1866, т. 1.
5. Переписка В. В. Вернадского с Б. Л. Личковым (1918—1939). М.: Наука, 1979.
6. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983.
7. Тихомиров В. В. Геология в Академии наук (от Ломоносова до Карпинского).— Очерки по истории геологических знаний, вып. 20. М.: Наука, 1979.
8. Шафрановский И. И. А.-Г. Вернер — знаменитый минералог и геолог (1749—1817). Л.: Наука, 1968.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
30 декабря 1983 г.

УДК 550.8.01

Е. И. Гончарова

О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ И «СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ» Ю. С. САЛИНА

В ответ на заметку С. И. Романовского «О теоретических основах стратиграфической корреляции» утвер-

Теоретические основы, первые совершенные образцы теорий можно почерпнуть из наследия древних греков, к которому ведет хорошо известная дорога. «Все началось с древних греков», — хорошо знает каждый. Заманчиво и для меня — начать с древних греков, но боюсь углубиться и не донести до своего читателя того, что хочется донести. Поэтому я начинаю «от противного» — а это тоже пошло с древних греков.

«Мне кажется, что теория познания в наших конкретных науках о земле не может дать очень много. Она выросла на научных теориях физики и на научных теориях математического характера, всецело основанных на *понятиях*.

Между тем в науках о Земле мы имеем дело с *понятиями* (курсив мой.— Е. Г.), неотделимыми от реального объекта, и наша логика должна с этим считаться» [3, с. 206—207] — пишет Б. Л. Личкову В. И. Вернадский в двадцатом веке. Частью этой цитаты заканчивает свою заметку С. И. Романовский [5], по-видимому, вслед за В. И. Вернадским призывая нас к «логике естествознания как логике вещей, а не логике понятий» [4, с. 108].

Что такое «понятие»? Что такое «логика понятий», «логика вещей»? В. И. Вернадский ссылается на Демокрита: «Любопытно, что логика Демокрита *это* (курсив мой.— Е. Г.— Что „это“?) ясно выражала» [3, с. 207]. Логические труды Демокрита дошли до нас в скудных отрывках, о них упоминают некоторые его

ждается, что наука имеет одну логику и без понятий, отделенных от реального объекта, науки нет.

современники и более поздние философы, еще более поздние вслед за Ф. Энгельсом посвятили Демокриту и его наследию не один том. Из «Логического словаря-справочника» [1] можно извлечь следующие сведения о Демокрите и его вкладе в логику: Демокрит — один из зачинателей индуктивной логики. Индуктивная логика отличается от традиционной математической логики тем, что в ней широко применяется теория вероятностей и всякое суждение (гипотеза) может быть не только истинным или ложным, но в индуктивной логике ищутся более гибкие многозначные оценки. Источник познания — ощущение, но сущность, по Демокриту, постигается только разумом [1].

Категорией «понятие» Демокрит не оперировал. Что же выражала логика Демокрита? В противоположность современным ему философам Демокрит был материалистом, стремился к познанию материи «как она есть». Истинной называл причину, основу существования или возникновения того или иного явления. Известно его высказывание: «Я предпочел бы найти одно причинное объяснение, нежели приобрести персидский престол». Наконец, его логические труды были остро направлены против релятивизма софистов [1].

Вещи даны нам в ощущениях. «Сущность, по Демокриту», вполне коррелируется с нашим «понятием об объекте» и постигается только разумом. «Логика вещей» В. И. Вернадского созвучна высказыванию В. И. Ленина на полях его «Философских тетрадей»: «Диалектика

вещей создает диалектику идей, а не наоборот» [2, с. 178]. Не это метафорическое выражение, афоризм! Не может существовать наука «логика вещей» или «диалектика вещей» — не может существовать наука без понятий. А понятие становится *понятием* только будучи отделено от породившего его реального объекта. Понятия — это мысленные отражения вещей [8].

