

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



1

1994

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Корчагин Ф. Г., Маслов Л. А. Геодинамика Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода | 3 |
| Малышев Ю. Ф., Липина Е. Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением | 13 |
| Маляренко А. Н., Леликов Е. П. Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные ассоциации Филиппинского моря | 28 |
| Тарарин И. А., Чубаров В. М. Основные и ультраосновные породы Центрального разлома Филиппинского моря | 38 |
| Наталин Б. А., Алексеенко С. Н. Сдвиговые дислокации амурского комплекса и их значение для меловой геодинамики Востока Азии | 46 |
| Мельников О. А. Новые данные о палеогеновых отложениях в Западно-Сахалинском антиклинории | 54 |
| Деревскова Н. А., Куликов Н. В. Типы коллекторов нефти и газа северо-восточного шельфа Сахалина | 62 |
| Болотникова Т. Н. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Павловского бурогоугольного месторождения (юго-западное Приморье) | 71 |
| Кравченко Н. С., Бурдэ Б. И. Петрохимические и геохимические особенности главных типов магматических горных пород Приамурья | 82 |
| Приходько В. С., Степашко А. А., Землянухин В. Н. Структура дунитового ядра Кондерского массива как основа локального прогноза коренной платины | 93 |
| Быков В. Г. Отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и физико-механические свойства горных пород | 103 |
| Еремин Г. Д. Вычисление абсолютной погрешности разности температур при геотермических исследованиях | 115 |

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Крымсалова В. Т. Радиоларии и стратиграфия вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений междуречья Талаян—Правый Талаяншн (хр. Рарьткин, Корякское нагорье) | 121 |
| Косыгин В. Ю., Исаев В. И., Пятаков Ю. В., Швец Л. Д. Методика количественной интерпретации аномального гравитационного поля с использованием блоково-градиентных моделей | 124 |
| Морин А. О. Влияние экспозиции обнажения на измерение ориентировок тектонических трещин | 129 |
| Правила оформления рукописей | 134 |

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
 FAR EASTERN BRANCH
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN
 RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

JANUARY — FEBRUARY

N 1, 1994

C O N T E N T S

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Korchagin F. G., Maslov L. A. Geodynamics of the Asia-Pacific transition zone | 3 |
| Malyshev Yu. F., Lipina Ye. N. Geothermal characteristics of East Asia's earth crust structural elements and their relation to the deep structure | 13 |
| Malyarenko A. N., Lelikov Ye. P. Gabbro-plagiogranite and plagiogranite associations of the Philippine Sea | 28 |
| Tararin I. A., Chubarov V. M. Basic and ultrabasic rocks of the Central fault, Philippine Sea | 38 |
| Natal'in B. A., Alexeenko S. N. Strike-slip fault deformations of the Amur complex, and implications for the Cretaceous geodynamics of Asia's East | 46 |
| Melnikov O. A. New data on Paleogene deposits in the West Sakhalin anticlinorium | 54 |
| Derevskova N. A., Kulikov N. V. Types of oil and gas collectors of the Sakhalin north-eastern shelf | 62 |
| Bolotnikova T. N. Palinostratigraphy of Cenozoic deposits of the Pavlovsk brown coal deposit (south-western Primorie) | 71 |
| Kravchenko N. S., Burde B. I. Petrochemical and geochemical peculiarities of the main types of Priamurie magmatic rocks | 82 |
| Prikhodko V. S., Stepashko A. A., Zemlyanukhin V. N. The structure of the dunite core, Kondyor massif, as a basis of local prediction of non-placer platinum | 93 |
| Bykov V. G. The relationship between transverse and longitudinal seismic waves, and physical-mechanical properties of rocks | 103 |
| Yeryomin G. D. Calculation of the absolute error of temperature difference in geothermal investigations | 115 |

BRIEF COMMUNICATIONS

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Krymsalova V. T. Radiolarians and stratigraphy of volcanogenic-siliceous-terrigenous deposits of Talyain-Right Talyainyn interfluvium (Rarytkin Range, Koryak upland) | 121 |
| Kosygin V. Yu., Isayev V. I., Pyatakov Yu. V., Shvets L. D. The methods of quantitative interpretation of the anomalous gravitational field using block-gradient models | 124 |
| Morin A. O. The effect of exposure on measuring orientations of tectonic fractures | 129 |
| Rules for arrangements of manuscripts | 134 |

ALL-RUSSIAN INSTITUTE OF SCIENCE
 NOVOSIBIRSK
 1994

УДК 551.2(571.6)

*Ф. Г. Корчагин, Л. А. Маслов***ГЕОДИНАМИКА АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

Рассмотрены строение литосферы и астеносферы, геотермическая, геомеханическая модели, поля напряжений, деформации и современные вертикальные движения земной коры Азиатско-Тихоокеанской активной окраины и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Показано, что современные геодинамические особенности региона могут быть объяснены конвективным течением вещества в мантии на двух уровнях.

Имеющиеся исследования геодинамики Азиатско-Тихоокеанской активной окраины (АТАО), включающей восточную часть Азиатского континента, окраинные моря и прилегающую часть Тихого океана, основываются, как правило, на тех или иных геотектонических концепциях. В предлагаемой работе сделана попытка получить представление о геодинамическом состоянии региона, опираясь на геофизические данные. Кратко рассмотрим основные исходные материалы.

Строение литосферы и астеносферы. На рис. 1 приведен разрез литосферы по геотраверсу оз. Байкал — р. Амур — о. Сахалин — Тихий океан. Разрез построен И. К. Туезовым [9] по материалам сейсмических, гравиметрических, геотермических и магнитотеллурических исследований. Представительность этих материалов вдоль всего геотраверса неодинакова. В пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) кровля астеносферы установлена по материалам сейсмических и глубинных геоэлектрических исследований, на Дальнем Востоке (от р. Бурея до Татарского пролива) — магнитотеллурических зондирований, в Азиатско-Тихоокеанской активной окраине — в основном по данным геотермических расчетов. Здесь только в пределах южных частей Охотского моря и Курильской дуги имеются материалы по скоростным, геоэлектрическим и геотермическим характеристикам астеносферы. На участке между восточной границей БРЗ и р. Бурея глубина до кровли астеносферы достоверно не установлена, однако по данным магнитотеллурических исследований можно предположить, что ее кровля залегает на глубинах около 170—200 км.

Мощность литосферы вдоль геотраверса резко меняется: от 10—25 км в АТАО и БРЗ до 170—200 км на Дальнем Востоке. Глубина границы Моховичича незначительно меняется в континентальной части, составляя 40—42 км в пределах БРЗ и складчатого обрамления Буреинского массива и 38—40 км в пределах Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, уменьшаясь до 20 км в АТАО. В пределах всего рассматриваемого геотраверса устанавливается корово-мантийный высокопроводящий слой. Его кровля в БРЗ залегает на глубине 10 км, погружаясь при удалении от центра последней. На Дальнем Востоке она прослеживается вдоль границы земная кора — мантия, поднимается до 20 км в пределах Сихотэ-Алиния. На о. Сахалин этот слой прослежен в виде двух узких зон, приуроченных к глубинным разломам.

Как отмечалось, астеносфера в регионе выделена по данным различных методов. Но, к сожалению, для построения комплексной модели астеносферы материалов далеко не достаточно, так как в одних районах хорошо изучена «электрическая» астеносфера, в других — «плотностная» и т. д. И только в пределах южных частей Охотского моря и Курильской дуги имеются ма-

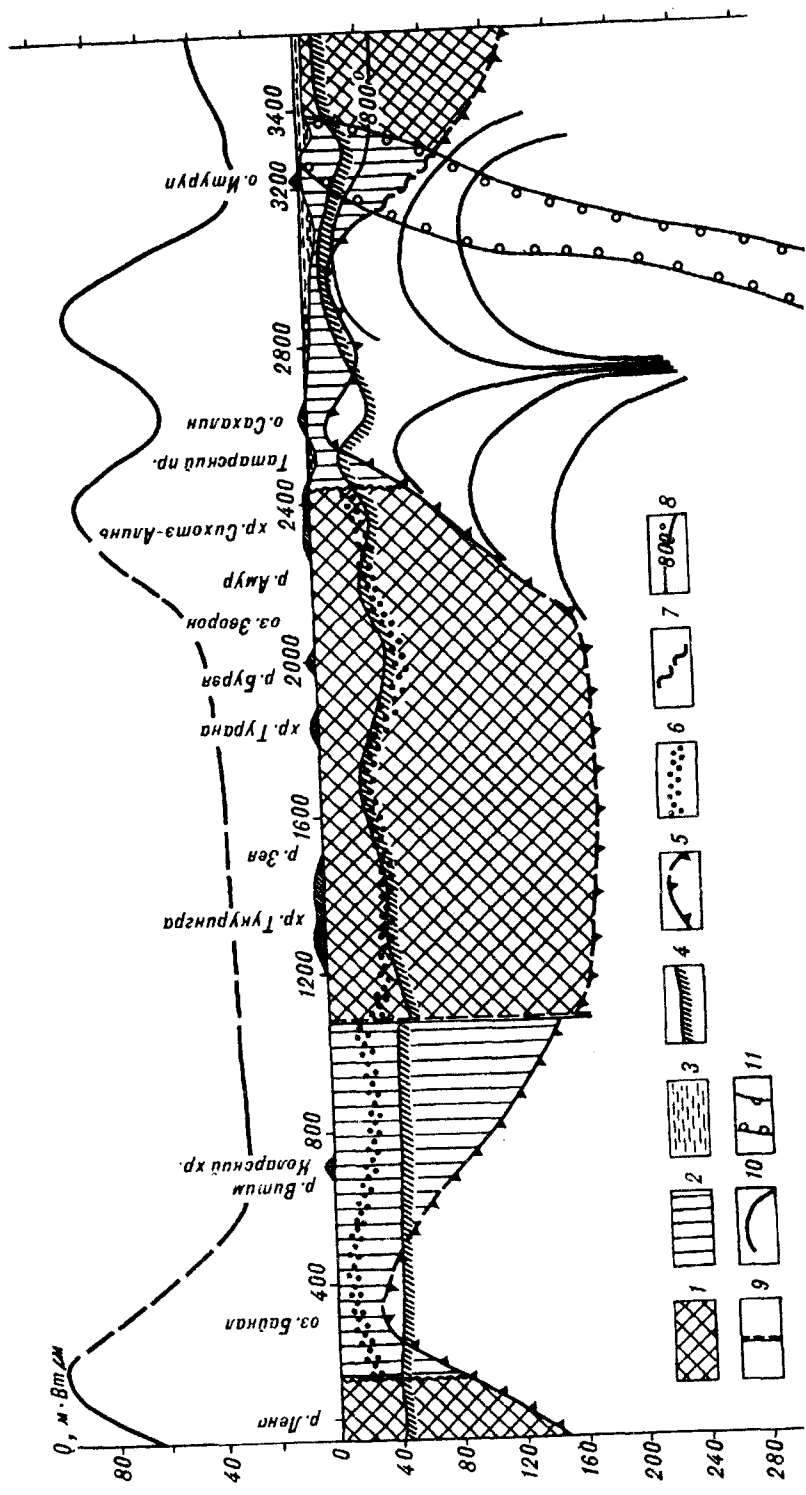


Рис. 1. Геодинамическая модель литосферы по геотранверсу оз. Байкал — р. Амур — о. Сахалин — Тихий океан.
 1 — области сжатия литосферы; 2 — области растяжения литосферы; 3 — водный слой; 4 — граница Мохоровичича; 5 — кровля астеносферы; 6 — кровля корового высокопроводящего горизонта; 7 — кровля астеносферы в пределах сейсмофокальной зоны; 8 — илотерма 800°; 9 — глубинные разломы; 10 — векторы вязкого течения мантийного вещества; 11 — границы сейсмофокальной зоны.

териалы для выделения астеносферы по четырем типам критериев. При рассмотрении астеносфер, выделенных различными методами [9], видно, что по степени совпадения они разделяются на две пары. В одну из них объединяются геоэлектрическая и геотермическая астеносферы, в другую — сейсмическая и плотностная. Глубина и форма геотермической и геоэлектрической астеносфер достаточно хорошо повторяют друг друга, что свидетельствует об их единой физической природе. Строение скоростной и плотностной астеносферы несколько различается, но еще больше оно отличается от строения геоэлектрической и геотермической астеносфер. Скоростная и плотностная астеносферы отличаются от геоэлектрической и геотермической субгоризонтальным залеганием и несколько большей глубиной положения кровли. Различаются они и по мощности выделяемого слоя. Так, мощность скоростной составляет в среднем 110, а геоэлектрической 140 км. Исходя из представления о физической природе астеносферы, под которой понимается слой, в котором эффект роста температуры преобладает над эффектом роста давления, и учитывая выявленные закономерности между положением геоэлектрических, скоростных и других астеносфер, вдоль геотраверса оз. Байкал — р. Амур — о. Сахалин — Тихий океан установлена кровля астеносферы. Как видно из рис. 1, кровля астеносферы вдоль геотраверса испытывает резкие ундуляции: ее глубина в БРЗ и АТАО составляет 10—25 км, на Дальнем Востоке она погружается до 170—200 км и возможно более. Верхние части астеносферы БРЗ и АТАО характеризуются как зоны пониженных сейсмических скоростей и одновременно высокого электрического сопротивления. Проводящий слой верхней мантии залегает здесь на глубине 80 км. В центральных частях астеносферы АТАО выделяются, кроме того, зоны относительно низких скоростей и пониженных значений плотностей [9].

Тепловой поток и геотермическая модель. Значение теплового потока по геотраверсу приведено на верхнем графике рис. 1. В общих чертах он характеризуется повышенными значениями в окраинных морях (Охотском, Японском), в Байкальской рифтовой зоне и относительно низкими значениями на континентальной и океанической литосфере, включая желоба. И. К. Туезов и В. Д. Епанешников [10] исследовали распределение температуры с глубиной путем решения двумерного нестационарного уравнения теплопроводности с переменными коэффициентами:

$$\operatorname{div} [K(x, z) \operatorname{grad} T(x, z)] + H(x, z) = \rho c \frac{dT}{dt}. \quad (1)$$

Здесь x, z — пространственные координаты, ось z направлена вниз; t — время, K — коэффициент теплопроводности; $H(x, z)$ — тепловыделение; ρ — плотность; c — теплоемкость среды.

При расчетах максимального теплового потока учитывались [10] особенности строения рассматриваемого региона, и для достижения реально наблюдаемых аномалий теплового потока привлекались модели интрузий. Расчеты проводились В. Д. Епанешниковым по двадцати профилям, пересекающим Охотское море. При этом граничные условия были следующие. На верхней границе вдоль профиля устанавливалась среднегодовая температура 0°C ; на боковых границах ставилось требование равенства нулю теплового потока; на нижней границе, во всех расчетах расположенной на глубине 400 км, принята температура фазового перехода, ориентировочно равная 1630°C . На основании экспериментальных данных теплофизических свойств Охотоморского региона [1] и с учетом средних температур в Земле при расчетах выбраны следующие значения коэффициентов теплопроводности (Втм/град): осадочный и вулканический слой — 1,6, гранитный — 1,5, базальтовый — 1,4, верхняя мантия до 70 км — 3, мантия ниже 70 км — 5. Тепловыделение в коре и мантии (мкВт/м²): осадочный слой — 1,2, вулканоангенный — 1,0, гранитный — 0,9, базальтовый — 0,4, мантия до 70 км — 0,05, мантия ниже 70 км — 0,005. Значения тепловыделения в мантии варьировали в процессе расчетов.

На первом этапе для выяснения влияния изменения коэффициентов теплопроводности пород и тепловыделения на тепловой поток и распреде-

ление температур проводились пробные расчеты. Они показали, что источником аномального теплового потока на поверхности является зона повышенных температур. Для описания последней пришлось ввести зону частичного плавления пород.

Расчеты по 10 профилям позволили установить характер рельефа зоны частичного плавления пород коры и мантии южной части Охотского моря. Глубина до кровли зоны колеблется от 10 до 100 км. Кровля образует две положительные формы и одну отрицательную. Отрицательная структура, или область большой глубины залегания кровли области частичного расплава, располагается в центральной части акватории. На северо-востоке она охватывает возвышенность Академии наук СССР, на юго-западе — значительную часть моря к востоку от острова Сахалин. Форма этой структуры размерами 250 × 250 км изометричная. На западе, севере и востоке она окружена областями приподнятого залегания кровли зоны частичного плавления. Первая из них протягивается от мыса Терпения на Сахалине к возвышенности Института океанологии. Восточная соответствует Курильской глубоководной котловине, прослеживаясь вдоль западной стороны Большой Курильской гряды. Глубина до кровли зоны частичного плавления пород уменьшается в пределах этих структур до 9—10 км. В районе о. Сахалин и Курильской дуги глубина до кровли зоны частичного плавления увеличивается до 100 км.

При анализе характера поведения кровли зоны частичного плавления пород устанавливаются следующие особенности:

1. Форма зоны частичного плавления пород плохо коррелирует с положением границы Мохоровичича.

2. Гранитный или вулканогенный слои значительно утоняются над областью частичного плавления.

3. Кровля области частичного плавления в целом повторяет характер теплового потока на поверхности Земли, однако более дифференцирована. Если предположить, что источником тепловых аномалий являются тектонические процессы на глубинах ниже 100—200 км, то область частичного плавления есть своего рода передаточное звено между ними и тепловым потоком на поверхности [10].

Механическое напряжение и движения среды. Механическое состояние изучалось по данным о гравитационном поле и плотностных моделях АТАО. Морфология поля силы тяжести зависит от способа редукции, выбора фигуры относимости, степени осреднения и других факторов. Но существуют и стабильные характеристики, которые могут быть использованы при исследовании механического состояния среды. Так, согласно модели GEM-8, гравитационное поле окраинных Охотского и Японского морей, построенное по гармоникам с 8-й по 18-ю, характеризуется положительными значениями аномалии силы тяжести. В то же время на прилегающей части океана поле силы тяжести отрицательное. Аналогичное поведение аномальной силы тяжести обнаруживается при анализе модели GEM-10C, полной до 180-й степени порядка.

Механические напряжения и движения среды находились как решения уравнений $\mu \nabla^2 \bar{u} = -\nabla p + \rho \bar{g}$, $\text{div } \bar{u} = 0$ в полупространстве. На границе считались заданными либо скорость $V_z = 0$, либо напряжения $\sigma_z = f(x)$, $\tau_{x,z} = 0$. Граничные условия второго вида отражают динамическое равновесие экзогенных и эндогенных факторов.

В уравнении (2) функция $\rho(x, z)$ вводилась как результат плотностного моделирования комплекса геолого-геофизических данных. Таким образом, рассчитывались скорости вязкого движения и напряжения среды, создаваемые ее плотностными неоднородностями. Впервые методика решения такой задачи была опубликована в работе [5]. В этой же работе был рассмотрен модельный пример для области сочленения блоков различной плотности и мощности. Было показано, что в среде возникает циркуляционное движение вещества, причем максимальные касательные напряжения образуют круто падающую плоскость, которую можно рассматривать как сейсмофокальную зону.

Дальнейшие расчеты проводились по моделям, в значительно большей степени отражающим реальную действительность. Так, при расчетах использовалась сейсмоплотностная модель, в которой сейсмофокальной зоне соответствует аномально уплотненный слой. Литосфера в океанической части более плотная по сравнению с тем же слоем в континентальной части. Астеносферный слой океанической части геотраверсов (выделяемый здесь как область пониженной плотности) в целом меньше по мощности и с большим удельным весом астеносферы под Камчаткой, Охотским и Японским морями. Участки подастеносферного слоя выделяются на моделях в виде блоков с $\rho = 3,5-3,7 \text{ г/см}^3$.

Расчет современного поля скоростей тектоносферы по профилю Приморье — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан показал следующее. Прежде всего обращает на себя внимание глубинное движение вещества от океана к континенту. Векторы скоростей образуют дополнительную конвективную ячейку в задуговой области в районе Японского моря. Этот факт согласуется с результатами наблюдений и ряда теоретических работ по изучению глубинных тектонических процессов в переходной зоне. Некоторые из них связывают факт образования такой конвективной ячейки с возможностью проявления рифта в задуговой области.

Однако максимальные горизонтальные скорости, полученные в проведенных расчетах, оказались довольно малыми, т. е. около 0,5 см/год, а максимальные вертикальные в районе Сихотэ-Алинской складчатой области завышенными: 5 см/год. Это можно связать со следующими обстоятельствами. Во-первых, в рассмотренной модели не были учтены боковые силы, вызванные влиянием соседних участков континентальной и океанической литосферы. Во-вторых, в показанном на рис. 1 варианте не было учтено увеличение вязкости в литосфере и, соответственно, в коре, что и привело к завышенным вертикальным скоростям в этой области.

На рис. 2 показано поле скоростей смещения среды (в сантиметрах в год) вдоль геотраверса Сахалин — Тихий океан. Вязкости 10^{22} Пуаз соответствует максимальная скорость (наибольшая длина вектора) около 10 см/год. Здесь видно, что векторы скоростей смещения образуют структуры типа конвективных ячеек с центрами конвекции, располагающимися непосредственно под океанической частью погружающейся литосферной плиты. Центр конвективной ячейки располагается на глубине 250 км под Курильской островной дугой. Подобная картина получается и для Камчатского геотраверса. Но здесь центр располагается на глубине 130—140 км под область Восточно-Камчатской зоны. Под океанической частью переходной зоны отмечаются нисходящие потоки вещества, а под Камчаткой и Охотским морем — восходящие. На глубинах от 50 до 200 км под юго-восточной частью Охотского моря и Курильской островной системой отмечается горизонтальное смещение вещества с запада на восток в сторону желоба. В вышележащих слоях какие-либо существенные смещения среды здесь не отмечены.

Для геотраверса Камчатка — Тихий океан область горизонтального смещения среды на юго-восток охватывает глубины от 2 до 90 км и располагается от восточного побережья Камчатки до желоба. В отличие от Курильского звена переходной зоны, область горизонтальных смещений здесь охватывает также литосферу и нижние горизонты земной коры этого региона. На глубинах от 180 до 250 км отмечается обратный поток мантийного вещества, располагающегося под область восточно-камчатских полуостровов. Этот поток компенсирует смещение вещества в юго-восточном направлении и фиксируется под Курильской островной системой на глубинах 300 км и более. При большом сходстве структуры поля скоростей смещения среды тектоносферы для северного (Камчатского) и южного (Курильского) звена переходной зоны отмечаются два существенных различия между ними. Центр конвективной структуры, горизонтальный поток веществ в юго-восточном направлении и обратный поток располагаются для Камчатского звена зоны перехода на существенно меньших глубинах, нежели для Курильского звена.