Отделяются от реальных объектов не только научные, но и обыденные понятия. Мы назовем «столом» не только стол любой формы из любого материала, но и перевернутый ящик, и просто расстеленную на земле газету, на которой будет накрыт завтрак «на траве». Обыденным понятиям невозможно приписать дефиницию, но последняя необходима там, где требуется определить понятие, т. е. установить границы, позволяющие отличить его от других, связанных с ним понятий [1], — в науке, причем в естественных науках так же, как и в «научных теориях физики и в научных теориях математического характера». Формальных понятий за пределами формальной логики не существует [1], все научные понятия цепью отношений связаны с реальным объектом (объектами). «Диалектика вещей» — в нашем случае — взаимосвязь геологических объектов — реализуется только в геологической теории, в системе исходных посылок, понятий, во всем богатстве их взаимосвязей (как теоремы математики, законы физики), в научной идеализации, в схеме.

Не может утратить научное значение умозрительная конструкция «фантастическая схема строения Земли» [5], предложенная А.-Г. Вернером, каково бы ни было мировоззрение ее автора. Трудно поверить в то, что не понимает этого С. И. Романовский, но ясно: не понимает или не хочет понять, не принимая исходной философской позиции Ю. С. Салина. «Не сами построения имеют непреходящую ценность для современной стратигра-

фии»? Да, не построения самого Вернера, если они и были, а умозрительная конструкция: тянущиеся через всю Землю непрерывные слои. С. И. Романовский не замечает, что слово «слой» заменяется в построениях автора «Стратиграфической корреляции», реализующих схему Вернера, научным понятием и каждый раз *другим* научным понятием, обобщающим предыдущее. «Стратиграфы пытаются протянуть через всю землю не слои, а геологическое время» [5] — тоже верно! Именно это и осуществляет Ю. С. Салин: строит бесплотные стратиграфические подразделения, протягивает их бесконечно, устанавливая последовательность напластования, строя геохронологическую шкалу признаков — наилучшую стратифицирующую последовательность, — строит геологическое время. А геологическое время, как и всякое научное понятие, нуждается в дефиниции или в заменяющей ее процедуре построения — логической процедуре [6].

Невозможно допустить, чтобы эти построения во всех своих принципиальных моментах не имели никакого отношения к умозрениям А.-Г. Вернера. В книге Ю. С. Салина даны ссылки. Вернеру и его схеме строения Земли посвящена популярная статья [7].

«А тот факт, что время, с одной стороны, едино для всей земли, а с другой — в разных частях земного шара в одно и то же *геологическое* (курсив мой.—Е. Г.) время происходили разные события — банальная истина, известная со времен Ч. Ляйэля, а возможно, и ранее и не имеющая никакого отношения к воззрениям А.-Г. Вернера» [5]. Это, пожалуй, верно. Поскольку речь идет о времени, скорее физическом (астрономическом), чем о геологическом времени, понятии, которое начал строить Вернер и которое не отделилось от «реального объекта» настолько, чтобы стать абсолютным временем И. Ньютона, и воплощается в литологические толщи, в ископаемые остатки etc. etc., но существует только в системе других понятий, в теории стратиграфии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондаков Н. И. Логический словарь-справочник. М.: Наука, 1975.
2. Ленин В. И. Философские тетради. — В кн.: В. И. Ленин. Полн. собр. соч., т. 23, М., 1973.
3. Переписка В. И. Вернадского с Б. Л. Личковым. 1918—1939. М.: Наука, 1979.
4. Переписка В. И. Вернадского с Б. Л. Личковым. 1940—1944. М.: Наука, 1980.
5. Романовский С. И. О теоретических основах стратиграфической корреляции. — Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
6. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983.
7. Салин Ю. С. Судьба вернеровской «луковицы». — Природа, 1983, № 1.
8. Энгельс Ф. Диалектика природы. — В кн.: К. Маркс, Ф. Энгельс. Соч. т. 20. М., 1961.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
5 апреля 1984 г.