На основе полученного поля скоростей рассчитаны горизонтальные ϵ_1 , вертикальные ϵ_2 и сдвиговые деформации, которые пропорциональны соот-

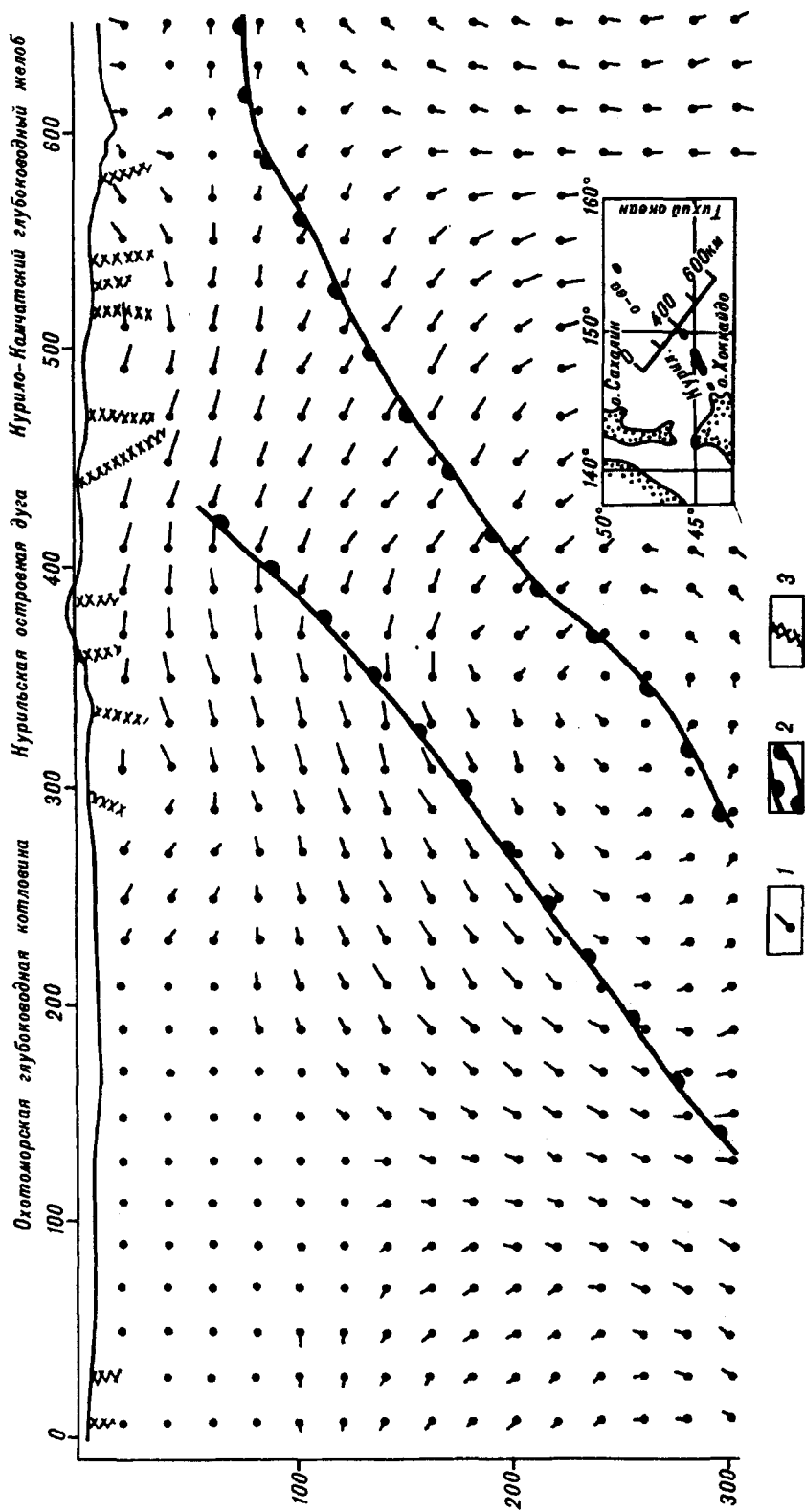


Рис. 2. Разрез конвективной ячейки верхней мантии АТАО.

1 — векторы вязкого течения мантийного вещества; 2 — границы сейсмофокальной зоны; 3 — разломы.

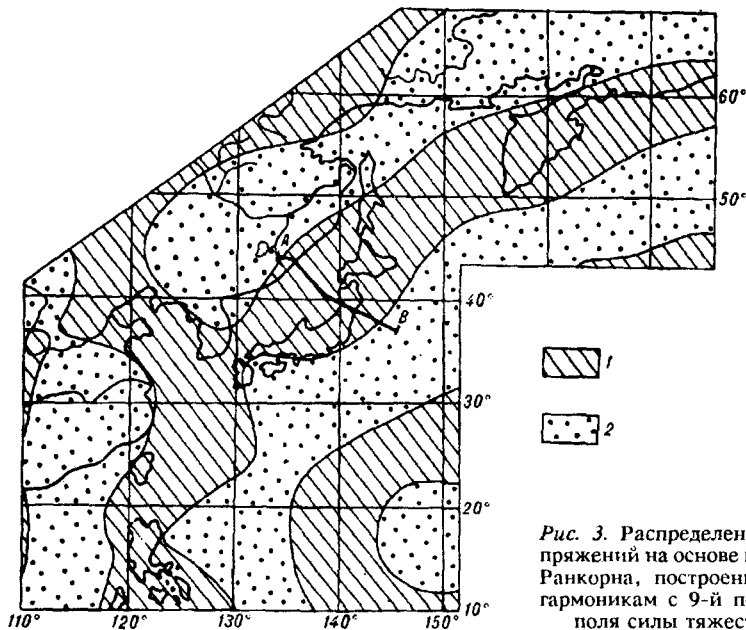


Рис. 3. Распределение напряжений на основе модели Ранкорна, построенной по гармоникам с 9-й по 17-ю поля силы тяжести.

Сплошные линии — границы между областями сжатия и растяжения. 1 — растяжение; 2 — сжатие.

ветствующим компонентам девиатора напряжений. Из условия несжимаемости следует, что $\epsilon_x = -\epsilon_z$, т. е. областям горизонтального сжатия должны соответствовать области вертикального растяжения и наоборот. В пределах верхней части разрезов (до глубин порядка $100 \div 200$ км) океаническому блоку соответствуют горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение. В то же время под Камчаткой и Охотским морем наблюдается вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение.

На рис. 3 показано распределение напряжений в литосфере рассматриваемой области, вызванное конвективными токами нижележащего вещества. Расчеты проводились на основе модели Ранкорна [13]. В качестве исходных данных использовалось гравитационное поле модели GEM-10B, полной до 36-й степени и порядка. Здесь видно, что в преддуговой области имеет место сжатие литосферы, а в задуговой — ее растяжение. Но такое же распределение напряжений получено в только что обсуждавшихся прямых задачах. Найденное соответствие, видимо, не случайно и позволяет сделать выводы о глубинном распределении плотностных неоднородностей, представляемых гармониками гравитационного поля с 17-й по 25-ю. Из рис. 3 видно, что имеет место чередование зон растяжения и сжатия. Так, сжатие на континентальной части зоны перехода сменяется растяжением в области окраинных морей.

Расчеты по гармоникам с 5-й по 9-ю дают несколько иную картину распределения зон сжатия и растяжения. Здесь выделяются две зоны, где векторы перемещения вещества приобретают субвертикальное положение и направлены вверх. Первая расположена в Тихом океане примерно по меридиану $175-185^\circ$, вторая имеет северо-западное простирание и протягивается с Западно-Сибирской низменности через верховья р. Енисей в Филиппинское море и огибает с запада о. Новая Гвинея. Зоны погружения вещества расположены вдоль западного побережья о. Сахалин, протягиваясь в центральную часть Японского моря, в Бенгальский залив и в Тихий океан до пересечения экватора с меридианом 160° . Зонам поднятия и растекания вещества соответствует растяжение глубинных слоев Земли, погружения — сжатия.

Современные движения и деформации земной коры. Информация о современных вертикальных движениях земной коры обобщена в работе [3]. Отвлекаясь от деталей, в региональном плане авторы делают следующие выводы.

Из анализа сейсмотектонического деформирования [2] следует, что в пределах Курило-Камчатской глубоководной впадины преобладают деформации растяжения. Деформирование восточной части полуострова, включая и сейсмофокальную зону, несколько сложнее. Здесь устанавливается чередование горизонтальных деформаций сжатия (п-ов Камчатского мыса, север Камчатского залива, Кроноцкий полуостров и залив) и растяжения (юг Камчатского залива, Авачинский залив). В вертикальном направлении, по данным этого метода, здесь преобладают деформации растяжения.

Результаты геодезических измерений на Карымском и Толбачинском геодинамических полигонах в целом не противоречат выводу о преобладании в районе Камчатки горизонтальных растягивающих деформаций [12].

Инструментальные данные о современных вертикальных движениях земной коры (СВДЗК) Камчатки существуют примерно для 1/3 ее площади, прилегающей к Камчатскому, Кроноцкому и Авачинскому заливам. Они показывают, что за исключением узкой полосы вдоль Кроноцкого залива и южной части Камчатского мыса, п-ов Камчатка опускается. При этом скорость нисходящих движений местами достигает 38 мм/год.

Остров Сахалин, за исключением южной части побережья, опускается со скоростью от 1 до 6 мм/год. Японские острова в настоящее время также испытывают преобладающее погружение [8]. СВДЗК Сихотэ-Алиня близки к нулю. При этом отрицательные движения преобладают, но их скорость не превышает долей миллиметра в год. Преобладающим механизмом очагов землетрясений Приамурья является взброс с одновременным сдвигом. При этом сжимающие напряжения ориентированы близгоризонтально [4]. Как известно, подобные подвижки происходят в условиях преобладающего сжатия. Геодинамические исследования Тукурингра-Джагдинского поднятия [6] показали, что этот район в настоящее время испытывает всестороннее горизонтальное сжатие. Все эти факты позволяют считать, что на современном этапе земная кора Приамурья деформируется в условиях преобладающего горизонтального сжатия.

Данные повторного нивелирования показывают, что в целом для Приамурья характерны восходящие движения. Исключение составляют Среднеамурская впадина и юго-восточная часть Буреинского массива.

Анализ механизмов очагов землетрясений БРЗ [7] показывает, что здесь преобладают горизонтальные растяжения земной коры, СВДЗК этого района преимущественно имеют отрицательные значения. Исключение составляет Муйский хребет, который поднимается со скоростью, достигающей 23,5 мм/год.

При сопоставлении вышеприведенных данных, полученных инструментальными методами, с расчетами напряжений по модели Ранкорна (см. рис. 3) видно, что областям сжатия соответствуют поднятия коры и наоборот. Особенно характерно в этом отношении Становое поднятие. Восточная часть его расположена в зоне сжатия, а западная — в зоне растяжения и соответственно опускается. Кроме того, выделенные в механической модели области горизонтального растяжения и сжатия подтверждаются и независимыми сейсмологическими и геодезическими данными. Наблюдаемое соотношение сжатие — поднятие земной поверхности и растяжение — опускание так же хорошо соответствует условию несжимаемости. Все это позволяет утверждать, что напряжения, рассчитанные по модели Ранкорна по гармоникам с 9-й по 17-ю, отражают течение вещества в верхних горизонтах мантии, а по гармоникам с 5-й по 9-ю — в более глубоких горизонтах земли.

Геодинамическая модель. Совместное рассмотрение вышеприведенных материалов, полученных независимыми способами, показывает, что они хорошо коррелируют между собой. Так, области минимальной мощности литосферы (АТАО и БРЗ) характеризуются повышенным тепловым потоком, горизонтальным растяжением и опусканием земной коры. И наоборот, области повышенной мощности литосферы характеризуются пониженным тепловым потоком, сжатием и поднятием земной коры.

Наблюдаемая корреляция между различными параметрами говорит о том, что они имеют внутреннюю связь или единую природу и поэтому могут

быть использованы при построении геодинамической модели исследуемого региона.

На разрез, построенный по геотраверсу оз. Байкал — р. Амур — о. Сахалин — Тихий океан (см. рис. 1) вынесена вся геодинамическая информация, описанная в предыдущих разделах. Как видно из этого рисунка, литосфера вдоль геотраверса характеризуется чередованием зон сжатия и растяжения. Зоны растяжения, которым соответствуют минимальные мощности литосферы, расположены в БРЗ и АТАО. Проведенные для последней геотермические расчеты показывают, что здесь верхняя мантия аномально разогрета. Изотерма 800° практически совпадает с кровлей астеносферы, погружаясь в зоне литосферы Тихого океана. Эти же расчеты показывают, что в АТАО на глубине примерно 40 км расположена кровля зоны плавления пород. Высокий разогрев мантии повышает пластичность пород и создает условия для вязкого течения вещества. Этот вывод подтверждает описанную выше механическую модель АТАО. Все это позволяет считать, что в пределах верхней мантии Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода существует конвективная ячейка. Разогретое вещество в ней поднимается вверх примерно с глубины 200 км, из зоны, соответствующей положению на этой глубине фокальной плоскости. Восходящие потоки при подъеме растекаются в сторону континента и океана, в результате чего центральная часть литосферы АТАО прогревается сильнее, чем ее периферия. Вещество мантии, растекаясь в сторону континентального и океанического литосферных блоков, вызывает в последних деформации горизонтального сжатия. Соприкасаясь с литосферными блоками, вещество остывает и опускается вниз.

А. Хасегава, Т. Умино и А. Тагаки [11], исследуя распределение гипоцентров микроземлетрясений и механизмы очагов землетрясений района сейсмофокальной зоны северо-восточной Японии, показали, что сейсмофокальная зона состоит из двух почти параллельных слоев. При этом в верхнем слое сейсмофокальной зоны, расположенном со стороны континента, по механизмам очагов землетрясений устанавливается, что напряжения сжатия действуют в направлении падения слоя. То есть по этому слою происходит как бы взброс литосферы АТАО. В то же время в слое, расположенном со стороны океанического блока, по падению направлены напряжения растяжения. Нетрудно видеть, что подобная ориентировка главных нормальных напряжений хорошо соответствует описанным выше направлениям конвективного течения вещества.

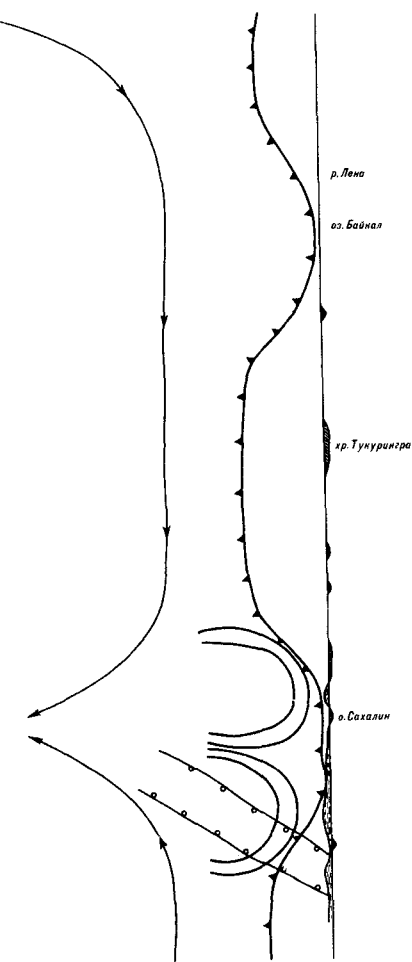
Для БРЗ геотермических и механических расчетов, как для АТАО, не проводилось. Но, учитывая наблюдаемый здесь повышенный тепловой поток, поведение кровли астеносферы, и здесь можно предположить существование конвективной ячейки.

Как уже отмечалось, расчеты напряжений по гармоникам с 5-й по 9-ю гравитационного поля отражают течение вещества в более глубоких горизонтах мантии, чем в предыдущем случае. На рис. 4 приведен гипотетический разрез по геотраверсу оз. Байкал — о. Сахалин — Тихий океан, соответствующий описанным выше расчетам, полученным по гармоникам с 5-й по 9-ю. Как видно из рисунка, поток глубинного вещества поднимается вверх в районе Западно-Сибирской низменности и Тихого океана, затем выполаживается и смещается в сторону АТАО, где и погружается. Центр погружения расположен по оси западное побережье о. Сахалин — центральная часть Японского моря.

Такое перемещение глубинного вещества хорошо соответствует описанным выше данным, во всяком случае не противоречит им. Действительно, погружаясь вниз в районе окраинных морей, мантийное вещество, с одной стороны, заставляет опускаться здесь литосферную плиту, чем, вероятно, и можно объяснить образование окраинных морей или впадин внутри них, с другой, — создает ориентированные вертикально напряжения растяжения. Это должно привести к снижению литостатического давления и, как следствие, понизит температуру плавления мантийного вещества, лежащего выше зоны мантийного течения. В результате в верхней мантии АТАО появились, с аномально высоким положением кровли, зона плавления пород и конвективное течение верхнемантийного вещества.

Рис. 4. Гипотетический разрез литосферы и верхней мантии. Стрелками показано направление течения мантийного вещества.

Ост. обозн. см. рис. 1.



В БРЗ погружение мантийного вещества не устанавливается, но вероятно что и здесь также происходит подъем разогретого вещества. Объяснить это можно наличием в БРЗ глубинного разлома, проникающего до мантийного потока. Поток по нему разогретого вещества обусловил формирование сводового поднятия литосферы, ее утонение и возникновения в осевой части поднятия рифтовой зоны.

Таким образом, геодинамику АТАО и прилегающих частей континента и океана можно объяснить мантийным потоком вещества, который, вероятно, является верхней границей глобальной конвективной ячейки. Этот поток вызывает, вероятно, деформацию вышележащих литосферных континентальных и океанических плит, возможно, смещает их навстречу друг другу, чем и вызван высокий сейсмический потенциал их стыка. Особенности геодинамики АТАО прежде всего вызваны тем, что здесь происходит погружение навстречу друг другу двух потоков. Обращает на себя внимание, что деформацию в сейсмофокальной зоне и ее ориентировку можно объяснить не погружением литосферной

плиты, а конвективным течением глубинного вещества.

В заключение необходимо подчеркнуть, что предложенная гипотеза объясняет различные стороны геодинамики АТАО, для ее полного подтверждения требуются дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волкова Н. А. Модель теплопроводности земной коры Охотоморского региона // Геология и геофизика. — 1982. — № 5. — С. 92—97.
2. Зобин В. М., Иваненко Л. К., Чиркова В. Н. Сейсмоструктурное деформирование литосферы Камчатско-Командорского региона в 1979—1981 гг. // Вулканология и сейсмология. — 1986. — № 4. — С. 75—88.
3. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Сибири и Дальнего Востока и ее геолого-геоморфологическая интерпретация/Под ред. Ю. П. Никитенко. — Хабаровск, 1983.
4. Козьмин В. М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
5. Комова О. С., Маслов Л. А., Тузов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 3. — С. 110—115.
6. Корчагин Ф. Г. Геодинамические исследования при выделении вероятных очаговых зон землетрясений (на примере района Зейского водохранилища) // Там же. — 1990. — № 1. — С. 63—72.
7. Мишарина Л. А., Солоненко А. В. Анализ эпицентрального поля землетрясений центральной и северо-восточной части Байкальского региона // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1976. — С. 7—12.
8. Сычев П. М., Захаров В. К., Семакин В. П. Вертикальные движения и структурообразование в пределах островных систем Северо-Востока Азии // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 4. — С. 15—28.
9. Тузов И. К. Астеносфера Охотского моря и его обрамления // Там же. — 1987. — № 5. — С. 13—24.

10. Туезов И. К., Епанешников В. Д. Численное моделирование стационарного теплового поля литосферы Охотского моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1987. — № 7. — С. 94—100.
11. Хасегава А., Умино Т., Такаки А. Двуслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги северо-восточной Японии // Новые данные о строении коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1978. — С. 17—24.
12. Шароглазова Г. А. Изучение горизонтальных деформаций земной коры поверхности из повторных геофизических измерений на примере Камчатских геодинамических полигонов: Автореф. канд. дис. — М., 1985.
13. Runcorn S. K. Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential // Geophys. J. Roy Astron. Soc. — 1967. — V. 14. — P. 375—384.

ИТГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
26 мая 1993 г.

УДК 550.36+551.14(5.012)

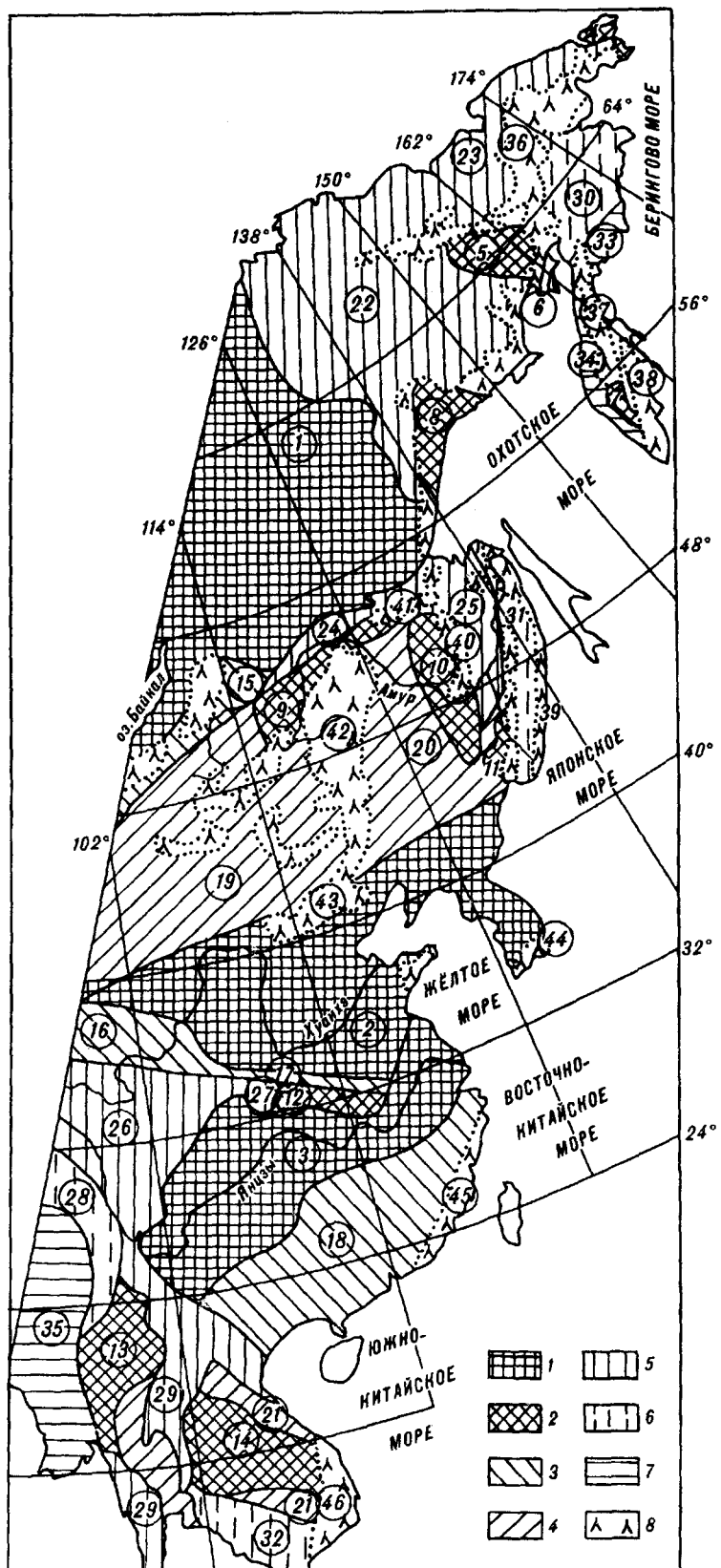
Ю. Ф. Малышев, Е. Н. Липина

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

Систематизированы сведения по тепловому потоку и геотермическому градиенту докембрийских блоков, складчатых систем, вулканогенных поясов, осадочных бассейнов и сопоставлены с глубинным строением региона. Средние значения геотермических характеристик этих элементов близки, а их изменения и связи для отдельных типов и групп различны. Повышение геотермических параметров внутриконтинентальных структур главным образом объясняется современной тектонической активностью, а в осадочных бассейнах — теплопроводностью пород; в окраинно-континентальных структурах — сокращением мощности коры и возрастанием геотермического градиента.

Введение. Геотермическая изученность Восточной Азии неравномерная и для ряда площадей недостаточная. На картах теплового потока и глубинных геотемператур [6, 12] и геотермического режима земной коры [5, 11] территории СССР сеть измерений теплового потока и геотермического градиента восточных территорий крайне редкая. Более полная информация о тепловом потоке и геотермическом градиенте представлена в каталоге геотемпературных характеристик Китая [1] и на карте динамики литосферы Китая и смежных морей [17]. Хорошо исследованы в геотермическом отношении (тепловой поток, геотермический градиент, глубинные геотемпературы) районы высокой современной геодинамической активности (Байкальский рифт, Северо-Китайская плита, Курило-Камчатская, Сахалинская, Куньмин-Юньнаньская тектонические зоны). Первыми обобщениями измерений теплового потока, охватившими всю территорию Восточной Азии, можно считать работы И. К. Туезова с соавторами [3, 6—8, 13—15, 18]. В этих работах впервые приведены средние значения теплового потока некоторых структурных элементов земной коры Восточной Азии: Сибирского, Сино-Корейского, Южно-Китайского, Индо-Китайского кратонов; Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Верхояно-Чукотской складчатых систем. Делается вывод об обратной корреляции значений теплового потока и мощности земной коры, о независимости теплового потока от возраста структурных элементов и определяющей роли неотектонической активизации.

К настоящему времени накоплен новый материал геотермических наблюдений, выполненных на территории Восточной Азии, позволяющий значительно расширить круг тектонических элементов для получения их геотермических характеристик и уточнить типы связей данных геотермии с тектоникой и глубинным строением региона. Наиболее полная информация имеется по осадочным нефтегазоносным и угленосным бассейнам. В работах



Геотермическая изученность структурных элементов земной коры Восточной Азии

| Объект измерений | Тепловой поток, мВт/м ² | | | | Геотермический градиент °С/км | | | |
|-------------------------------|------------------------------------|-------------------|---------------------|----------------------|-------------------------------|-------------------|---------------------|----------------------|
| | Количество измерений | | Количество объектов | | Количество измерений | | Количество объектов | |
| | суммарное | среднее на объект | с наличием данных | с отсутствием данных | суммарное | среднее на объект | с наличием данных | с отсутствием данных |
| Докембрийские блоки | 1112 | 101 | 11 | 3 | 670 | 61 | 11 | 3 |
| Складчатые системы | 398 | 26 | 15 | 4 | 332 | 22 | 15 | 4 |
| Вулканогенные пояса | 255 | 18 | 15 | 1 | 198 | 14 | 15 | 1 |
| Осадочные бассейны угленосные | 678 | 14 | 48 | 18 | 562 | 12 | 47 | 17 |
| нефтегазоносные | 968 | 18 | 56 | 36 | 768 | 16 | 54 | 36 |

И. К. Туезова и других исследователей практически не уделялось внимания изучению распределения геотермического градиента и его связей с глубинным строением, играющих важную роль для характеристики окраин Восточной Азии. Исследование перечисленных вопросов является целью нашей работы.

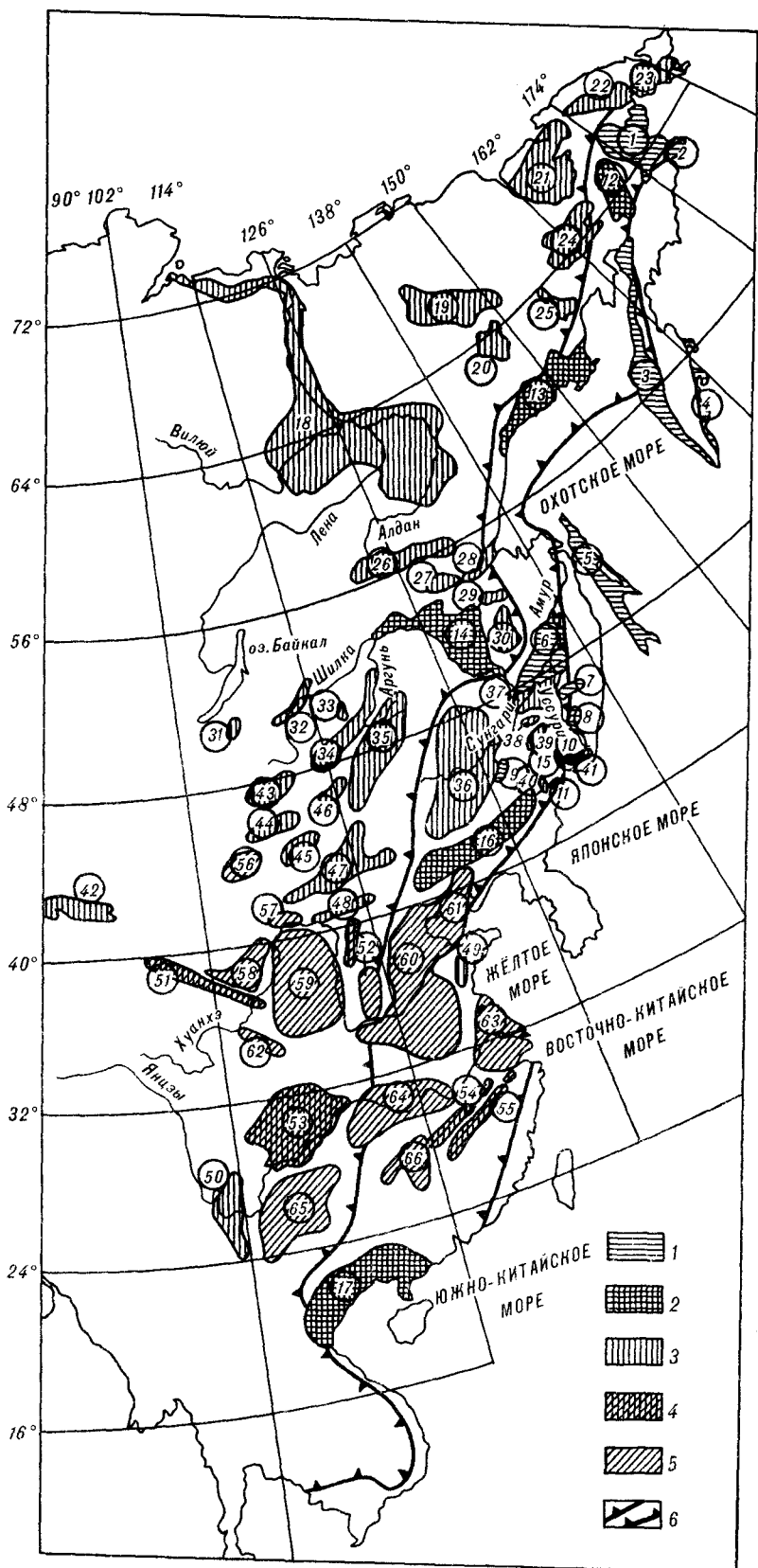
Общая характеристика тектонических элементов. К основным структурным элементам земной коры Восточной Азии, для которых исследовались их геотермические свойства (тепловой поток, геотермический градиент), относятся докембрийские блоки (платформы, срединные массивы), складчатые системы разного возраста, вулканогенные пояса, преимущественно мезозойско-кайнозойские, осадочные бассейны — угленосные и нефтегазоносные палеозоя—кайнозоя (рис. 1—3).

В табл. 1 дана сводная характеристика геотермической изученности перечисленных тектонических элементов региона — теплового потока и геотермического градиента. Наибольшее количество измерений этих параметров выполнено для докембрийских блоков, где на объект в среднем приходится максимальное количество замеров теплового потока — 101 и геотермического градиента — 61. Но при этом не учитывались их площадные размеры, которые определяют плотность наблюдений. Для остальных структурных элементов среднее значение числа наблюдений на объект близкое (15—25 измерений).

Геотермические характеристики тектонических элементов Восточной Азии приведены в табл. 2—6. В табл. 2 помещены сводные средние, максимальные и минимальные средние значения теплового потока и геотермического градиента по типам структур. Средние значения величины теплового потока тектонических элементов региона в табл. 2 имеют небольшой разброс — 58—63 мВт/м², наибольшая величина среднего теплового потока характерна для нефтегазоносных бассейнов, а наименьшая — для угленосных. Иная картина наблюдается в распределении средних значений геотермического градиента по типам структур. Здесь все элементы тектоники, за исключением нефтегазоносных бассейнов, обладают практически одинаковой величиной этого параметра — 29—30 °С/км. Для нефтегазоносных бассейнов он равен 43 °С/км. Более дифференцированы значения максимальных и минимальных средних геотермических характеристик перечисленных в табл. 2 тектонических элементов. Но среди них также выделяются

Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Азии.

Докембрийские блоки: 1 — платформа (цифры в кружках, 1—3: 1 — Сибирская, 2 — Сино-Корейская, 3 — Янцзы); 2 — срединные массивы, выступы фундамента (4—14: 4 — Восточно-Чукотский, 5 — Омолонский, 6 — Авековский, 7 — Срединно-Камчатский, 8 — Охотский, 9, 10 — Буренский (9 — Аргуно-Мамынский, 10 — Цзямусы-Буренский), 11 — Ханкайский, 12 — Хуаянский, 13 — Шан, 14 — Индосинийский); фанерозойские складчатые системы, пояса, зоны: 3 — раннепалеозойские (15—18: 15 — Еравнинская, 16 — Цилианская, 17 — Северо-Циньлинская, 18 — Южно-Китайская); 4 — позднепалеозойские (19—21: 19 — Внутреннемонгольско-Большехинганская, 20 — Гирин-Хэйлуунцзянская, 21 — Лаосско-Вьетнамская); 5 — раннемезозойские (22—29: 22 — Яно-Кольская, 23 — Чукотская, 24 — Монголо-Охотская, 25 — Сихота-Алиньская (западная часть), 26 — Суньпань-Гардзе — Центральнотайландско-Восточномалакская); 6 — позднемезозойские (30—32: 30 — Охотская, 31 — Сихота-Алиньская (восточная часть), 32 — Южно-Вьетнамская); 7 — кайнозойские (33—35: 33 — Восточно-Камчатская, 34 — Западно-Камчатская, 35 — Гималайская); 8 — мезозойско-кайнозойские вулканические пояса (36—46: 36 — Охотско-Чукотский, 37 — Центрально-Камчатский, 38 — Восточно-Камчатский, 39 — Восточно-Сихотэалиньский, 40 — Восточно-Буренский, 41 — Умлекано-Отоджинский, 42 — Дахинганский, 43 — Ниньшаньский, 44 — Южно-Корейский, 45 — Катазийский (Восточно-Китайский), 46 — Вьетнамский).



**Сводная таблица
геотермических характеристик структурных элементов земной коры Восточной Азии**

| Структурный элемент | Тепловой поток, мВт/м ² | | | Геотермический градиент, °С/км | | |
|---------------------|------------------------------------|--------------|-------------|--------------------------------|--------------|-------------|
| | средний | максимальный | минимальный | средний | максимальный | минимальный |
| Докембрийские блоки | 57 | 83 | 46 | 29 | 54 | 21 |
| Складчатые системы | 61 | 101 | 44 | 30 | 50 | 18 |
| Вулканогенные пояса | 59 | 88 | 40 | 29 | 47 | 14 |
| Осадочные бассейны | | | | | | |
| угленосные | 56 | 90 | 24 | 30 | 46 | 11 |
| нефтегазоносные | 63 | 180 | 37 | 43 | 233 | 17 |

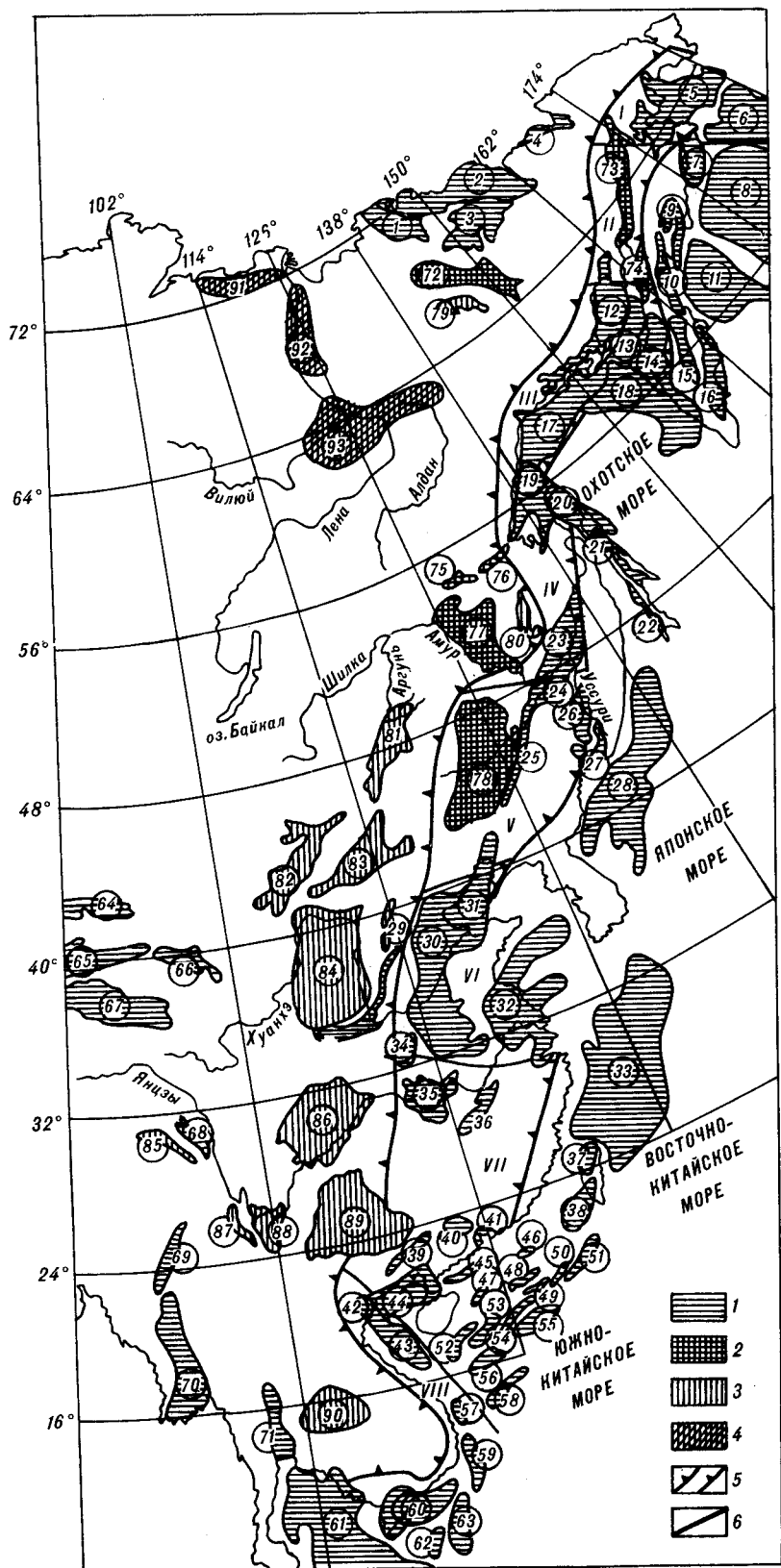
высокими величинами теплового потока (180 мВт/м²) и геотермического градиента (233 °С/км) нефтегазоносные бассейны на фоне других структурных элементов: 83—101 мВт/м² и 46—54 °С/км. Минимальные средние значения теплового потока 24 мВт/м² и геотермического градиента 11 °С/км устанавливаются в угленосных осадочных бассейнах.

Характеристика докембрийских блоков. Среди докембрийских блоков (см. табл. 3) повышенным средним тепловым потоком 64—83 мВт/м² выделяются массивы Шан, Аргуно-Мамынский и восточный блок Сино-Корейской платформы. Геолого-геофизические характеристики этих блоков различные. Массив Шан и Аргунский блок Аргуно-Мамынского массива отмечаются гравитационными минимумами. Мощность земной коры этих блоков 40—42 км. Согласно предложенной нами совместно с Л. П. Карсаковым и Ю. А. Косыгиным классификации моделей докембрийских блоков [4], они относятся к блокам с активизированной докембрийской корой. Восточный блок Сино-Корейской платформы и Мамынский выступ Аргуно-Мамынского массива фиксируются гравитационными максимумами, мощность земной коры 34—35 км. Оба блока имеют редуцированный тип докембрийской коры. По величине среднего геотермического градиента можно отметить две группы блоков докембрия: 21—23 и 28—31 °С/км. По другим геолого-геофизическим признакам эти группы трудно диагностировать. В обе группы входят блоки как с активизированной, так и с редуцированной докембрийской корой. Наибольшее значение среднего геотермического градиента присуще массиву Шан — 54 °С/км. Своеобразие отражения этого массива на геолого-геофизических картах заключается в том, что при регистрации его гравитационным минимумом тела мезозойских гранитоидов очень четко обрамляют массив и отсутствуют внутри его контура.

Дополнительно к средним геотермическим параметрам докембрийских блоков были рассчитаны средние их значения для блоков, расположенных к западу и востоку от трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени. Пограничная ступень, по нашим представлениям, является западной

Рис. 2. Схема размещения нефтегазоносных осадочных бассейнов Восточной Азии.

1—4 — нефтегазоносные бассейны: 1 — кайнозойские (цифры в кружках: 1 — Тахтагский, 2 — Приморский, 3 — Северо-Кольимский, 4 — Чаунский, 5 — Анадырский, 6 — Наваринский, 7 — Хатьрский, 8 — Алеутский, 9 — Олюторский, 10 — Ильпенский, 11 — Командорский, 12 — Ямско-Тауйский, 13 — Шелиховский, 14 — Западно-Камчатский, 15 — Центральнo-Камчатский, 16 — Восточно-Камчатский, 17 — Северо-Охотский, 18 — Тинро, 19 — Шантарский, 20 — Северо-Сахалинский, 21 — Центральнo-Сахалинский, 22 — Западно-Сахалинский, 23 — Средне-Амурский, 24 — Саньцзян, 25 — Илань-Игун, 26 — Ханкайский, 27 — Уссурийский, 28 — Япономорский, 29 — Фоньвэй, 30 — Северо-Китайский, 31 — Бохай, 32 — Субэй-Желтоморский (Северный Цзянсу — Желтоморский), 33 — Восточно-Китайскоморский, 34 — Наньян (Сянань, Наньсян), 35 — Цзянхань, 36 — Хяньян, 37 — Западно-Тайваньский, 38 — Юго-западно-Тайваньский, 39 — Шивань-Дашань, 40 — Саньшуй, 41 — устье р. Жемчужная (Чжуцзян), 42 — Ханойский, 43 — Ингхай, 44 — Байбу (Бакбо), 45 — Восточный Лэйчжоу, 46 — Чжу-1, 47 — Чжу-3, 48 — Чжу-2, 49 — Северный Цзянцзюань, 50 — Южный Дуанша, 51 — Бицзя, 52 — Юго-восточный Хайнань, 53 — трог Сиша, 54 — Северный Шуанфэн, 55 — Южный Шуанфэн, 56 — Сиша, 57 — Цунхон, 58 — Юго-западный Чжунша, 59 — Чжунгюе, 60 — Меконгский, 61 — Сиамский, 62 — Цуньсон, 63 — Западный Ванань, 64 — Турфан, 65 — Тарим, 66 — Цяоцзюань, 67 — Цайдам, 68 — Чунду, 69 — Северо-Бирманский, 70 — Южно-Бирманский, 71 — Менамский; 2 — мезозойско-кайнозойские (72 — Индигиро-Зырянский, 73 — Пенжинский, 74 — Пусторецкий, 75 — Верхне-Зейский, 76 — Удской, 77 — Амуру-Зейский, 78 — Суяля); 3 — мезозойские (79 — Момский, 80 — Буренский, 81 — Хайлар, 82 — Гоби, 83 — Эрлян, 84 — Ордос, 85 — Хайхэ, 86 — Сычуань, 87 — Шанду-Симао, 88 — Чусюн (Яньюань), 89 — Гуанси-Гуйчжоу, 90 — Корат (Кхорат)); 4 — палеозойско-мезозойские (91 — Лено-Анабарский, 92 — Ленский, 93 — Алдано-Виллюйский); 5 — границы Восточно-Азиатского грабенового пояса, западная — Пограничная гравитационная ступень; 6 — границы блоков (звеньев) Восточно-Азиатского грабенового пояса: I — Анадырско-Наваринский, II — Пенжинский, III — Северо-Охотский; IV — Амуру-Охотский, V — Северовосточно-Китайский, VI — Северо-Китайский, VII — Юговосточно-Китайский, VIII — Индokitайский.