В. А. Кулындышев, Е. Г. Миков

О ПРОТИВОРЕЧИЯХ С. И. РОМАНОВСКОГО И Ю. С. САЛИНА И ДВУХ ТИПАХ НАУЧНОГО МИРОВОЗЗРЕНИЯ

В заметке анализируются методологические противоречия, возникшие между С. И. Романовским и Ю. С. Салиным при анализе теоретических основ стратиграфической корреляции. Сделан вывод, что Ю. С. Салин в основу своих построений положил модельный подход, а С. И. Романовский предлагает использовать

объектный тип научного мировоззрения. Показано, что оба подхода могут использоваться в науках о Земле только в определенных познавательных ситуациях. Игнорирование этого требования может привести к серьезным ошибкам.

Дискуссия на страницах журнала «Тихоокеанская геология» [3, 9] по монографии Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция» [10]* выходит далеко за пределы обычных дискуссий, часто проводимых в научных журналах по поводу какого-нибудь конкретного вопроса (см., например, дискуссию между Н. Г. Марковой, Т. Г. Павловой, О. М. Розеном, С. М. Самыгиным, И. Г. Щерба и Е. А. Алекторовой, Н. А. Фогельман по вопросу тектонической истории Центрального Казахстана на страницах журнала «Геотектоника» в 1979—1980 гг.), и затрагивает основные проблемы теории познания в науках о Земле. Поэтому быть судьей в дискуссии между С. И. Романовским, с одной стороны, и Ю. С. Салиным и его сотрудницей Е. И. Гончаровой — с другой, и тем более присуждать одной из сторон «лавровый венок победителя», как это принято в процессе дискуссии, в данном случае не совсем корректно. На наш взгляд, будет целесообразнее и полезнее проанализировать основные разногласия, существующие между «методологической позицией» Ю. С. Салина и «мировоззрением» С. И. Романовского, и оценить рамки возможного применения этих концепций. Таким образом, речь в статье будет идти об анализе научного мировоззрения Ю. С. Салина и С. И. Романовского.

Прежде всего уясним, что следует понимать под научным мировоззрением. В. Ж. Келле, В. С. Молодцов, отражая общепринятую точку зрения, пишут, что под научным мировоззрением понимается «...единая и стройная система философских, экономических и общественно-политических взглядов марксизма, опирающихся на обобщение данных конкретных общественных наук и практического опыта мирового революционного и рабочего движения, опыта строительства социализма и коммунизма» [4, с. 190]. Следовательно, согласно этой точке зрения, *научное мировоззрение — это*

простое усвоение ученым диалектического материализма и применение его в своей работе.

В. И. Вернадский, которого С. Р. Микулинский назвал «энциклопедистом XX века» [5, с. 5], «естествоиспытателем-мыслителем в полном и глубоком смысле этого слова» [5, с. 8], предложил «...основание нового научного мировоззрения, в котором естественно-историческая, природная, в широком смысле — космическая и социальная человеческая тенденция развития науки гармонически сливаются (выделено нами. — В. К. и Е. М.)» [14, с. 3]; далее там же: «...основные черты этого нового мировоззрения наиболее полное и последовательное выражение нашли в диалектическом и историческом материализме».

В. И. Вернадский под научным мировоззрением понимал «...представление о явлениях, доступных научному изучению, которое дается наукой; под этим именем мы подразумеваем определенное отношение к окружающему нас миру явлений, при котором каждое явление входит в рамки научного изучения и находит объяснение, не противоречащее основным принципам научного искания... Основные черты такого мировоззрения будут неизменны, какую бы область наук мы ни взяли за исходную... В основе такого мировоззрения лежит метод научной работы, известное определенное отношение человека к подлежащему научному изучению явлений» [2, с. 43—44]. Следовательно, по В. И. Вернадскому, мировоззрение ученого — определенное отношение деятельного, познающего субъекта к изучаемой природе.

Сопоставив общепринятое понимание научного мировоззрения с точкой зрения В. И. Вернадского, нетрудно прийти к выводу, что представление В. И. Вернадского, с одной стороны, раскрывает прикладной аспект общепринятого понимания научного мировоззрения, с другой — показывает операциональное значение этого понятия для научной работы.

Если проанализировать с этих позиций историю развития науки, то можно выделить два одновременно возникших и параллельно разви-

* Сюда следует отнести и серию статей Ю. С. Салина, опубликованных в журнале «Тихоокеанская геология» в 1983 г. [11—13].

вающихся типа научного мировоззрения или, точнее, два подхода к изучению природы.

1. *Модельный* (или, по В. А. Амбарцумяну, умозрительный) тип. Прежде всего в этом подходе производится выбор исходных посылок, на базе которых создается модель изучаемого явления. В качестве посылок могут выступать либо доказанные эмпирические закономерности, либо теоретические допущения, либо гипотетические представления. После выбора посылок создание модели производится при помощи жестких логических законов либо заранее выбранного математического аппарата. Затем следует экспериментальная проверка построенной модели и выясняется, в какой мере она сходится с реальными (естественными) объектами. Если сходимость плохая, меняют посылки, и опять все рассматривается по указанной схеме.

2. *Объектный тип*. Схема этого подхода к изучению природы выглядит так: а) уясняется суть нерешенной проблемы и выделяется тип объекта, к которому относится эта проблема, б) производится сбор и оценка имеющегося эмпирического материала, в) группируется эмпирический материал и предлагается рабочая гипотеза, г) разрабатываются способы получения дополнительной эмпирической информации, способной доказать достоверность принятой рабочей гипотезы, д) строится строгая модель, планируются проверочные эксперименты, уясняются пределы применимости модели, е) выводятся неизвестные ранее закономерности и ставится новая нерешенная проблема.

На наш взгляд, Ю. С. Салин в «Стратиграфической корреляции» использует *модельный тип научного мировоззрения*. Им в качестве исходной «умозрительной конструкции» принята вернеровская модель «луковичных лепестков» [10, с. 9] (топологическая модель Вернера [11]), в которой учитывается лишь порядок и непрерывность геологических тел, а их пространственное расположение регламентируется набором специальных геометрических операций. В результате Ю. С. Салиным созданы основные геометрические модели геологии — топологические [11], аффинные и метрические [13], дифференциальные и проективные [12]. Подход, использованный Ю. С. Салиным, наиболее характерен для наук физико-математического плана, а не для наук, имеющих дело с реальными многоуровневыми природными объектами. Ю. С. Салин, вероятно, это понимает, и поэтому по всей книге встречаются частые отсылки к физике, механике, математике или логике, которые, по его мнению, должны убедить читателя в правомерности используемого методологического подхода. Однако, к сожалению, это не убеждает, так как любая модель, как правильно пишет С. И. Ро-

мановский в своей заметке, «...должна опираться на существенные стороны изучаемого явления. Именно поэтому механика Ньютона уже более трех столетий исправно служит науке, а „вернеровская луковица“ сдана в архив» [9].

Основная ошибка сторонников модельного типа научного мировоззрения — в их принятии без доказательства тезиса о том, что по мере углубления познания всегда можно оторваться от объекта исследования в целях поиска единого, общего основания любого изучаемого явления. Отсюда вера в непререкаемый авторитет логики и математики и соответственно стремление пользоваться только опытом наук физико-математического плана, забывая при этом огромный теоретико-познавательный опыт конкретной науки. Поэтому утверждение Е. И. Гончаровой [3] — наука должна иметь одну логику, и без формализованных понятий, отделенных от реального объекта, нет науки — не может иметь всеобъемлющего характера. Некритическая приверженность Ю. С. Салина и Е. И. Гончаровой к модельному типу научного познания привела их, на наш взгляд, к определенным издержкам, чем и вызвано выступление С. И. Романовского [10]. В качестве примера научной дисциплины, в которой было допущено некритическое использование модельного подхода, можно назвать астрофизику. В. А. Амбарцумян по этому поводу писал: «Такой формальный подход, при котором сначала строятся математические модели различных астрофизических объектов, затем эти модели сравнивают с наблюдениями и выбирается та, которая похожа на реально существующие объекты, в большинстве случаев не может служить достаточно эффективной основой для получения плодотворных результатов. Новые качества космических объектов трудно установить теоретически — они могут быть выбраны чаще всего на основе наблюдений» [1, с. 171].