Геотермические характеристики докембрийских блоков Восточной Азии

| Докембрийские блоки | С учетом осадочных бассейнов | | Без учета нефтегазонасыщенных бассейнов | | Без учета угленосных бассейнов | | Мощность земной коры, км |
|----------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|
| | тепловой поток, мВт/м ² | геотермический градиент, °С/км | тепловой поток, мВт/м ² | геотермический градиент, °С/км | тепловой поток, мВт/м ² | геотермический градиент, °С/км | |
| Сибирская платформа | 53 | 22 | 54 | 22 | 53 | 22 | 39 |
| Сино-Корейская платформа | 60 | 28 | 59 | 25 | 59 | 29 | 39 |
| западный блок | 49 | 26 | | | | | 43 |
| восточный блок | 64 | 30 | | | | | 35 |
| Платформа Янцзы | 53 | 21 | 54 | 21 | 57 | 22 | 38 |
| западный блок | 52 | 21 | | | | | 43 |
| восточный блок | 55 | 28 | | | | | 35 |
| Аргуно-Мамынский массив | 69 | 30 | 71 | 29 | 62 | 30 | 39 |
| Хингано-Буреинский массив | 48 | 21 | 48 | 21 | 48 | 21 | 36 |
| Массив Цзямусы | 55 | 28 | 55 | 28 | 55 | 28 | 35 |
| Ханкайский массив | 46 | 31 | 46 | 31 | 46 | 31 | 34 |
| Хуаянский массив | 59 | 32 | 61 | 32 | 59 | 34 | 32 |
| Массив Шан | 83 | 54 | 83 | 54 | 83 | 54 | 41 |
| Индосинийский массив | 50 | 23 | 51 | 20 | 52 | 24 | 31 |
| Среднее по блокам | 57 | 29 | | | | | 36 |
| Среднее по блокам к западу от Пограничной ступени | 58 | 28 | | | | | 36 |
| Среднее по блокам к востоку от Пограничной ступени | 56 | 30 | | | | | |
| Среднее по блокам с мощностью коры ≥ 36 км | 58 | 28 | | | | | |
| Среднее по блокам с мощностью < 36 км | 55 | 29 | | | | | |

контрастной геофизической границей области сочленения Азиатского континента и Тихого океана [9]. Она контролирует размещение докембрийских блоков, осадочных бассейнов, рудоносного магматизма [2, 10], хорошо выражена на гравитационных и магнитных картах, в рельефе поверхности Мохо. Проведенные расчеты геотермических характеристик не устанавливают существенных различий средних параметров для западных и восточных относительно Пограничной ступени докембрийских блоков. Наблюдается некоторое повышение средних значений теплового потока и понижение геотермического градиента в западных блоках по сравнению с восточными.

Следующее подразделение докембрийских блоков Восточной Азии основано на сравнении изменения геотермических характеристик и мощности земной коры. Средняя мощность земной коры изученных блоков равна 36 км. Нами были оценены средние значения теплового потока и геотермического градиента блоков с мощностью коры ≥ 36 км и < 36 км. Эти оценки не дают существенных различий указанных величин, отмечаются повышение среднего значения теплового потока и незначительное понижение геотермического градиента для блоков с утолщенной корой относительно блоков с утонченной корой. Отчетливое увеличение значений теплового потока и геотермического

Рис. 3. Схема размещения угленосных бассейнов Восточной Азии.

1-5 - угленосные бассейны: 1 - кайнозойские (цифры в кружках: 1 - Анадырский, 2 - Беринговский, 3 - Западно-Камчатский, 4 - Восточно-Камчатский, 5 - Сахалинский, 6 - Средне-Амурский, 7 - Бикинский, 8 - Павловский, 9 - И-шу, 10 - Угловский, 11 - Хунчунь); 2 - мезозойско-кайнозойские (12 - Марковский, 13 - Охотский, 14 - Амур-Зейский, 15 - Суифунский, 16 - Шэньян (включает бассейны Ляохэ и кайнозойский Фусинь), 17 - Бэйбу (включает Ханойский бассейн)); 3 - мезозойские (18 - Ленский, 19 - Зырянский, 20 - Аркагалинский, 21 - Анюйский, 22 - Чаун-Чукотский, 23 - Восточно-Чукотский, 24 - Омолонский, 25 - Омсукчанский, 26 - Южно-Якутский, 27 - Верхне-Зейский, 28 - Удской, 29 - Гербикино-Огоджинский, 30 - Буреинский, 31 - Гусиноозерско-Хилокский, 32 - Беклемшевско-Ингодинский, 33 - Харанорский, 34 - Керулено-Аргунский, 35 - Хайлар, 36 - Сунляо, 37 - Саньцзян, 38 - Вокэнхэ, 39 - Цзиси (Мулинский), 40 - Яньбян, 41 - Сучанский, 42 - Турфан, 43 - Улан-Баторский, 44 - Чойранский, 45 - Сайян-Шандинский, 46 - Ульдауитинский, 47 - Эрлянь, 48 - Хухото, 49 - Западно-Шандунский, 50 - Лицзянь); 4 - палеозойско-мезозойские (51 - Циляншань, 52 - Шаньси, 53 - Сычуань, 54 - Ганьцзян, 55 - Юаньшуй); 5 - палеозойские (56 - Улахан-Нурский, 57 - Хэтао, 58 - Чжаошунь-Алашань, 59 - Ордос, 60 - Северо-Китайский, 61 - Бохай, 62 - Миньхэ, 63 - Северный Цзянсу (Субэй), 64 - Цзянхань, 65 - Куньмин (Гуанси-Гуйчжоу), 66 - Чанша); 6 - границы Восточно-Азиатского грабенового пояса, западная - Пограничная гравитационная ступень.

Геотермические характеристики складчатых систем Восточной Азии

| Складчатые системы | Геотермические характеристики | | Положение относительно Пограничной ступени | | Возраст | Мощность земной коры, км |
|-----------------------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|--------|---------|--------------------------|
| | тепловой поток, мВт/м ² | геотермический градиент, °С/км | запад | восток | | |
| Еравнинская | 49 | 23 | + | | Pz | 41 |
| Цилянская | 51 | 27 | + | | Pz | 54 |
| Южно-Китайская | 50 | 24 | | + | Pz | 33 |
| Внутреннемонгольско-Большехинганская | 62 | 36 | + | | Pz | 43 |
| Гирин-Хэйлуцзянская | 64 | 35 | | + | Pz | 32 |
| Яно-Колымская | 64 | 25 | + | | Mz | 36 |
| Чукотская | 55 | 19 | + | | Mz | 35 |
| Монголо-Охотская | 44 | 21 | + | | Mz | 39 |
| Суньпань-Гардзе | 68 | 18 | + | | Mz | 57 |
| Циньлинская | 59 | 20 | + | + | Mz | 45 |
| Саньцзян | 101 | 50 | + | | Mz | 62 |
| Центральногайландско-Восточно-малакская | 67 | 33 | + | + | Mz | 35 |
| Сихотэ-Алинская | 51 | 31 | | + | Mz—Mz | 33 |
| Западно-Камчатская | 64 | 41 | | + | Kz | 33 |
| Гималайская | 73 | 40 | + | | Kz | 39 |
| Среднее по складчатым системам | 61 | 30 | | | | 41 |
| Среднее по складчатым системам к западу от Пограничной ступени | 63 | 28 | | | | |
| Среднее по складчатым системам к востоку от Пограничной ступени | 59 | 31 | | | | |
| Среднее по складчатым системам с мощностью коры >40 км | 65 | 29 | | | | 50 |
| Среднее по складчатым системам с мощностью коры <40 км | 57 | 29 | | | | 35 |
| Среднее по палеозойским системам | 55 | 29 | | | | |
| Среднее по мезозойским системам | 64 | 27 | | | | |
| Среднее по кайнозойским системам | 68 | 40 | | | | |

градиента при сокращении мощности земной коры устанавливается лишь для блоков Сино-Корейской платформы, где такими свойствами обладает восточный блок этой платформы. Средняя мощность его коры 35 км, а западного — 43 км.

Характеристики складчатых систем. Анализ геотермических свойств фанерозойских складчатых систем Восточной Азии, помимо оценки влияния на них мощности земной коры и положения систем относительно Пограничной гравитационной ступени, включал изучение изменения этих параметров в зависимости от возраста складчатости (см. табл. 4). Средняя мощность земной коры перечисленных в таблице складчатых систем (41 км) превышает среднюю мощность коры докембрийских блоков региона (36 км). Как и для докембрийских блоков с утолщенной корой, средний тепловой поток структур с мощностью коры ≥ 40 км несколько выше, чем для структур с утоненной корой, при равных средних значениях их геотермических градиентов.

Распределение геотермических характеристик складчатых систем относительно Пограничной ступени идентично таковому для докембрийских блоков. Как в первом, так и во втором случае средний тепловой поток внутриконтинентальных структур несколько выше, чем структур, находящихся к востоку от Пограничной ступени, а геотермический градиент, наоборот, ниже.

Более отчетливая закономерность изменения среднего теплового потока складчатых систем наблюдается с изменением их возраста. Устанавливается рост этой характеристики с омоложением складчатости: палеозойская — 55, мезозойская — 64, кайнозойская — 68 мВт/м². Геотермический градиент

Геотермические характеристики вулканических поясов Восточной Азии

| Вулканогенные пояса | Геотермические характеристики | | Положение относительно Пограничной ступени | | Возраст | Мощность земной коры, км |
|----------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|--------|---------|--------------------------|
| | тепловой поток, мВт/м ² | геотермический градиент, °С/км | запад | восток | | |
| Охотско-Чукотский | 68 | 22 | + | + | Mz | 36 |
| Олойский | 66 | 24 | + | | Kz | 33 |
| Центрально-Камчатский | 68 | 40 | | + | Kz | 34 |
| Восточно-Камчатский | 87 | 41 | | + | Mz | 32 |
| Забайкальский | 50 | 21 | + | | Mz | 42 |
| Восточно-Буреинский | 46 | 29 | + | + | Mz | 38 |
| Западно-Сихотэ-Алинский | 46 | 40 | | + | Mz | 34 |
| Восточно-Сихотэ-Алинский | 46 | 29 | + | | Mz | 32 |
| Дахинганский | 72 | 33 | + | + | Mz | 38 |
| Умлекано-Огоджинский | 83 | 38 | + | | Mz | 36 |
| Иньшаньский | 40 | 14 | + | | Mz | 41 |
| Южно-Корейский | 88 | 47 | | + | | 35 |
| Эменьшаньский | 62 | 26 | + | | Pz | 45 |
| Катазиатский (Восточно-Китайский) | 63 | 27 | | + | Mz | 33 |
| Среднее по поясам | 63 | 29 | | | | 36 |
| Среднее по поясам к западу от Пограничной Ступени | 61 | 23 | | | | |
| Среднее по поясам к востоку от Пограничной ступени | 65 | 34 | | | | |
| Среднее по поясам с мощностью коры >36 км | 62 | 31 | | | | 39 |
| Среднее по поясам с мощностью коры <36 км | 66 | 30 | | | | 33 |
| Среднее по палеозойским поясам | 62 | 26 | | | | |
| Среднее по мезозойским поясам | 61 | 29 | | | | |
| Среднее по кайнозойским поясам | 78 | 40 | | | | |

резко возрастает в кайнозойских складчатых системах по сравнению с мезозойскими и палеозойскими: 40 против 28 °С/км.

Рассмотрение индивидуальных геотермических характеристик складчатых систем обнаруживает нарушение закономерностей, полученных по усредненным параметрам этих свойств. Максимальные значения теплового потока 101 мВт/м² и геотермического градиента 50 °С/км характерны для раннемезозойской складчатой системы Саньцзян, но ее пересекает Китайско-Монгольский субмеридиональный линеймент [16], совпадающий с известным сейсмическим поясом Север — Юг, разделяющим территорию Китая на Западный и Восточный Китай. Мощность земной коры системы Саньцзян максимальная среди приведенных в табл. 4 складчатых систем. В то же время минимальные значения геотермических параметров устанавливаются также среди раннемезозойских складчатых систем. Они присущи Монголо-Охотской системе — 44 мВт/м² и 21 °С/км.

Характеристики вулканогенных поясов. Изучение геотермических свойств вулканогенных поясов Восточной Азии (см. табл. 5) производилось по той же схеме, что и складчатых систем. Среди вулканогенных поясов максимальными значениями геотермических параметров (88 мВт/м² и 47 °С/км) обладают окраинно-континентальные вулканогенные пояса (Восточно-Камчатский, Южно-Корейский). Наименьшие средние значения теплового потока (40—46 мВт/м²) и геотермического градиента (15—25 °С/км) устанавливаются для внутриконтинентальных поясов (Иньшаньский, Олойский). Но среди последних наблюдаются пояса с повышенными значениями геотермических параметров (Умлекано-Огоджинский, Дахинганский).

Сводная таблица геотермических характеристик осадочных бассейнов Восточной Азии

| Осадочные бассейны | Тепловой поток, мВт/м ² | | | Геотермический градиент, °С/км | | | Мощность земной коры, км |
|---------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|--------------|-------------|--------------------------------|--------------|-------------|--------------------------|
| | средний | максимальный | минимальный | средний | максимальный | минимальный | |
| Нефтегазоносные | | | | | | | |
| Среднее по бассейнам | 63 | 180 | 37 | 43 | 233 | 17 | 34 |
| Среднее по бассейнам к западу от Пограничной ступени | 56 | 90 | 37 | 24 | 42 | 17 | 42 |
| Среднее по бассейнам к востоку от Пограничной ступени | 70 | 180 | 45 | 50 | 233 | 21 | 30 |
| Среднее по бассейнам к востоку от Пограничной ступени без учета окраинных морей | 60 | 86 | 45 | 38 | 63 | 21 | 34 |
| Среднее по бассейнам с мощностью коры >34 км | 55 | 68 | 37 | 27 | 42 | 17 | 41 |
| Среднее по бассейнам с мощностью коры <34 км | 66 | 180 | 43 | 49 | 233 | 21 | 29 |
| Среднее по палеозойско-мезозойским и мезозойским бассейнам | 63 | 81 | 41 | 23 | 28 | 19 | 42 |
| Среднее по мезозойско-кайнозойским и кайнозойским бассейнам | 64 | 180 | 37 | 45 | 233 | 17 | 32 |
| Угленосные | | | | | | | |
| Среднее по бассейнам | 56 | 90 | 24 | 30 | 46 | 11 | 38 |
| Среднее по бассейнам к западу от Пограничной ступени | 56 | 90 | 24 | 26 | 44 | 11 | 42 |
| Среднее по бассейнам к востоку от Пограничной ступени | 57 | 86 | 46 | 32 | 46 | 17 | 32 |
| Среднее по бассейнам с мощностью коры >38 км | 55 | 75 | 24 | 23 | 44 | 11 | 44 |
| Среднее по бассейнам с мощностью коры <38 км | 54 | 90 | 43 | 39 | 46 | 17 | 33 |
| Среднее по палеозойско-мезозойским и мезозойским бассейнам | 55 | 75 | 24 | 24 | 37 | 11 | 39 |
| Среднее по мезозойско-кайнозойским и кайнозойским бассейнам | 57 | 90 | 46 | 32 | 46 | 21 | 32 |

Вулканогенные пояса, расположенные к востоку от Пограничной гравитационной ступени, характеризуются меньшим повышением теплового потока и более резким геотермическим градиентом, чем пояса к западу от нее.

Заметного изменения геотермических характеристик в зависимости от мощности земной коры вулканогенных поясов не наблюдается. Слабое возрастание величины теплового потока для поясов с сокращенной корой не сопровождается возрастанием геотермического градиента. Следует отметить, что самым вулканогенным поясам, как правило, соответствует резкое градиентное изменение мощности земной коры.

Дифференциация геотермических характеристик вулканогенных поясов разного возраста выражена слабее, чем для складчатых систем. Отмечается скачок повышения среднего теплового потока и геотермического градиента кайнозойских вулканогенных поясов по сравнению с их значениями для мезозойско-кайнозойских поясов и полей вулканитов палеозоя (эменьшаньские базальты). Последние не различаются по величине среднего теплового потока и характеризуются плавным повышением геотермического градиента по мере их омоложения. Для отдельных вулканогенных поясов такие закономерности могут не выдерживаться. Так, Южно-Корейский пояс, сложенный преимущественно мезозойскими вулканитами с явно подчиненным им развитием кайнозойских вулканитов, имеет сопоставимые или более высокие значения теплового потока и геотермического градиента, чем вулканогенные пояса кайнозоя.

Характеристики осадочных бассейнов. Из всех изученных нами структурных элементов земной коры Восточной Азии наибольшее количество

объектов, охваченных геотермическими наблюдениями, принадлежит к осадочным бассейнам (см. табл. 1). Наблюдения проводились в 54 нефтегазоносных и 48 угленосных бассейнах. Расчеты показателей, определяющих связь геотермических данных с глубинным строением, позволили выявить более четкие закономерности и несколько иную картину этих связей, чем у описанных выше структурных элементов.

В табл. 6 приведены средние, максимальные и минимальные значения теплового потока и геотермического градиента для нефтегазоносных и угленосных бассейнов главным образом по тем же признакам, что и для других структур (положение относительно Пограничной ступени, мощность земной коры, возраст бассейна).

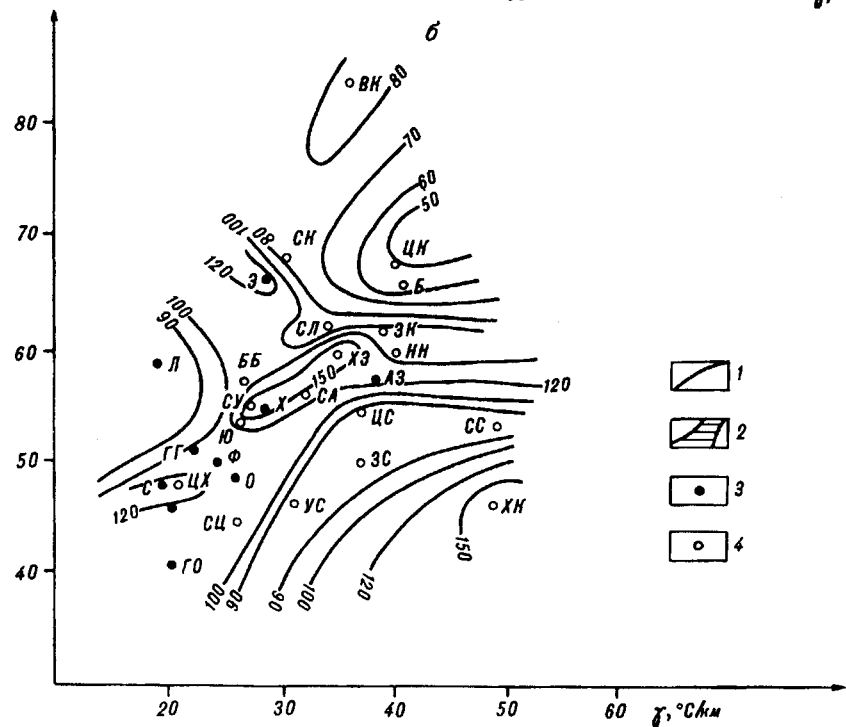
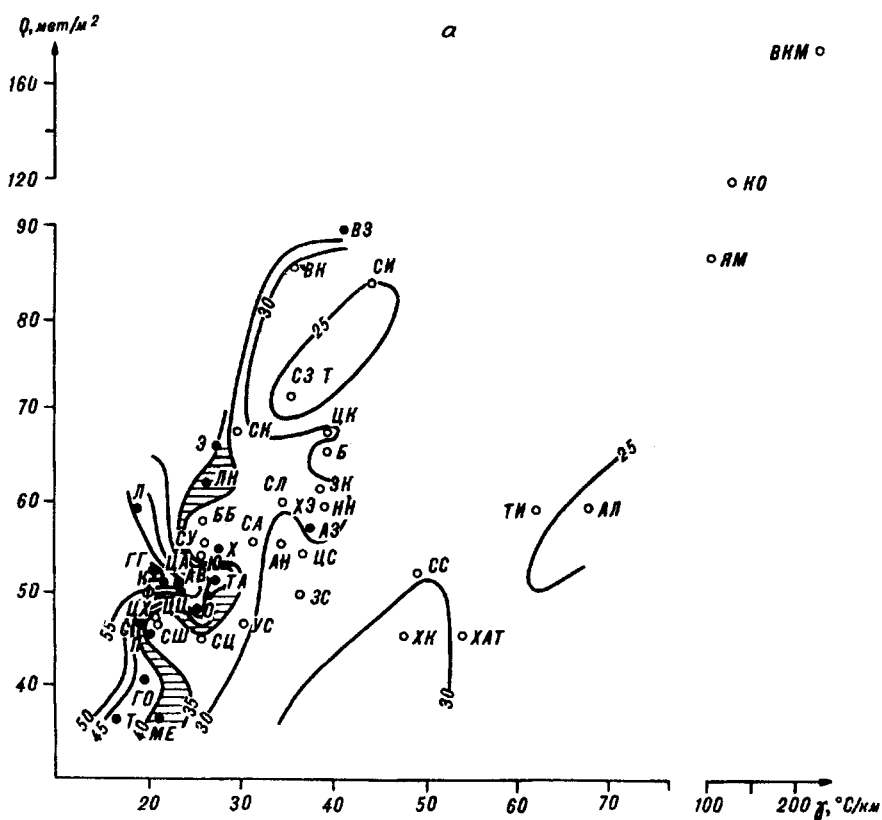
Из табл. 6 следует, что средний тепловой поток и геотермический градиент как нефтегазоносных, так и угленосных бассейнов, находящихся к западу и востоку от Пограничной гравитационной ступени, различаются. К западу от ступени располагаются бассейны с более низкими суммарными значениями этих параметров, а к востоку — с более высокими. Причем градиентность нарастания их значений увеличивается и далее в сторону Тихого океана в осадочных бассейнах окраинных морей.

Отчетливое повышение как теплового потока, так и геотермического градиента устанавливается для осадочных бассейнов с утоненной корой по сравнению с бассейнами, где мощность земной коры равна или выше средней для осадочных бассейнов рассматриваемых типов. При этом средняя мощность коры нефтегазоносных бассейнов Восточной Азии составляет 34 км, а угленосных 38 км.

Зависимость геотермических характеристик осадочных бассейнов от их возраста четко соблюдается для средних значений геотермического градиента. Что касается теплового потока, то средняя его величина для нефтегазоносных бассейнов разного возраста остается неизменной, а для угленосных с омоложением бассейнов слабо увеличивается. Помимо геотермической информации в табл. 6 можно почерпнуть сведения о распределении средней мощности земной коры осадочных бассейнов разных категорий и групп.

На примере докембрийских платформ и срединных массивов нами сделана попытка оценки влияния осадочных бассейнов на геотермическую характеристику структурных элементов земной коры, вмещающих эти бассейны. Казалось бы, что осадочные бассейны Восточной Азии, имеющие связь с глубокими горизонтами земной коры и верхней мантией, должны рассматриваться в качестве основных источников тепла и вносить серьезный вклад в величину средних геотермических параметров этих элементов коры. Данные табл. 3 показывают, что влияние осадочных бассейнов не отражается резко на величине этих параметров. Следовательно, процесс проникновения глубинного тепла на поверхность происходит многообразно. Проводниками тепла могут быть глубинные разломы, магмоподводящие каналы, осадочные бассейны и т. д. Сами осадочные бассейны не нарушают общий баланс этого процесса, и их вклад соизмерим с вкладом других теплоносителей. Тем не менее связь геотермических характеристик тектонических элементов Восточной Азии с глубинным строением, особенно осадочных бассейнов, даже на уровне осредненных параметров, рассмотренных нами при анализе данных табл. 6, достаточно четко выражена.

Для выяснения новых, дополнительных к установленным выше связей геотермических характеристик осадочных бассейнов с глубинным строением, основанных на индивидуальных свойствах каждого нефтегазоносного и угленосного бассейна, нами было проведено количественное сопоставление их с другими геофизическими признаками этих бассейнов. В качестве таких признаков взяты мощности земной коры и литосферы и было изучено распределение этих параметров в геотермических координатах. Процедура построений заключалась в следующем. По оси абсцисс откладывалось среднее значение геотермического градиента, а по оси ординат — теплового потока. Эти значения служили координатами каждого бассейна, обеспеченного геотермическими данными, по которым не только определялось его положение в корреляционном поле этих параметров, но и выносилось значение



третьего независимого параметра — мощности земной коры или литосферы. Для удобства рассмотрения распределение третьего параметра представлено в виде карты изолиний, но не в географических, а в геотермических координатах.

В результате были построены схемы-графики распределения мощности земной коры и литосферы в геотермических координатах нефтегазоносных (рис. 4) и угленосных (рис. 5) бассейнов Восточной Азии. На рис. 4, а и 5, а видно, что бассейны, находящиеся к западу от Пограничной гравитационной ступени (см. рис. 2, 3), характеризуются, как правило, более толстой корой, располагаясь преимущественно в левой части рисунков, или попадают в область градиентного изменения мощности земной коры в указанных геотермических координатах. Зона градиентного изменения мощности коры наиболее протяженная в интервале глубин до подошвы коры 35—40 км. Таким образом на этих рисунках мы получаем своеобразное повторение положения Пограничной гравитационной ступени, в котором общими признаками являются сходный характер размещения осадочных бассейнов и наличие ступени в рельефе Мохо.

Помимо отмеченной закономерности расположения бассейнов по разные стороны от Пограничной ступени выявляется еще ряд интересных геофизических особенностей. Для западных бассейнов характерно их линейное группирование, когда при сравнительно узком интервале значений геотермического градиента 15—25 °С/км для нефтегазоносных и 12—30 °С/км для угленосных бассейнов значения среднего теплового потока в бассейнах возрастают от 35 до 90 в нефтегазоносных и от 23 до 90 мВт/м² в угленосных бассейнах. Следовательно, для нефтегазоносных и угленосных бассейнов, расположенных к западу от Пограничной ступени, определяющим геотермическим параметром является коэффициент теплопроводности горных пород бассейнов.

К востоку от Пограничной ступени ведущим свойством бассейнов становится геотермический градиент. Характер распределения мощности этой области рассеянный, мощность коры менее 35 км. Некоторая упорядоченная дифференциация в размещении восточных бассейнов по их геотермическим координатам в виде цепочек наблюдается для нефтегазоносных бассейнов (см. рис. 4, а). Одну из цепочек составляют осадочные бассейны Восточно-Китайского, Японского, Охотского и Берингова морей, другую — Южно-Китайского, Желтого морей и ряд континентальных и терраквальных бассейнов. Для этих цепочек, особенно первой, можно предполагать свою зависимость их расположения от изменения теплопроводности пород наряду с определяющим общим влиянием геотермического градиента на распределение нефтегазоносных бассейнов к востоку от Пограничной ступени.

Общая тенденция зависимости геотермических параметров бассейнов от мощности коры — увеличение их значений с сокращением мощности коры, просматривается на рис. 4, а и 5, а для осадочных бассейнов в целом, но наиболее четко она выражена для восточных бассейнов.

Иначе обстоит дело с распределением мощности литосферы в геотермических координатах. Характер ее изменений для нефтегазоносных и угленосных бассейнов различный (см. рис. 4, б и 5, б). Сходство заключается лишь в количестве выделяемых областей: на обеих схемах устанавливается по три области (верхняя, центральная, нижняя), каждая со своей структурой,

Рис. 4. Схема распределения мощности земной коры (а) и литосферы (б) нефтегазоносных бассейнов Восточной Азии в геотермических координатах.

1 — изолинии мощности земной коры, литосферы, км; 2 — зона повышенного градиента мощности коры; 3 — бассейны западнее Пограничной ступени (Т — Турфан, Го — Гоби, П — Приморский, С — Сьчуань, О — Ордоэ, Ф — Феньцзы (Шаньси), АВ — Алдано-Виллюский, ШШ — Цаюцзюань, ЦА — Цайдам, ГГ — Гуанси-Гуйчжоу, ТА — Тарим, Х — Хайлар, Л — Лицзян (Чусюн), АЗ — Амуро-Зейский, ЛН — Ленский, Э — Эрлянь, ВЗ — Верхне-Зейский, МЕ — Менамский, К — Корат (Кхорат)); 4 — бассейны восточнее Пограничной ступени (СЦ — Сандззян, СШ — Сандшуй, ХК — Ханкайский, УС — Усуэрийский, ЦХ — Цзяннань, ХАТ — Хатырский, ЗС — Западно-Сахалинский, СС — Северо-Сахалинский, Ю — Юаньшуй, СУ — Субэй, ВБ — Вэйбу, СА — Средне-Амурский, ЦС — Центрально-Сахалинский, АН — Анадырский, ХЭ — Хэнлянь, СЛ — Суляо, НН — Наньян, ТИ — Тинро, ЗК — Западно-Камчатский, Б — Бохай, ЦК — Центрально-Камчатский, СК — Северо-Китайский, ВК — Восточно-Камчатский, СИ — Спасский, ЯМ — Япономорский, АЛ — Алеутский, КО — Командорский, ВКМ — Восточно-Китайско-морский, СЗТ — Северо-западно-Тайваньский).

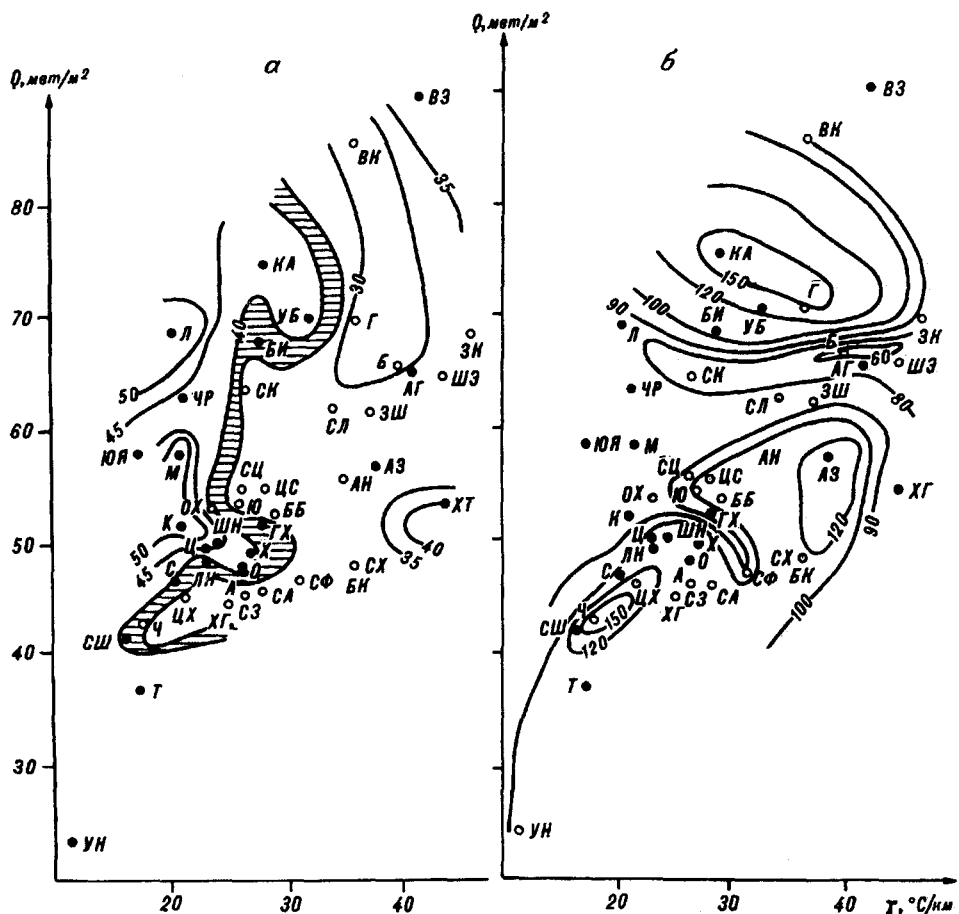


Рис. 5. Схема распределения мощности земной коры (а) и литосферы (б) угленосных бассейнов Восточной Азии в геотермических координатах.

Бассейны западнее Пограничной ступени: УН – Улахан-Нурский, Т – Турфан, СШ – Сайн-Шандинский, С – Сычуань, О – Ордос, ЛН – Ленский, Х – Хайлар, ШН – Шаньси, Ц – Цилияншань, ГХ – Гусиноозерско-Хилоцкий, К – Куньмин, ХТ – Хэгао, АЗ – Амуро-Зейский, М – Миньцэ, ЮЯ – Южно-Якутский, ЧР – Чойрэнский, АГ – Аркагалинский, БИ – Беклемишевско-Ингодинский, Л – Лицзян, УБ – Улан-Баторский, КА – Керулено-Аргунский, ВЗ – Верхне-Зейский; бассейны восточнее пограничной ступени: Ч – Чанша, ХГ – Хэган, СЗ – Саньцзян, ЦХ – Цзянхань, А – Анюйский, СА – Средне-Амурский, СФ – Суйфунский, БК – Бикинский, СХ – Сахалинский, ББ – Бэйбу, ОХ – Охотский, Ю – Юаньшуй, СИ – Северный Цзянсу, ЦС – Цзиси, АН – Анадырский, ЗШ – Западно-Шаньдунский, СЛ – Сунляо, СК – Северо-Китайский, ШЭ – Шэньян, Б – Бохай, ЗК – Западно-Камчатский, Г – Ганьцзян, ВК – Восточно-Камчатский; остальные условные обозначения см. на рис. 4.

конфигурацией и признаками (мощностью литосферы, типом бассейнов и т. д.), но набор этих характеристик диаметрально противоположный.

Если для нефтегазоносных бассейнов центральная область отличается от соседних повышенным средним уровнем значений мощности литосферы 100–130 км (см. рис. 4, б), то для угленосных бассейнов наблюдается относительное сокращение мощности центральной области (70–90 км) по сравнению с верхней и нижней областями схемы-графика (см. рис. 5, б). В центральной области рис. 4, б сосредоточены преимущественно нефтегазоносные бассейны, расположенные западнее Пограничной гравитационной ступени, а в такой же области рис. 5, б преобладают восточные угленосные бассейны.

Сравнительно однородную структуру имеют верхние области обеих схем. Это овальной формы поднятие (см. рис. 4, б) и погружение (см. рис. 5, б) кровли астеносферы. Для нефтегазоносных бассейнов мощность литосферы в поднятии составляет 50–80 км, а для угленосных в погружении 100–150 км. Нефтегазоносные бассейны этой области все принадлежат территории к западу от Пограничной ступени, а среди угленосных аналогичной области западные бассейны лишь преобладают.

Нижняя область на схеме распределения мощности литосферы нефтегазоносных бассейнов, так же как и верхняя, представлена восточными бассей-

нами. Она имеет форму неширокого вытянутого с изгибом поднятия (см. рис. 4, б) с мощностью литосферы 90—100 км, обрамленного погружениями подошвы литосферы до 100—150 км. В нижней области угленосных бассейнов (см. рис. 5, б) сосредоточены как западные, так и восточные угленосные бассейны. Форма области эллипсоидная, мощность литосферы 100—130 км.

Наиболее сложная проблема — объяснение природы выделенных областей распределения мощности литосферы осадочных бассейнов в геотермических координатах. Признаками самого общего характера можно считать принадлежность областей с сокращенной мощностью литосферы тектонически активным регионам, а с утолщенной литосферой — более спокойным в этом отношении территориям. Однако наличие бассейнов с высокими геотермическими параметрами в областях с утолщенной литосферой говорит о схематичности сделанного вывода. Это может быть связано с недостатком и достоверностью данных о мощности литосферы осадочных бассейнов. Проведенное районирование осадочных бассейнов по изменению мощности литосферы под ними и их геотермическим характеристикам надо рассматривать как первое приближение к реальности, которое будет уточняться в последующем по мере накопления фактических данных.

Выводы. 1. Средние значения теплового потока и геотермического градиента основных структурных элементов земной коры Восточной Азии примерно близки, но их изменения и связи с глубинным строением для отдельных групп элементов различны.

2. Изменения геотермических параметров докембрийских блоков и фанерозойских складчатых систем в зависимости от мощности земной коры и положения на окраине континента (относительно Пограничной гравитационной ступени) характеризуются повышением теплового потока и понижением геотермического градиента для внутриконтинентальных структур с утолщенной корой по сравнению с расположенными на краю континента с утоненной корой. Первая особенность может объясняться современной тектонической активностью, вторая — сокращением мощности коры. Для окраинно-континентальных вулканогенных поясов с утоненной корой отмечается повышение теплового потока.

3. С омоложением возраста складчатости систем и вулканитов поясов наблюдается увеличение теплового потока и геотермического градиента этих структур, особенно в кайнозое.

4. Нефтегазоносные осадочные бассейны четко выделяются повышением средних значений теплового потока и геотермического градиента при сокращении мощности земной коры, приближении к Тихому океану и омоложении возраста бассейнов; для угленосных — эта закономерность сохраняется лишь в отношении геотермического градиента.

5. Изучение распределения мощности земной коры и литосферы осадочных бассейнов в геотермических координатах позволило установить: определяющую роль теплопроводности горных пород в эволюции западных бассейнов и геотермического градиента — восточных, структурную инверсию литосферы нефтегазоносных бассейнов относительно угленосных. Последнее частично связано с развитием молодых нефтегазоносных бассейнов по более ранним угленосным.

6. Вклад осадочных бассейнов в геотермический баланс докембрийских блоков соизмерим с вкладом других теплоносителей (глубинных разломов, магматических тел и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вань Цзюань, Хуан Шан-Яо, Хуан Го-Шан, Ван Ци-Ян. Основные характеристики распределения геотемператур Китая. — Изд-во сейсмологии, 1990. (На кит. яз.).
2. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 3—13.
3. Веселов О. В., Лишина Е. Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и запада Тихого океана. — Владивосток, 1982.
4. Карсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 256, № 1. — С. 150—152.

5. *Карта геотермического режима земной коры территории СССР 1 : 10 000 000/* Министерство геологии СССР; ВСЕГЕИ; ВНПО Аэрогеология.— М., 1978.
6. *Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов 1 : 10 000 000/* ГУГК СМ СССР.— М., 1980.
7. *Карта теплового потока западной части Тихого океана 1 : 15 000 000/* ДВНЦ АН СССР.— Хабаровск, 1980.
8. *Карта теплового потока Тихого океана и сопредельных континентов 1 : 10 000 000/* ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1988.
9. *Мальшиев Ю. Ф.* Связь поверхностных и глубинных структур на окраине Восточной Азии (проблема западной глубинной границы зоны сочленения «континент — океан») // Тез. докл. I Советско-Китайский симпозиум (13—17 сентября 1987, Находка).— Владивосток, 1987.— С. 45—47.
10. *Мальшиев Ю. Ф., Романовский Н. П.* Глубинное строение и магматогенно-рудные системы Восточной Азии // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР.— М., 1990.— С. 20—31.
11. *Моисеенко И. И., Смыслов А. А., Родионова А. Н., Чадович Т. З.* Карта геотермического режима земной коры территории СССР (объяснительная записка к карте м-ба 1 : 10 000 000).— Л., 1978.
12. *Смирнов Я. Б.* Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур м-ба 1 : 10 000 000)/ГУГК СМ СССР.— М., 1980.
13. *Туезов И. К.* Геотермическая астеносфера Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.
14. *Туезов И. К.* Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов (пояснительная записка к карте м-ба 1 : 10 000 000)/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1988.
15. *Туезов И. К., Веселов О. В., Липина Е. Н.* Тепловой поток запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии (объяснительная записка к карте м-ба 1 : 15 000 000)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.
16. *Чень Го-да.* Гигантский металлогенический — тектонический пояс северо-южного простирания в Восточной Азии // Сборник конспектов научных трактатов для участия в IV Китайско-Советском симпозиуме по геологии, геофизике, геохимии и металлогении зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану/Институт геотектоники АН КНР в г. Чанша.— Чанша, 1990.
17. *Lithosphere dynamics map of China and adjacent seas.* Scale 1 : 4 000 000/Chief editor Ma Xingyan/Geological Publishing House.— Beijing, China, 1986.
18. *Tuevov I. K., Yevaneshnikov V. D., Hayakawa M.* Geothermy geothermal field of Asia-Pacific tectonosphere, history of its development and practical implication.— Tokai University Press, 1992.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
29 июня 1993 г.

УДК 552.321(265.58)

А. Н. Маляренко, Е. П. Леликов

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНЫЕ И ПЛАГИОГРАНИТНЫЕ АССОЦИАЦИИ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Приведена характеристика гранитоидов позднемезозойского и кайнозойских комплексов, установленных при морских геологических работах на подводных хребтах Кюсю-Палау, Дайто и плато Амами в Филиппинском море. На основании петрогеохимических данных показано, что изученные породы являются производными различных магм: океанической толентовой (поздне-мезозойский комплекс), островодужной толентовой (кайнозойский комплекс северной части моря) и известково-щелочной островодужной (район сочленения хребта Кюсю-Палау с Центральным разломом). Образование гранитных расплавов связывается с увеличением мощности коры в аккреционных зонах, появлением локальных очагов плавления в нижних частях коры, дифференциацией магматического расплава вплоть до появления полнокристаллических габбро-плагиогранитных пород, кристаллизовавшихся в условиях малых глубин. Формирование гранитоидов связано с этапами преимущественного сжатия изученных структур.

Гранитоидный магматизм широко проявлен в окраинных морях западной части Тихого океана. Он представляет большой интерес для понимания истории становления и развития земной коры этих морей и переходной зоны от океана к континенту. Особого внимания заслуживает гранитоидный магматизм Филиппинского моря, заложившегося, по мнению большинства исследователей, на коре океанического типа.

В данной статье охарактеризованы гранитоиды внутренней части моря и не рассматриваются гранитоиды островных склонов глубоководных желобов [2, 3].

В пределах Филиппинского моря гранитоиды известны на плато Амами, хребтах Дайто и Кюсю-Палау, в южной и северной части последнего (рис. 1). Все они могут быть разделены на несколько разновозрастных комплексов, различающихся по геоструктурному положению и петрогеохимическим особенностям.

Мезозойские гранитоиды. Установлены на хребте Кюсю-Палау и плато Амами.

П л а т о А м а м и. Здесь на трех станциях (GDP-11-17, КН76-2-1, КН82-4-12) в интервале глубин 2100—1800 м совместно с авгитовыми габбро и вулканитами (базальтами и андезитами) подняты биотит-роговообманковые тоналиты и гранодиориты. Они сложены плагиоклазом, кварцем, зеленой роговой обманкой, титаномагнетитом, в небольших количествах в них присутствуют биотит и апатит [21, 30].

Х р е б е т К ю с ю - П а л а у. На этом хребте мезозойские гранитоиды установлены в его южной части. Они подняты на трех станциях драгирования (7577, 7578, 7585) с глубины 2500—4000 м с восточного склона хребта, примыкающего к впадине Паресе-Вела, совместно с метаморфизованными породами, в которых они образуют жилы, дайки и небольшие тела, параллельные сланцеватости.

Метаморфические породы представлены эпидот-альбит-актинолитовыми, хлорит-альбит-кварц-эпидотовыми, кварц-эпидотовыми сланцами, а гранитоиды — разгнейсованными плагиогранитами и диоритами [4].

Разгнейсованные плагиограниты — мелко-среднезернистые породы светло-, зеленовато-серого цвета с blastomylonitовой, реже нематогранобластовой структурой основной массы. Текстура очковая, сланцевая. Сланцеватость обусловлена ориентированным расположением темноцветных минералов. Очковые выделения представлены реликтовыми зернами плагиоклаза состава олигоклаз-андезин (23—30 % Ан) размером до 5 мм, в которые включены более мелкие зерна эпидота, кварца, актинолита. Основная масса сложена мелкозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом, содержащим хлорит (Nm 1,602—1,605), эпидот, реже актинолит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рутил, пирит. Первичные темноцветные минералы полностью замещены хлоритом или агрегатами хлорита и эпидота. Кварц присутствует в виде зубчатых зерен роговиковой структуры с волнистым, иногда мозаичным погасанием.