С. И. Романовский, в отличие от Ю. С. Салина и Е. И. Гончаровой, призывает вслед за В. И. Вернадским и Б. Л. Личковым следовать в естествознании «логике вещей, а не логике понятий» [8, с. 108]. Иначе говоря, в науках о Земле для решения «гносеологических проблем использовать опыт геологии» [7, с. 206] более целесообразно, чем опыт физики и математики. По сути дела, С. И. Романовский отдает предпочтение *объектному типу научного мировоззрения*, считая последний более прогрессивным. Его главное отличие от подхода, используемого Ю. С. Салиным, заключается в том, что при объектном подходе обращаются к изучаемому естественному объекту уже на этапе формирования проблемы и оценки существующей информации, а сопоставление

вновь получаемой информации с объектом исследования пронизывает все фазы исследования. Таким образом, основное требование объектного подхода — контакт с изучаемым объектом — должен быть постоянным, а используемые правила и принципы должны обеспечивать стабильность этого условия. Кроме того, модельный подход склонен абсолютизировать сложившиеся общие представления, которые действительно в какой-то мере помогают упорядочить существующую информацию, однако претендовать на раскрытие новых глубинных особенностей изучаемого объекта они могут только в том случае, если в основе таких представлений лежат общие законы, доказав-

шие свою истинность и инвариантность применительно к разнообразным условиям, или принципы, доказавшие свою эвристичность для данной области знания.

Оба типа научного мировоззрения могут вести как к блестящим научным результатам, если применение того или иного подхода оправдано в конкретной познавательной ситуации и не противоречит потребности объекта, так и «блестящим» ошибкам, если эти условия невыполнимы. Следовательно, если говорить словами Г. Бокля, «истинное знание состоит не в знакомстве с фактами, которое делает человека лишь педантом, а в использовании фактов, которое делает его философом» [6, с. 54].

ЛИТЕРАТУРА

1. Амбарцумян В. А. Философские проблемы науки о Вселенной. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1973.
2. Вернадский В. И. Избранные труды по истории науки. М.: Наука, 1981.
3. Гончарова Е. И. О теоретических основах и «Стратиграфической корреляции» Ю. С. Салина.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
4. Келле В. Ж., Молодцов В. С. Формирование научного мировоззрения.— В кн.: Строительство коммунизма и духовный мир человека. М.: Наука, 1966.
5. Микулинский С. Р. В. И. Вернадский как история науки.— В кн.: В. И. Вернадский. Избранные труды по истории науки. М.: Наука, 1981.
6. Мысли и афоризмы. Баку: Азернешр, 1982.
7. Переписка В. И. Вернадского с Б. Л. Личковым (1918—1939 гг.). М.: Наука, 1979.
8. Переписка В. И. Вернадского с Б. Л. Личковым (1940—1944 гг.). М.: Наука, 1980.
9. Романовский С. И. О теоретических основах стратиграфической корреляции.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
10. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983.
11. Салин Ю. С. Основные геометрические модели геологии. Ст. 1. Топологические модели. Модель Вернера, ее усложнения и дополнения.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
12. Салин Ю. С. Основные геометрические модели геологии. Ст. 2. Дифференциальные и проективные модели.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
13. Салин Ю. С. Основные геометрические модели геологии. Ст. 3. Аффинные и метрические модели.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
14. Соколов Б. С. Великий натуралист и мыслитель.— Правда, 1983 г., 12 марта.

ИТшГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
13 апреля 1984 г.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*,
С. М. Тильман, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТИГ
ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 33-39-46.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *И. А. Литвинова*, *С. М. Погудина*

Сдано в набор 19.06.84. Подписано к печати 01.10.84.
МН-02063. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 13,8. Уч.-изд. л. 15. Тираж
707 экз. Заказ № 251.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

1 р. 80 к.

Адрес подписчика

Индекс 70985