Разгнейсованные диориты по текстурно-структурным особенностям аналогичны плагиогранитам, отличаясь от них более высоким содержанием вторичных темноцветных минералов, среди которых, наряду с хлоритом, в значительных количествах содержится актинолит. Реликтовые зерна представлены андезитом (35—38 % Ан). Первичные темноцветные минералы полностью замещены агрегатами актинолита (Ng — 1,659—1,661; f — 38—40), хлорита (Nm — 1,601), эпидота, кварца.

Возраст гранитоидов на основании данных радиоизотопного анализа и характера взаимоотношений с вмещающими породами определен как мезозойский (табл. 1).

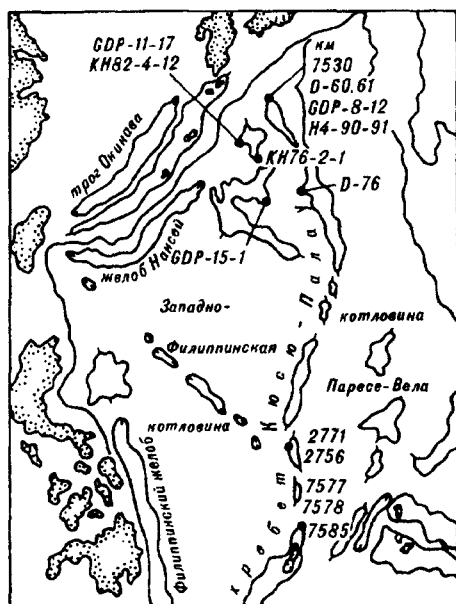


Рис. 1. Схема распространения гранитоидов в структурах дна Филиппинского моря.

Результаты радиоизотопного определения возраста гранитоидов

| Номера проб | Породы | Содержание К, % | Содержание Ar ⁴⁰ , г · 10 ⁻⁷ | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ г/г | Возраст, млн лет |
|----------------------|------------------------|-----------------|----------------------------------------------------|------------------------------|------------------|
| 1. 7585-2 | Разгнейсованный диорит | 0,23 | 0,0199 | 0,007107 | 125 |
| 2. 7585-2 | » | 0,23 | 0,0189 | 0,006750 | 118 |
| 3. 7585-9 | » | 0,33 | 0,0200 | 0,004938 | 86 |
| 4. 7585-9 | » | 0,33 | 0,0201 | 0,004963 | 87 |
| 5. Н4-90/М | Плагиогранит | 0,65 | 0,019446 | 0,002508 | 42,7 |
| 6. Н4-91/М | » | 1,35 | 0,02946 | 0,001830 | 31,2 |
| 7. Н4-91/М | » | 1,35 | 0,02468 | 0,001533 | 26,2 |
| 8. GDP-8-12 | » | | | | 37,4 ± 6 |
| 9. КН74-7-150-1(-60) | » | | | | 37,5 ± 1,9 |
| 10. КН74-7-175(G-76) | Тоналит | | | | 48,5 ± 1,4 |
| 11. GDP-11-17 | Тоналит | | | | 69,5 ± 2 |
| 12. GDP-11-17 | Роговая обманка | | | | 75,1 ± 2,4 |

Примечание. Анализы 5–7 выполнены в ППО Приморгеология, аналитик А. А. Грачева. 1–4 — южная часть хр. Кюсю-Палау [4], 5–9 — гора Комахаси-Дайни (8, 9 — [29]), 10 — гора Минами-Кохо [26], 11, 12 — плато Амами [25]. Возраст обр. GDP-8-12, определенный методом треков, составляет $51 \pm 20\%$ млн лет [27].

Кайнозойские гранитоиды. Кайнозойские гранитоиды развиты в северной, центральной и южной частях Филиппинского моря и пользуются более широким распространением. Они драгированы на хребтах Дайто и Кюсю-Палау. На хр. Кюсю-Палау гранитоиды подняты как с гор, расположенных в пределах северной (горы Комахаси-Дайни, Минами-Кохо) части, так и с вулканических построек его южной части (см. рис. 1).

Хребет Дайто. На хр. Дайто биотит-роговообманковые диориты подняты с глубины 2800—2700 м (ст. GDP-15-1) совместно с комплексом вулканических и метаморфическими породами [23, 28].

Гора Минами-Кохо. На горе Минами-Кохо (ст. КН74-7-175) драгированы биотит-роговообманковые гранодиориты с многочисленными ксенолитами авгит-роговообманковых базальтов [26].

Гора Комахаси-Дайни. Гора расположена в северной части хр. Кюсю-Палау. Она вытнута в северо-западном направлении и возвышается над хребтом более чем на 2000 м. Минимальная глубина над уплощенной вершинной поверхностью горы составляет 289 м. Здесь получен наиболее представительный материал по гранитоидным породам. Последние были подняты в нескольких рейсах научно-исследовательских судов различных стран со склонов горы и привершинной ее части на семи станциях драгирования [5, 6, 12—14, 21]. Расстояние между станциями изменяется от 2 до 5—7 км, охватывая площадь порядка 20×30 км и интервал глубин от 900 до 2300 м.

Гранитоиды драгированы в виде глыб размером 30×50 см, валунов, щебня, мелких обломков и галек в ядрах железомарганцевых конкреций. Общий вес пород, поднятых в одной драге, превышает 200 кг (станции КМ, Н4-90, 4-91). Кроме этого, на ст. Н4-91 подняты глыбы конгломератов и конглобрекчий с известковистым цементом ранне-среднемиоценового возраста, обломочная часть которых представлена галькой, полуокатанными обломками, щебнем и гравием гранитоидов. Таким образом, в пределах горы Комахаси-Дайни развито интрузивное тело, в строении которого принимают участие разнофациальные породы: кварцевые диориты (ст. GDP-8-12), биотит-роговообманковые тоналиты и гранодиориты (станции D-60, D-61, GDP-8-12), трондземиты (ст. GDP-8-12), биотитовые (ст. КМ) и биотит-роговообманковые (станции Н4-90, Н4-91) плагиограниты. Последние пользуются наибольшим распространением.

Биотитовые плагиограниты [14] — массивные породы серого цвета. Они состоят из плагиоклаза (54,1 %), кварца (35,3 %), биотита (8,5 %), акцессорных и рудных (2,1 %) минералов. Это мелко- и неравномерно-зернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. Плагиоклаз образует зональ-

ные зерна размером от 0,5 до 2 мм и представлен реакционным рядом андезин (35—42 % Ан) — олигоклаз (20—28 % Ан). Андезин слагает ядра кристаллов, а олигоклаз — внешние их зоны. Кварц образует субидiomорфные и ксеноморфные зерна размером от 0,5 до 2 мм, трещиноватые, иногда с мозаичным погасанием. Биотит присутствует в виде скоплений, образованных мелкими идиоморфными, удлинёнными чешуйками размером от сотых долей до 0,25 мм. Скопления достигают размеров до 2—2,5 мм. Он плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого цвета ($Nm = 1,658$, $f = 62$), часто хлоритизирован. Акцессорные минералы: циркон и апатит.

Биотит-роговообманковые плагиограниты — средnezернистые светло-, зеленовато-серые массивные породы с гипидиоморфно-зернистой структурой, сложенные зональным плагиоклазом (50—55 %), кварцем (30—35 %), биотитом (3—8 %), роговой обманкой (1—5 %). Акцессорные минералы: циркон, апатит; рудный — магнетит. Отмечаются редкие ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата размером до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Первая — мелкие (до 0,5 мм) удлинённые зерна, которые включены в биотит, роговую обманку и плагиоклаз второй генерации. Вторая — широкие зональные таблицы, образующие как идиоморфные кристаллы, так и их сростки. Центральная часть последних представлена андезин-лабрадором (45—55 % Ан), краевая — олигоклаз-андезином (28—32 % Ан). По валовому химическому анализу в них отмечается пониженное содержание ортоклазовой составляющей (5,5—6,5 %) и повышенное — альбитовой. По степени упорядоченности, определенной различными методами [6, 18, 22, 31], плагиоклазы биотит-роговообманковых плагиогранитов относятся к неупорядоченным и слабоупорядоченным сериям: $S(DAL)$ для них составляет 1,3; количество алюминия в позиции T_1O — 0,31. Калиевый полевой шпат — промежуточный ортоклаз (ΔZ 0,43), имеет низкую упорядоченность ($\delta_{ик}$) — 0,07—0,14; количество алюминия в позиции T_1O — 0,36. Кварц в виде ксеноморфных зерен выполняет промежутки между зернами плагиоклаза, а также образует обособленные гломеропорфиновые сростки диаметром до 10 мм. Биотит обычно присутствует в виде коротких широких таблиц, плеохроирующих в коричневых тонах. По отношению к плагиоклазу он ксеноморфен, по отношению к кварцу — идиоморфен. Степень измененности биотита неодинакова в различных образцах. Отмечается полное его замещение агрегатом хлорита и эпидота, но в большинстве случаев наблюдается слабая хлоритизация краевых частей кристаллов. Роговая обманка образует светло-зеленые удлинённые кристаллы размером до 2,5 мм, часто в сростках с биотитом.

Биотит-роговообманковые гранодиориты и тоналиты по структурно-текстурным особенностям сходны с плагиогранитами, отличаясь от них отсутствием калишпата и присутствием большего количества темноцветных минералов (до 30 %), при преобладании роговой обманки.

Гранитоиды, развитые на горе Комахаси-Дайни, перекрыты ранне-среднемиоценовыми конгломератами [8] и позднемиоценовыми органогенными известняками [5]. Возраст гранитоидов (калий-аргоновый метод), приведенный по данным различных исследователей, варьирует от 51 до 26 млн лет (см. табл. 1). Учитывая взаимоотношения с перекрывающими породами, верхнюю возрастную границу можно определить как донеогеновую, но, принимая во внимание время, необходимое для эрозионного среза гранитоидного массива и образования конгломератов, а также наиболее древние датировки возраста гранитоидов данной структуры, можно говорить о палеоценовом времени становления пород комплекса.

Южная часть хребта Кюсю - Палау. В зоне сочленения хребта с Центральным (Тайваньским) разломом гранитоидные породы подняты в 31-м рейсе НИС «Профессор Богоров» [9] на двух станциях (ст. 2752, глубина 3700—3200 м и ст. 2771, глубина 5000—4800 м) с нижней части склонов вулканических построек.

Интрузивные породы представлены мелкими (от первых до 12—15 см) обломками. По составу преобладают габбро-диориты, реже встречаются габбро, диориты, тоналиты, трондземиты, плагиограниты.

Химический (мас.%) и микроэлементный (г/т)

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 48,79 | 54,07 | 64,69 | 65,64 | 67,99 | 70,51 | 71,20 | 72,41 |
| TiO ₂ | 0,92 | 0,82 | 0,50 | 0,86 | 0,59 | 0,45 | 0,65 | 0,54 |
| Al ₂ O ₃ | 18,39 | 16,88 | 13,84 | 14,85 | 14,43 | 13,11 | 13,48 | 13,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,12 | 6,48 | 4,08 | 3,43 | 2,97 | 1,25 | 2,52 | 1,82 |
| FeO | 2,81 | 2,66 | 1,98 | 1,40 | 1,80 | 2,27 | 1,19 | 1,30 |
| MnO | 0,22 | 0,20 | 0,13 | 0,11 | 0,10 | 0,06 | 0,08 | 0,08 |
| MgO | 5,32 | 4,72 | 4,76 | 1,79 | 2,35 | 5,13 | 1,63 | 1,26 |
| CaO | 13,44 | 11,06 | 2,16 | 6,33 | 3,85 | 2,19 | 2,38 | 2,68 |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,52 | 4,63 | 4,13 | 4,00 | 3,30 | 5,33 | 4,88 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,11 | 0,06 | 0,06 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. |
| П. п. п. | 3,17 | 2,03 | 2,78 | 1,07 | 1,26 | 1,76 | 1,10 | 0,90 |
| Сумма | 99,56 | 99,50 | 99,62 | 99,61 | 99,45 | 99,69 | 99,62 | 99,64 |
| Rb | 2 | 3,1 | 2 | 2 | 4,4 | 2 | 2 | 2 |
| Sr | 336 | 283 | 95 | 144 | 138 | 134 | 58 | 23 |
| Zr | 68 | 66 | Н. а. | 113 | Н. а. | Н. а. | 117 | 124 |
| Ba | 35 | 52 | Н. а. | 27 | Н. а. | Н. а. | 32 | 24 |
| Co | 27 | 12 | 26 | 5 | 14 | 10 | 11 | 11 |
| Ni | 48 | 50 | 58 | 8 | 17 | 14 | 14 | 11 |
| Cr | 82 | 56 | 115 | 5 | 32 | 12 | 20 | 13 |
| V | 300 | 274 | 123 | 60 | 97 | 76 | 60 | 70 |

| Компо- нент | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 67,28 | 68,28 | 68,66 | 69,00 | 69,16 | 69,20 | 69,22 | 69,40 | 69,64 | 69,90 | 69,94 | 70,26 | 49,51 |
| TiO ₂ | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,68 | 0,45 | 0,50 | 0,55 | 0,50 | 0,55 | 0,45 | 0,45 | 0,95 |
| Al ₂ O ₃ | 14,25 | 14,45 | 13,94 | 14,05 | 13,94 | 15,09 | 14,25 | 14,42 | 14,05 | 14,38 | 13,67 | 13,57 | 20,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,20 | 1,81 | 1,95 | 2,37 | 2,64 | 2,36 | 2,48 | 2,09 | 1,77 | 1,83 | 2,21 | 2,46 | 5,93 |
| FeO | 3,47 | 4,10 | 4,66 | 3,16 | 3,50 | 2,67 | 3,47 | 3,13 | 4,22 | 3,07 | 3,93 | 3,01 | 3,84 |
| MnO | 0,13 | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 0,19 |
| MgO | 1,20 | 0,68 | 0,74 | 0,50 | 0,32 | 0,93 | 0,43 | 1,25 | 1,10 | 0,36 | 0,39 | 0,78 | 4,15 |
| CaO | 4,20 | 4,00 | 3,45 | 3,85 | 4,50 | 3,95 | 3,95 | 4,15 | 3,90 | 4,10 | 3,95 | 3,80 | 8,44 |
| Na ₂ O | 3,63 | 3,75 | 3,75 | 3,88 | 3,88 | 4,00 | 3,75 | 3,63 | 3,50 | 3,63 | 3,75 | 3,63 | 3,17 |
| K ₂ O | 0,60 | 1,00 | 0,36 | 0,90 | 0,20 | 0,28 | 0,80 | 0,28 | 1,00 | 0,95 | 0,75 | 1,00 | 0,81 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,11 | 0,09 | 0,12 | 0,11 | 0,08 | 0,23 |
| П. п. п. | 1,04 | 0,81 | 1,50 | 1,33 | 0,85 | 1,19 | 0,64 | 0,54 | 0,72 | 0,74 | 0,71 | 0,59 | 1,72 |
| Сумма | 99,56 | 99,61 | 99,75 | 99,79 | 99,85 | 100,37 | 99,70 | 99,61 | 100,59 | 99,73 | 99,93 | 99,73 | 99,66 |
| Rb | 7 | 10 | 3 | 8 | 2 | 2 | 9 | 4 | 14 | 12 | 8 | 13 | 15 |
| Sr | 180 | 170 | 160 | 160 | 180 | 174 | 170 | 190 | 170 | 180 | 170 | 180 | 419 |
| Zr | 111 | 112 | 113 | 108 | 122 | 98 | 121 | 105 | 111 | 100 | 112 | 112 | 24 |
| Ba | 165 | 191 | 106 | 155 | 96 | 90 | 151 | 127 | 218 | 203 | 178 | 195 | 246 |
| Co | 12 | 13 | Н. а. | 10 | 10 | 12 | 12 | 12 | 15 | 13 | 11 | 12 | |
| Ni | 15 | 11 | Н. а. | 33 | 10 | 14 | 11 | 10 | 14 | 9 | 11 | 14 | |
| Cr | 19 | 12 | Н. а. | 9 | 16 | 12 | 13 | 15 | 17 | 10 | 15 | 12 | |
| V | 109 | 121 | Н. а. | 73 | 89 | 93 | 88 | 116 | 148 | 91 | 87 | 93 | |

Примечание. Анализы на петрогенные элементы выполнены в ТОН ДВО РАН; на Rb, Sr, Zr, Ba — в ППГО (станции 7577, 7578, 7585); 17—31 — кайнозойский комплекс северной части моря (г. Комахаши-Дайни, станции Н4-90, габбро-диориты; 2 — диориты; 39, 40 — кварцевые диориты; 17—19, 41, 42 — гранодиориты; 3—5, 38 — тоналиты; 6—16,

Габбро — оливин-пироксен-роговообманковые мелкозернистые породы с субофитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (60 %), роговой обманки (20 %), актинолита (10 %), пироксена (5 %), оливина, биотита, магнетита, апатита, талька. Плагиоклаз (60—70 % An) образует сдвойнико-ванные, иногда зональные лейсты размером 0,5—2,0 мм. Все остальные минералы ксеноморфны по отношению к нему и выполняют межкристал-

состав гранитоидов Филиппинского моря

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|
| 72,70 | 72,91 | 73,24 | 73,70 | 74,23 | 75,18 | 75,15 | 78,60 | 62,56 | 64,94 | 64,95 |
| 0,35 | 0,44 | 0,53 | 0,39 | 0,50 | 0,40 | 0,54 | 0,38 | 0,60 | 0,50 | 0,50 |
| 13,56 | 12,88 | 12,66 | 13,64 | 13,11 | 12,48 | 12,14 | 9,33 | 17,23 | 16,29 | 16,88 |
| 1,31 | 1,40 | 2,11 | 0,75 | 1,91 | 1,75 | 1,29 | 2,12 | 5,28 | 3,24 | 2,96 |
| 1,48 | 1,40 | 1,08 | 1,12 | 0,83 | 1,45 | 1,04 | 0,97 | 3,16 | 2,89 | 4,08 |
| 0,05 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,04 | 0,05 | 0,13 | 0,10 | 0,11 |
| 1,93 | 2,50 | 1,13 | 1,98 | 0,86 | 0,98 | 1,22 | 1,65 | 1,14 | 1,17 | 1,14 |
| 3,16 | 2,69 | 4,10 | 2,15 | 2,53 | 1,19 | 4,38 | 2,94 | 4,70 | 4,50 | 4,35 |
| 3,60 | 4,03 | 3,80 | 4,88 | 4,63 | 5,81 | 2,91 | 2,36 | 3,63 | 3,88 | 3,63 |
| 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,25 | 0,06 | 0,06 | 0,95 | 0,45 | 0,70 |
| Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | Н. а. | 0,06 | 0,14 | 0,09 |
| 1,38 | 1,25 | 0,83 | 0,91 | 0,86 | 0,79 | 0,87 | 1,13 | 0,55 | 1,20 | 0,61 |
| 99,58 | 99,60 | 99,61 | 99,61 | 99,59 | 100,39 | 99,64 | 99,58 | 99,99 | 100,30 | 100,00 |
| 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | 12 | 4 | 14 |
| 110 | 87 | 9 | 87 | 71 | 65 | 145 | 65 | 170 | 160 | 180 |
| 121 | 109 | 118 | 124 | 130 | 108 | 118 | 88 | 116 | 135 | 134 |
| 55 | 32 | 34 | 39 | 39 | 36 | 39 | 29 | 178 | 131 | 149 |
| 16 | 19 | 5 | 13 | 6 | 8 | 6 | 12 | 12 | 12 | 13 |
| 15 | 25 | 6 | 7 | 8 | 9 | 11 | 20 | 13 | 11 | 13 |
| 17 | 36 | 5 | 11 | 9 | 15 | 7 | 17 | 12 | 12 | 14 |
| 74 | 79 | 54 | 63 | 80 | 68 | 57 | 109 | 90 | 94 | 126 |

| 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 |
|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| 49,78 | 51,58 | 52,40 | 54,03 | 54,55 | 56,75 | 57,47 | 57,57 | 57,82 | 64,73 | 70,76 | 72,07 |
| 1,19 | 0,73 | 0,64 | 0,72 | 0,68 | 0,57 | 0,50 | 0,62 | 0,53 | 0,38 | 0,42 | 0,40 |
| 14,98 | 20,40 | 19,02 | 18,42 | 18,56 | 20,62 | 23,36 | 18,68 | 21,45 | 18,21 | 14,91 | 14,92 |
| 6,69 | 5,02 | 3,74 | 5,71 | 3,84 | 3,52 | 1,93 | 5,15 | 3,53 | 3,26 | 1,26 | 1,58 |
| 5,91 | 3,84 | 4,21 | 3,13 | 3,80 | 3,05 | 0,95 | 3,21 | 1,11 | 1,54 | 1,64 | 0,87 |
| 0,24 | 0,19 | 0,19 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,07 | 0,11 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,05 |
| 7,06 | 3,31 | 5,70 | 3,76 | 4,55 | 2,72 | 0,96 | 2,01 | 1,98 | 2,07 | 1,08 | 0,83 |
| 9,25 | 10,80 | 9,07 | 8,38 | 8,46 | 7,57 | 7,85 | 7,89 | 4,15 | 3,98 | 3,70 | 2,23 |
| 2,32 | 2,61 | 2,62 | 2,83 | 2,83 | 3,42 | 3,40 | 3,86 | 3,49 | 3,16 | 4,28 | 4,30 |
| 0,99 | 0,34 | 0,52 | 1,09 | 1,11 | 0,38 | 1,07 | 0,05 | 2,23 | 1,36 | 0,60 | 0,64 |
| 0,16 | 0,16 | 0,12 | 0,16 | 0,15 | 0,38 | 0,17 | 0,11 | 0,16 | 0,25 | 0,12 | 0,08 |
| 1,32 | 0,84 | 1,31 | 1,20 | 0,83 | 0,93 | 0,96 | 0,42 | 3,11 | 1,66 | 1,08 | 0,77 |
| 99,89 | 99,82 | 99,54 | 99,60 | 99,52 | 100,04 | 99,67 | 99,72 | 99,64 | 99,66 | 100,27 | 99,74 |
| 13 | Н. а. | 3 | 17 | 30 | 3 | Н. а. | 5 | 11 | 8 | Н. а. | Н. а. |
| 215 | 328 | 290 | 313 | 328 | 330 | 380 | 336 | 225 | 342 | 216 | 187 |
| 43 | 39 | 32 | 43 | 46 | 58 | 41 | 64 | 56 | 72 | 99 | 128 |
| 246 | 170 | 147 | 420 | 403 | 202 | 201 | 176 | 446 | 436 | 307 | 662 |

Приморгеология; на Со, Ni, Cr, V — в ДВГИ ДВО РАН. 1—16 — мезозойский комплекс южной части хр. Кюсю-Палау (Н4-91); 32—44 — кайнозойский комплекс южной части хр. Кюсю-Палау (стр. 2756, 2771). 1, 32—35 — габбро; 36, 37 — 20—31, 43, 44 — плагиограниты.

лические промежутки. Моноклинный пироксен имеет зональное строение и сохраняется только в центральных частях зерен, последовательно замещаясь к краевым частям зерен роговой обманкой — актинолитом-хлоритом. Роговая обманка присутствует в виде неправильных зерен, плеохроирующих в буровато-зеленых тонах. В свою очередь, она замещается лучистыми, волокнистыми агрегатами актинолита и хлорита. Биотит встречается в виде

редких мелких зерен в роговой обманке. Наблюдаются округлые (0,8 мм) выделения тальк-магнетитового состава (псевдоморфозы по оливину), которые обрастают актинолитом. Магнетит представлен зернами неправильной формы, приуроченными к темноцветным минералам.

Габбро-диориты — оливин-пироксен-биотит-роговообманковые средне-мелкозернистые породы. По структурно-текстурным особенностям они приближаются к конга-диабазам. Структура пород офитовая, субофитовая. Они состоят из плагиоклаза (65—70 %), роговой обманки (20 %), биотита (5 %), пироксена (5 %), кварца (5 %); вторичные — хлорит, эпидот, актинолит, бацит, тальк, клиноцоизит; аксессуарии — магнетит, апатит, сфен. Плагиоклаз — зональные сдвойникованные зерна состава андезин-лабрадор размером 0,5—1,5 мм с прямой зональностью. Роговая обманка — широкие таблитчатые кристаллы, в ядрах которых встречается пироксен. Она плеохроирует в буровато- и синевато-зеленых тонах. Краевые части кристаллов замещаются волокнистым и лучистым агрегатом актинолита и хлорита. Биотит присутствует в виде мелких широких таблиц, единичные зерна кварца — в интерстиционных промежутках. Во всех образцах отмечаются крупные (до 3 мм) кристаллы с моноклинным пироксеном в ядре: его обрастают пижонит и роговая обманка. Иногда отмечается иная зональность: пижонит — клинопироксен — роговая обманка — актинолит. В образцах 2771-4-19, -20 в центральных частях таких зерен наблюдаются округлые выделения (до 0,8 мм) тальк-магнетитового состава, которые, вероятно, являются псевдоморфозами по оливину. Кроме того, встречаются выполненные пустоты (до 3 мм) с типичной петельчатой структурой прожилков тальк-боулингит-магнетитового состава, возможно, также развивающиеся по оливину.

Кварцевые диориты — среднезернистые породы с гипидиоморфно-призматически-зернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза (60 %), кварца (15—20 %), роговой обманки (15 %). Вторичные: хлорит, эпидот; аксессуарные: магнетит, сфен, апатит.

Плагиограниты — породы с порфирированной структурой и микрогипидиоморфно-зернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом. Размеры кристаллов 1,0—1,5 мм. Состав его соответствует андесину (40—45 % Ан) в центральных частях и олигоклазу (25 % Ан) в краевых частях зерен. Основная масса сложена кварцем (40 %), плагиоклазом (55 %), редкими мелкими пластинками биотита, хлорита. Аксессуарные — магнетит, сфен, эпидот.

Весь набор петрографических и петрогеохимических (табл. 2) данных свидетельствует о том, что породы рассматриваемого комплекса являются субвулканическими образованиями, комагматичными вулканитам. Наличие клино- и ортопироксенов, а также присутствие пижонита могут указывать на островодужный характер магмы, из которой формировались породы комплекса. Судя по количеству и размерам обломков, количественному соотношению с другими типами пород, можно предположить незначительные размеры интрузивных тел.

Для петрогеохимической характеристики пород использованы в основном анализы, выполненные по образцам авторов с дополнением немногочисленных данных других исследователей [4, 5, 8, 14, 21].

По классификации, основанной на химическом составе магматических пород [7], среди гранитоидов Филиппинского моря выделяются диориты, кварцевые диориты, тоналиты, низкощелочные граниты и плагиограниты. Последние являются преобладающим типом пород.

Характерная особенность гранитоидов всех комплексов — низкое содержание калия, составляющее в позднемезозойских гранитах не более 0,25 % K_2O , поднимаясь до 1,36 % в кайнозойских породах южной части хр. Кюсю-Палау. Высокое отношение натрия к калию (до 80 единиц) и значение коэффициента аргпайтности (0,2—0,48) позволяют отнести рассматриваемые породы к образованиям известкового натрового ряда. По щелочно-кальциевому и кремнекислотному отношению [1] гранитоиды мезозойского комплекса относятся к известковой группе, и точки этих пород располагаются вдоль

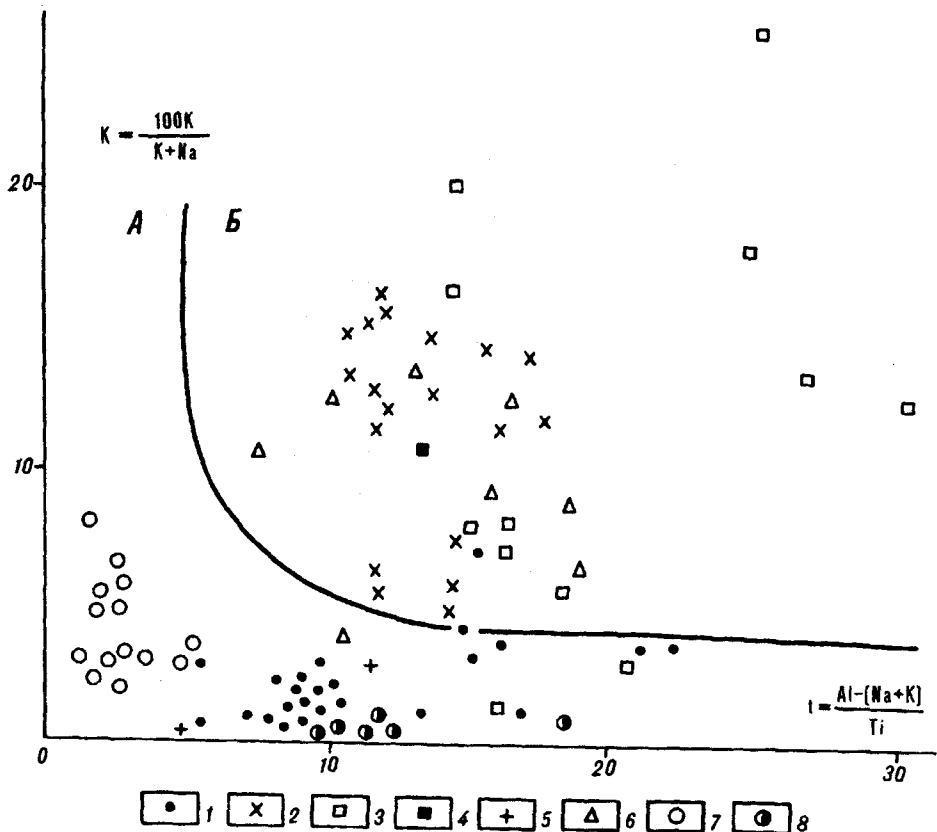


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма для гранитоидов Филиппинского моря.

Поля развития магнитных пород: А — океанов; Б — орогенных областей и островных дуг [15]. Гранитоиды: 1—4 — Филиппинского моря (1 — мезозойские южной части хр. Кюсю-Палау, 2 — кайнозойские горы Комахаси-Дайни; 3 — кайнозойские южной части хр. Кюсю-Палау, 4 — мезозойские плато Амами); 5 — Срединно-Атлантического хребта [19]; 6 — о. Вити-Леву [16]; 7 — Центральной Америки [32]; 8 — Аппалачей [20].

океанического низкощелочного тренда. Фигуративные точки кайнозойских гранитоидов южной части хр. Кюсю-Палау локализируются в известково-щелочном поле, а породы северной части этого хребта группируются вдоль линии раздела полей известковой и известково-щелочной групп пород, со смещением кислых разностей в пределы последнего.

На основании соотношения ряда петрогенных элементов среди рассматриваемых гранитоидов можно выделить океанические и островодужные ассоциации. На диаграмме Б. Н. Пискунова [15] (рис. 2) породы мезозойского комплекса совместно с океаническими плагиогранитами и плагиогранитами офиолитовых комплексов располагаются в поле магматических пород океанов, а кайнозойские гранитоиды — в поле развития магматических пород островных дуг и орогенных областей.

Различие в химизме пород находит отражение и в их нормативном составе. Так на диаграмме $Ab - An - Or - Q$ фигуративные точки гранитоидов располагаются вдоль альбит-анортитовой и альбит-кварцевой сторон треугольника, но для пород кайнозойских комплексов отмечается обогащение ортоклазовой составляющей, что отражается и в петрографическом составе появлением в них зерен калиевого полевого шпата.

Низкое содержание калия в рассматриваемых гранитоидах определяет в них низкие концентрации крупных литофильных элементов — рубидия, стронция, циркония, бария (см. табл. 1). Однако породы различных морфоструктур различаются по соотношению этих элементов. Так на диаграммах рубидий — стронций (рис. 3) и барий — стронций (рис. 4) мезозойские гранитоиды южной части хр. Кюсю-Палау характеризуются низкими соотношениями этих элементов и их точки группируются возле среднего состава океанического толеита. Кайнозойские гранитоиды горы Комахаси-Дайни

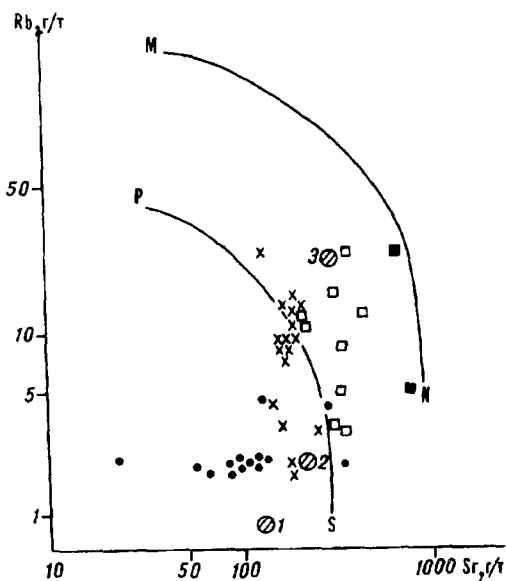


Рис. 3. Рубидий и стронций в гранитоидах Филиппинского моря.

Линиями ограничены поля магматических пород, производных следующих исходных магм [17]: левее линии *PS* — океанической толеитовой; между линиями *PS* и *MN* — континентальной и островодужной толеитовой. Заштрихованные кружки — средние составы [11]: океанический толеит (1), базальты толеитовой (2) и известково-щелочной (3) серий островных дуг.

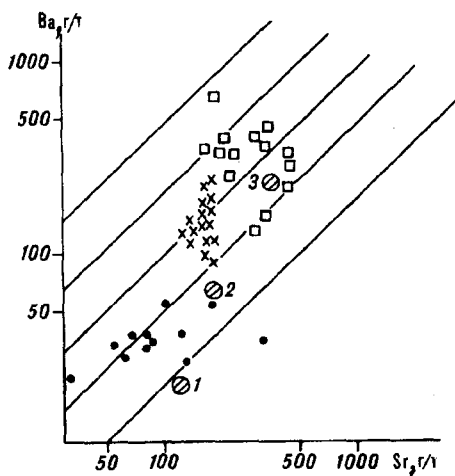


Рис. 4. Соотношение бария и стронция в гранитоидах Филиппинского моря.

Усл. обозн. см. рис. 2 и 3.

отличаются более высоким содержанием рубидия и бария — и точки их составов располагаются между средними составами островодужного толеита и известково-щелочного островодужного толеита, а породы центральной части хр. Кюсю-Палау группируются в области среднего состава известково-щелочной островодужной магмы.

Хребты Кюсю-Палау, Дайто и плато Амами закладывались на мафическом основании. Мощность коры под этими структурами значительно увеличена (12—15 км) по сравнению с корой окружающих их котловин, где она колеблется от 4 км в Западно-Филиппинской котловине до 6 км в котловинах Паресе-Вела и Сикоку [24]. Они представляют собой аккреционные зоны, образовавшиеся в процессе сучивания коры в результате горизонтального перемещения ее блоков. Увеличение мощности коры под этими структурами привело к образованию в нижней ее части локальных очагов плавления и дифференциации магматического расплава вплоть до появления полнокристаллических габбро-плагιοгранитных пород, кристаллизовавшихся в условиях малых глубин. Формирование гранитоидов в составе этих структур, прежде всего, связано с этапами преимущественного сжатия блоков земной коры, что можно проследить на примере истории развития хр. Кюсю-Палау.

Мезозойские плагιοграниты, ассоциирующие с габбро и базальтами типа океанических толеитов, характеризуют этапы собственно океанической стадии развития структуры. В дальнейшем произошло тектоническое сучивание и связанное с ним метаморфическое преобразование океанических толеитовых базальтов и плагιοгранитов южной части хребта в условиях переменных давления и температуры (T — 490—630 °C, P — 4,0—7,6 кбар), в личейных зонах сжатия [10]. Формирование этих зон можно рассматривать в качестве начального этапа зарождения островной дуги Кюсю-Палау на океанической коре в мезозойское время (90—150 млн лет).

В позднемеловое — раннепалеогеновое время вдоль аккреционной зоны формируются платообразные или щитовые вулканические постройки гавайского типа, сложенные вулканитами, близкими по составу к базальтоидам океанических островов и поднятий, излившимся в условиях растяжения земной коры. С этими вулканистами не известны проявления гранитоидов.

В период среднеэоцен-позднеолигоценовой тектономагматической активизации произошло формирование стратовулканов с частичным разрушением щитовых вулканов. Этот процесс, синхронный, вероятно, с заложением субмеридиональных разломов, привел к становлению морфоструктуры хребтов и появлению цепочки островов. Стратовулканы сложены вулканитами островодужного типа, формирующимися в условиях преобладающего сжатия коры, которое, вероятно, было обусловлено процессами растяжения литосферы к востоку от хребта и связано с рассеянным спредингом в сопряженных с хребтом котловинах Паресе-Вела и Сикоку [10]. Островодужные толеитовые и известково-щелочные гранитоиды кайнозойского комплекса комагматичны вулканитам стратовулканов и внедрялись в этот заключительный период формирования хр. Кюсю-Палау.

Таким образом, в пределах Филиппинского моря в структурах с корой мафического состава выделяется несколько комплексов гранитоидов, относящихся к различным формационным типам и являющихся производными различных типов магм: океанической толеитовой (мезозойский комплекс), островодужных толеитовой (кайнозойский комплекс северной части моря) и известково-щелочной (кайнозойский комплекс южной части хр. Кюсю-Палау). Смена состава магматических пород во времени отражает эволюционную направленность развития земной коры структур Филиппинского моря в процессе развития островных дуг, закладывающихся на океаническом основании. Магматизм, наряду с тектоническими движениями и метаморфизмом, является важным элементом геологического процесса, приводящего к наращиванию (континентализации) земной коры окраинных морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий.— М.: Наука, 1987.
2. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
3. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана.— М.: Наука, 1991.
4. Евланов Ю. Б., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфический комплекс южной части подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология дна Японского и Филиппинского морей.— Владивосток, 1978.— С. 26—36.
5. Евланов Ю. Б., Коновалов Ю. И., Свининников А. И., Ткалич О. А. К геологическому строению некоторых подводных возвышенностей Филиппинского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей.— Владивосток, 1979.— С. 21—35.
6. Каменцев И. Е., Блюмштейн Э. И. Рентгеновское определение состава и упорядоченности плагиоклазов // Кристаллохимия и структура минералов.— Л.: Наука, 1974.— С. 94—101.
7. Классификация и номенклатура горных пород.— М.: Недра, 1981.
8. Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Безверхний В. Л. Новые данные о геологическом строении подводной горы Комахаси-Дайни (Филиппинское море) // Новые данные о геологическом строении западной части Тихого океана.— Владивосток, 1989.— С. 52—57.
9. Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Съедин В. Т. и др. Новые данные по геологии Филиппинского моря.— Владивосток, 1990.
10. Леликов Е. П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана.— Владивосток, 1992.
11. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Наука, 1980.
12. Маляренко А. Н. Формационно-геохимические типы гранитоидов хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Докл. АН СССР.— 1991.— Т. 320, № 3.— С. 700—704.
13. Маляренко А. Н., Коновалов Ю. И., Леликов Е. П. Гранитоиды Филиппинского моря // Материалы IV Дальневосточного регионального петрографического совещания.— Владивосток, 1988.— С. 73—75.
14. Остапенко В. Ф., Нарыжный В. И. О плагиогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 3.— С. 687—690.
15. Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг.— М.: Наука, 1987.
16. Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы.— М.: Мир, 1983.
17. Ферштатер Г. Б. Рубидий-стронциевые диаграммы для анализа геохимического режима образования магматических серий // Ежегодник, 1980.— Свердловск, 1981.
18. Шамакин Б. М., Антипин В. С., Афонина Г. Г. Структурный типоморфизм калиевых полевых шпатов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов.— М.: Наука, 1980.— С. 72—76.
19. Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45 N // Science.— 1969.— V. 165, N 3898.— P. 1112—1113.
20. Coish R. A., Rogers N. M. Geochemistry of the Boil Mountain ophiolitic complex, northwest Maine, and tectonic implications // Contrib. Mineral. Petrol.— 1987.— V. 97.— P. 51—65.
21. Geology of the Northern Philippine Sea // Ed. T. Shiki.— Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985.
22. Hafner S., Laves F. Ordnung-unordnung und ultrarot absorption // Variation der lage und intersitat einiger absorptionen von feldspaten sur struktur von orthoklas und adular.— 1957.— Bd. 109, N 1—6.— S. 204—225.

23. *Ishikawa M., Aoki H.* On the volcanic rocks dredged in the Daito Ridge and Oki-Diti Ridge region northwest Philippine Sea // *Earth Sci.* — 1978. — V. 32, N 5. — P. 244—253.
24. *Louden K. E.* The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared of the Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1980. — V. 5. — P. 275—288.
25. *Matsuda J., Sato K., Zashu S. K.* Ar age and Sr isotope of rocks of manganese nodule nuclei from Amami Plateau, West Philippine Sea // *Geol. Probl. Phil. Sea.* — 1975. — P. 99—101.
26. *Mizuno A., Shibata K., Uchumisi S. et al.* Granitoids from Minami-Koho seamount on the Kyushu-Palau ridge and its K—Ar age // *Bull. Geol. Surv. Jap.* — 1975. — V. 28, N 8. — P. 507—511.
27. *Nishimura S.* Fission track age of a granite nucleus in a manganese nodule from Komahashi-Daini seamount // *Geol. Probl. Phil. Sea.* — 1975, *Geol. Soc. Jap.* — P. 104—108.
28. Research members of the GDP-15 cruise // *Mar. Sci.* — 1976. — N 8, 9. — P. 637—644.
29. *Shibata K., Mizino A., Yuasa M. et al.* Further K—Ar dating of tonalite dredged from the Komahashi-Daini seamount // *Bull. Geol. Surv. Jap.* — 1977. — V. 28. — P. 503—506.
30. *Shiki T., Tokura T., Aoki H. et al.* GDP cruise in the Philippine Sea with special reference to the bottom sampling in GDP-8 and 11 // *Geol. Probl. Phil. Sea.* — 1975, *Geol. Soc. Jap.* — P. 67—74.
31. *Slemmons D. B.* Observation on order-disorder relations of natural plagioclases. A method of evaluating order-disorder // *Norsk. Geol. Tidsskr.* — 1962. — Bd. 42. — P. 533—554.
32. *Wildberg H. G. H.* High level and low level plagiogranites from the Nioya ophiolite complex, Costa Rica, Central America // *Geolog. Rundsk.* — 1987. — V. 76, N 1. — P. 285—301.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
7 апреля 1993 г.

УДК 551.35

И. А. Тарарин, В. М. Чубаров

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЗЛОМА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Драгированием в осевой зоне Центрального разлома Филиппинского моря установлены основные и ультраосновные породы, объединенные в офиолитовый комплекс. Он включает слабо деплетированные шпинелевые лерцолиты, тальковые и серпентин-тальковые породы — продукты метаморфизма ультрамафитов кумулятивного комплекса, различные амфиболсодержащие габброиды, диабазы и метабазальты, аналогичные по составу членам офиолитовых разрезов срединно-океанических хребтов. Все породы испытали интенсивный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации ($T = 330\text{—}450\text{ }^\circ\text{C}$, P от <1 до 3 кб). Мафиты этого комплекса по минеральным ассоциациям и составу минералов сходны с породами офиолитового комплекса, драгированного в разломе Яп, резко отличаясь от офиолитов островных склонов Идзу-Бонинского и Марианского желобов, где характерна ассоциация сильно деплетированных гарбуртитов и плагиоклазовых кумулятивных перидотитов островодужной природы. Хромистые шпинели лерцолитов Центрального разлома наиболее близки по составу шпинелям абиссальных перидотитов, являясь более глиноземистыми и менее хромистыми по сравнению со шпинелью ультрамафитов глубоководных желобов Филиппинского моря.

Центральный (Тайваньский) разлом протягивается с северо-запада на юго-восток через всю Филиппинскую котловину, представляя собой зону интенсивно расчлененного рельефа с четко выраженной депрессией в осевой части и многочисленными грядами и ложбинами, параллельными ей. Ширина этой зоны достигает 300 км, а амплитуда высот над дном депрессии — 1000—1500 м. Характер строения земной коры в ее пределах и отсутствие признаков сейсмической активности позволили рассмотреть зону Центрального разлома как поверхностное выражение глубинного раскола земной коры, весьма активного в доэоценовое время.

Данные о вещественном составе пород Центрального разлома очень ограничены и относятся только к базальтовой части разреза земной коры, которая, по данным [10], представлена оливин-плагиоклазовыми океаническими базальтами, на которых локально развиты щелочно-базальтовые вулканические постройки. В 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» впервые были драгированы образования офиолитового комплекса, подстилающие базальты [9]. Характеристике пород офиолитового комплекса посвящена данная статья.

Драгирование было проведено в пределах юго-восточного окончания Центрального разлома, вблизи его сочленения с подводным хребтом Кюсю-Палау. Драгированием опробован северо-восточный борт центральной депрессии в интервале глубин 5640—4380 м (ст. Н4-71*: 14°59,0—15°00,2 с. ш., 132°11,1—132°12,1 в. д., 5640—5400 м; ст. Н4-72 : 15°01,2—15°01,4 с. ш., 132°12,3—132°11,9 в. д., 5160—4840 м; ст. Н4-73 : 15°03,2—15°04,0 с. ш., 132°12,0—132°12,1 в. д., 4990—4380 м). Наиболее успешным было драгирование на ст. Н4-72, где подняты обломки и щебенка размером 0,5—10,0 см разнообразных кристаллических пород, которые можно разделить на два комплекса: 1) метаморфизованных основных и ультраосновных интрузивных пород и метабазальтов, объединенных в офиолитовую ассоциацию, 2) относительно слабо измененных базальтов и гиалокластиков.

Аналитические методы. Химические составы минералов были выполнены на микрозонде «Самебах» в Институте вулканологии ДВО РАН. Химические анализы пород были проведены «мокрым» методом в ДВГИ ДВО РАН. Элементы Ni, V, Co, Cr и Cu определены количественным спектральным анализом в ДВГИ ДВО РАН, а Rb, Sr, Ba, Zr и Y — рентгенорадиометрическим методом в ПГО Приморгеология.

Петрография. Офиолитовый комплекс включает широкий спектр горных пород: метаморфизованные ультрамафиты, метагаббро, диабазы, амфиболиты, хлоритовые и амфибол-хлоритовые сланцы, метабазальты и их туфы. Все породы интенсивно метаморфизованы, и нередко их первичный состав устанавливается с трудом.

Комплекс слабо измененных (сметтитизированных) базальтов представлен клинопироксеновыми и оливин-клинопироксеновыми стекловатыми высокожелезистыми толстовыми лавами и гиалокластитами.

Ультрамафиты наблюдаются в виде небольших (2—3 см) изометричных обломков, угловатых и нередко претерпевших интенсивное тектоническое воздействие. Среди них выделяются серпентинизированные лерцолиты, талькиты, тремолит-тальковые, серпентин-тальковые, тремолит-серпентин-тальковые, магнетит-хлоритовые и амфибол-хлоритовые породы.

Серпентинизированные лерцолиты сложены псевдоморфозами петельчатого серпентина в ассоциации с магнетитом по оливину, почти полными псевдоморфозами бастита с небольшим количеством тремолита по энстатиту $\text{En}_{86,1-87,0}^{**}$ (табл. 1, образцы Н4-72/6, -72/32), редкими кристаллами диопсида $\text{Ca}_{48,6}\text{Mg}_{46,6}\text{Fe}_{4,8}$ и акцессорной хромистой шпинелью размером до 0,2 мм. Хромистая шпинель характеризуется повышенным содержанием глинозема и низкой степенью окисления железа (табл. 2). На диаграмме (см. рисунок) точки ее состава располагаются вблизи центральной части поля абиссальных перидотитов [13], резко отличаясь от более хромистых шпинелей, характерных для серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов Марианского и Идзу-Бонинского желобов [1, 2, 11, 16]. По составу акцессорная шпинель лерцолитов Центрального разлома сходна со шпинелью ультрамафитов разломов Яп [10], Хизена [6] и Клариян [5]. Повышенная глиноземистость энстатитов лерцолитов (3,4—3,5 % Al_2O_3 , см. табл. 1) свидетельствует об их формировании в условиях повышенного давления [12, 18].

Талькиты, тремолит-тальковые, серпентин-тальковые и тремолит-серпентин-тальковые породы состоят из тонкочешуйчатых агрегатов талька, к которому в небольших количествах присоединяются тремолит (табл. 3; обр. Н4-72/20), серпентин (образцы Н4-72/25, -72/27) или серпентин с тремолитом (обр. Н4-72/21). Во всех породах присутствует также небольшое количество реликтовых кристаллов клинопироксена и хромистой шпинели

* Первая координата — начало, вторая — конец драгирования.

** Здесь и ниже приняты следующие символы: An — анортит, Clr — хлорит, Crx — клинопироксен, En — энстатит, Ep — эпидот, Fs — ферросилит, Hb — амфибол, Orx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Wo — воластонит; $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$; $X_{\text{An}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$.

Представительные микрондовые анализы минералов пород офиолитового комплекса
Центрального разлома, мас. %

| Образец | Минерал | Компонент | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|---------------------------------------|------|------|------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма | X _{Mg} (X _{An}) | Wo | En | Fs |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| H4-72/ /6 | Opх | 56,23 | 0,00 | 3,42 | 0,61 | 6,32 | 0,04 | 37,71 | 2,21 | 0,00 | 0,00 | 100,54 | 0,899 | 4,3 | 86,1 | 9,6 |
| | Hb ¹ | 54,56 | 0,00 | 2,25 | 0,41 | 2,40 | 0,00 | 21,08 | 12,62 | 0,50 | 0,12 | 93,94 | 0,939 | | | |
| | Hb ² | 51,24 | 0,00 | 5,25 | 0,82 | 2,95 | 0,00 | 20,19 | 12,21 | 1,20 | 0,17 | 94,03 | 0,925 | | | |
| | Chl | 33,56 | 0,00 | 17,13 | 0,77 | 3,96 | 0,00 | 32,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 87,61* | 0,935 | | | |
| H4-72/ /32 | Opх | 56,41 | 0,00 | 3,51 | 0,64 | 6,93 | 0,16 | 31,53 | 1,16 | 0,00 | 0,02 | 100,36 | 0,890 | 2,3 | 87,0 | 10,7 |
| | Срх | 52,58 | 0,02 | 4,31 | 1,05 | 2,91 | 0,00 | 15,74 | 22,88 | 0,30 | 0,03 | 99,82 | 0,906 | 48,6 | 46,6 | 4,8 |
| H4-72/ /17-1 | Срх ¹ | 52,66 | 0,58 | 3,75 | 0,20 | 7,64 | 0,21 | 15,44 | 18,79 | 0,00 | 0,00 | 99,27 | 0,783 | 40,6 | 46,5 | 12,9 |
| | Срх ² | 52,84 | 0,50 | 2,87 | 0,02 | 8,86 | 0,26 | 15,86 | 17,85 | 0,00 | 0,00 | 99,06 | 0,761 | 38,1 | 47,1 | 14,8 |
| | Срх ³ | 50,53 | 0,80 | 6,05 | 0,51 | 6,28 | 0,15 | 15,18 | 20,02 | 0,00 | 0,00 | 99,52 | 0,812 | 43,5 | 45,8 | 10,7 |
| | Pl ¹ | 49,96 | 0,00 | 31,96 | 0,00 | 0,70 | 0,00 | 0,21 | 14,76 | 3,08 | 0,00 | 100,67 | 0,726 | | | |
| | Pl ² | 52,49 | 0,00 | 30,14 | 0,00 | 1,10 | 0,00 | 0,24 | 12,79 | 4,02 | 0,00 | 100,78 | 0,636 | | | |
| | Chl | 29,55 | 0,00 | 18,19 | 0,00 | 17,13 | 0,17 | 19,84 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 85,04 | 0,652 | | | |
| H4-72/ /15 | Срх ¹ | 51,99 | 0,02 | 4,17 | 1,02 | 5,02 | 0,00 | 14,29 | 22,53 | 0,26 | 0,02 | 99,32 | 0,835 | 48,6 | 42,9 | 8,5 |
| | Hb ¹ | 44,65 | 0,17 | 11,71 | 0,89 | 10,35 | 0,02 | 14,61 | 11,51 | 2,35 | 0,01 | 96,27 | 0,715 | | | |
| | Hb ² | 47,00 | 0,08 | 9,82 | 0,66 | 10,12 | 0,04 | 15,48 | 11,56 | 2,21 | 0,04 | 97,01 | 0,731 | | | |
| | Opх ¹ | 51,44 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 38,59 | 0,89 | 7,68 | 1,06 | 0,28 | 0,02 | 100,04 | 0,262 | 2,6 | 25,5 | 71,9 |
| | Opх ² | 51,51 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 40,82 | 0,82 | 6,59 | 0,78 | 0,00 | 0,04 | 100,58 | 0,223 | 1,9 | 22,0 | 76,1 |
| | Срх ² | 50,67 | 0,14 | 1,32 | 0,00 | 29,60 | 0,38 | 6,95 | 9,46 | 0,44 | 0,06 | 99,02 | 0,295 | 22,4 | 22,9 | 54,7 |
| | Срх ² | 49,77 | 0,23 | 2,97 | 0,00 | 28,31 | 0,32 | 7,23 | 9,49 | 0,57 | 0,07 | 98,96 | 0,313 | 22,8 | 24,2 | 53,0 |
| | Срх ³ | 55,96 | 1,57 | 6,96 | 0,00 | 26,90 | 0,26 | 5,71 | 9,68 | 1,85 | 0,19 | 99,09 | 0,274 | 25,1 | 20,5 | 54,4 |
| | Pl | 65,00 | 0,00 | 21,89 | 0,00 | 0,33 | 0,00 | 0,01 | 2,88 | 10,12 | 0,03 | 100,26 | 0,137 | | | |
| | Chl | 26,47 | 0,00 | 19,05 | 0,00 | 26,33 | 0,27 | 15,53 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 87,65 | 0,512 | | | |
| H4-72/ /22 | Opх | 55,78 | 0,13 | 0,72 | 0,00 | 21,70 | 0,43 | 19,10 | 1,24 | 0,02 | 0,02 | 99,14 | 0,611 | 2,7 | 59,4 | 37,9 |
| | Hb ¹ | 42,55 | 1,60 | 12,06 | 0,00 | 17,81 | 0,14 | 10,97 | 10,15 | 2,76 | 0,27 | 98,31 | 0,523 | | | |
| | Hb ² | 44,89 | 1,50 | 10,12 | 0,00 | 17,29 | 0,14 | 11,44 | 10,10 | 2,24 | 0,41 | 98,13 | 0,541 | | | |
| | Hb ³ | 46,02 | 1,22 | 8,66 | 0,00 | 16,51 | 0,10 | 12,39 | 10,31 | 1,67 | 0,30 | 97,18 | 0,573 | | | |
| | Hb ⁴ | 51,18 | 0,67 | 4,35 | 0,00 | 13,02 | 0,14 | 15,53 | 10,58 | 0,97 | 0,12 | 96,56 | 0,680 | | | |
| | Hb ⁵ | 51,16 | 0,11 | 2,82 | 0,00 | 18,72 | 0,06 | 11,48 | 11,80 | 0,11 | 0,05 | 96,31 | 0,523 | | | |
| | Hb ⁶ | 53,34 | 0,03 | 1,65 | 0,00 | 16,08 | 0,10 | 13,33 | 11,74 | 0,06 | 0,04 | 96,37 | 0,596 | | | |
| | Hb ⁷ | 54,80 | 0,02 | 1,13 | 0,00 | 16,06 | 0,11 | 14,90 | 11,60 | 0,04 | 0,04 | 98,70 | 0,623 | | | |
| | Chl | 29,89 | 0,16 | 16,98 | 0,00 | 27,28 | 0,32 | 13,54 | 0,22 | 0,02 | 0,02 | 88,43 | 0,469 | | | |
| H4-72/ /13 | Срх | 50,22 | 0,49 | 3,29 | 1,07 | 12,36 | 0,47 | 11,23 | 20,40 | 0,44 | 0,00 | 99,97 | 0,618 | 44,7 | 34,2 | 21,1 |
| | Pl ¹ | 51,82 | 0,00 | 31,39 | 0,00 | 0,22 | 0,00 | 0,00 | 13,58 | 3,67 | 0,00 | 100,68 | 0,672 | | | |
| | Pl ² | 56,68 | 0,00 | 28,03 | 0,00 | 0,25 | 0,00 | 0,00 | 10,48 | 5,36 | 0,07 | 100,87 | 0,517 | | | |
| | Hb | 45,30 | 1,57 | 10,39 | 0,14 | 16,09 | 0,24 | 10,76 | 11,22 | 1,90 | 0,33 | 97,94 | 0,544 | | | |
| | Chl | 29,49 | 0,00 | 16,78 | 0,00 | 28,07 | 0,30 | 14,88 | 0,08 | 0,31 | 0,16 | 90,07 | 0,486 | | | |
| H4-72/ /9 | Срх | 47,94 | 2,29 | 6,12 | 0,11 | 10,48 | 0,06 | 11,82 | 20,47 | 0,33 | 0,03 | 99,65 | 0,668 | 45,4 | 36,5 | 18,1 |
| | Ep ¹ | 37,42 | 0,11 | 24,78 | 0,00 | 12,08 | 0,77 | 0,05 | 22,44 | 0,00 | 0,02 | 97,67 | — | | | |
| | Ep ² | 37,88 | 0,07 | 26,62 | 0,00 | 10,02 | 0,11 | 0,04 | 23,62 | 0,00 | 0,01 | 98,37 | — | | | |
| | Pl ¹ | 66,19 | 0,04 | 21,26 | 0,00 | 0,37 | 0,00 | 0,02 | 2,13 | 10,48 | 0,06 | 100,55 | 0,102 | | | |
| | Pl ² | 66,89 | 0,00 | 20,75 | 0,00 | 0,23 | 0,00 | 0,00 | 1,57 | 11,02 | 0,05 | 100,51 | 0,074 | | | |
| H4-72/ /17-2 | Срх | 51,38 | 0,00 | 0,25 | 0,00 | 17,51 | 0,41 | 9,34 | 20,06 | 0,00 | 0,00 | 98,95 | 0,487 | 42,2 | 28,8 | 29,0 |
| | Pl | 59,01 | 0,00 | 26,12 | 0,00 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 7,64 | 6,94 | 0,26 | 100,29 | 0,374 | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---------------|-----------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|----|----|----|
| Н4-72/ /11 | Hb ¹ | 40,29 | 0,40 | 14,96 | 0,00 | 18,92 | 0,00 | 8,79 | 11,78 | 2,11 | 0,22 | 97,47 | 0,452 | | | |
| | Hb ² | 49,49 | 0,23 | 6,34 | 0,03 | 13,88 | 0,01 | 13,69 | 11,59 | 0,70 | 0,09 | 96,05 | 0,638 | | | |
| | Hb ³ | 50,93 | 0,24 | 4,22 | 0,00 | 15,45 | 0,06 | 14,09 | 11,78 | 0,46 | 0,11 | 97,34 | 0,618 | | | |
| | Hb ⁴ | 54,72 | 0,44 | 1,27 | 0,00 | 14,10 | 0,06 | 15,75 | 12,26 | 0,02 | 0,03 | 98,65 | 0,665 | | | |
| | Chl | 26,70 | 0,01 | 21,36 | 0,00 | 24,12 | 0,19 | 17,26 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 89,67 | 0,560 | | | |

Примечание. Образцы Н4-72/6, 72/32 – лерцолиты; Н4-72/17-1, 72/15, 72/22 – метагаббро; Н4-72/13 – диабаз; Н4-72/9 – оливин-дироксен-плагноклазовый метабаазальт; Н4-72/17-2 – амфиболит; Н4-72/11 – амфибол-хлоритовая порода. Hb¹, Hb², Hb³ и т. д. – различные кристаллы амфибола в одном образце (с – центр, r – край кристалла). * – в сумму включено 0,11 % NiO.

(см. табл. 2), отличающейся от шпинели серпентинизированных лерцолитов только более высокой степенью окисления железа и повышенной концентрацией никеля.

Метагаббро представлены клинопироксеновыми и амфибол-клинопироксеновыми разностями, нередко бластокатаклазированными. Реже отмечаются метаморфизованные амфиболсодержащие габбро-нориты.

В составе клинопироксеновых габбро первичными минералами являются плагноклаз An_{63–72} и хромсодержащий авгит Ca_{38–43}Mg_{46–47}Fe_{10,7–14,8} (см. табл. 1, обр. Н4-72/17-1). Пироксен частично замечается хлоритом и бледно-зеленым актинолитом.

Амфибол-клинопироксеновые метагаббро изменены значительно сильнее, чем клинопироксеновые разности. В их составе отмечаются реликты хромсодержащего диопсида Ca_{48,6}Mg_{42,9}Fe_{8,5} (см. табл. 1, обр. Н4-72/15), оливково-бурой чермакитовой и магнезиальной роговой обманки, по номенклатуре [17], и псевдоморфозы альбита, хлорита и клиноцоизита по плагноклазу. Между этими фазами располагаются ильменит и апатит, как бы цементируя породу и обуславливая повышенные концентрации в ней железа, титана и фосфора (табл. 4, ан. 3). На заключительных стадиях из остаточного межзернового расплава, богатого железом, в этих породах кристаллизуются очень железистые ортопироксены эвлитового состава Ca_{1,9–2,6}Mg_{22,0–25,5}Fe_{71,9–76,1} и бедные кальцием ферроавгиты Ca_{22,4–25,1}Mg_{20,5–24,2}Fe_{53,0–54,7} (см. табл. 1). Акцессорная шпинель

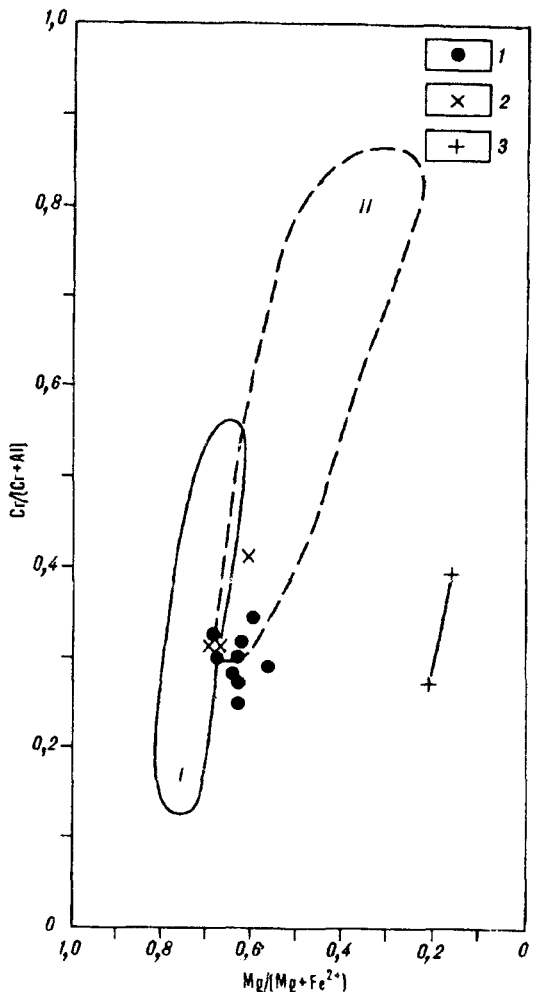


Диаграмма $Cr/(Cr + Al) - Mg/(Mg + Fe^{2+})$ хромистых шпинелей перидотитов и метагабброидов офиолитового комплекса Центрального разлома. Поля шпинелей абиссальных перидотитов (I) и перидотитов подводных гор Изу-Бонинского и Марианского желобов (II) соответственно по [13] и [16]. 1 – лерцолиты, 2 – талькиты и серпентин-тальковые породы, 3 – метагаббро.

Представительные микронзондовые анализы хромистых шпинелей

| Компонент | Н4-72/6 | | | | | Н4-72/32 | |
|---------------------------------------------------------|---------|-------|--------|--------|--------|----------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 41,44 | 40,81 | 38,69 | 44,18 | 46,01 | 40,32 | 42,16 |
| Cr ₂ O ₃ | 26,92 | 24,86 | 30,30 | 24,95 | 23,23 | 29,03 | 29,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,64 | 1,28 | 1,05 | 0,48 | 0,97 | 1,31 | 0,00 |
| FeO | 14,06 | 18,57 | 16,95 | 16,06 | 16,20 | 13,93 | 16,16 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,23 | 0,22 |
| MgO | 16,05 | 13,34 | 13,94 | 14,99 | 15,28 | 16,11 | 14,83 |
| NiO | 0,14 | 0,02 | 0,00 | 0,09 | 0,11 | 0,17 | 0,03 |
| ZnO | Н. о. | 0,58 | 0,08 | 0,11 | 0,16 | Н. о. | 0,18 |
| Сумма | 100,54 | 99,64 | 101,19 | 101,03 | 102,12 | 101,20 | 102,61 |
| Cr/(Cr+Al) | 0,303 | 0,290 | 0,344 | 0,275 | 0,253 | 0,326 | 0,316 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0,671 | 0,562 | 0,594 | 0,625 | 0,627 | 0,673 | 0,621 |
| Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) | 0,097 | 0,059 | 0,053 | 0,026 | 0,051 | 0,076 | 0,00 |

Примечание. Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны, исходя из стехиометрии шпинелей. Образцы Н4-72/6, 72/32 — 72/15 — метагаббро (13 — центр, 14 — край кристалла). Н. о. — не определялось.

метагаббро (см. табл. 2, рисунок) является низкохромистой и высокожелезистой с повышенной степенью окисления железа. В краевых частях ее кристаллов резко возрастает хромистость и снижается глиноземистость, что свидетельствует о формировании краевых зон во время кристаллизации основной массы плагноклаза.

Амфиболсодержащие метаморфизованные габбро-нориты содержат реликты ортопироксена Ca_{7,7}Mg_{59,4}Fe_{37,9} (см. табл. 1, обр. Н4-72/22), псевдоморфозы амфибола и хлорита по моноклинному пироксену, оливково-бурую чермакитовую и магнезиальную роговую обманку, псевдоморфозы альбита по первичному плагноклазу и ильменит. Оливково-бурая роговая обманка и клинопироксен габбро-норитов при диафторезе замещаются актинолитом и актинолитовой роговой обманкой.

Более широким распространением среди драгированного материала Центрального разлома пользуются диабазы. Породы сложены интенсивно хлоритизированным и эпидотизированным лабрадором An₆₇₋₅₂ (см. табл. 1, обр. Н4-72/13), хлоритизированным и амфиболитизированным хромсодержащим авгитом Ca_{44,7}Mg_{34,2}Fe_{21,1}, оливково-бурой магнезиальной роговой обманкой, редким биотитом и ильменитом. Оливково-бурая роговая обманка обрастает и частично корродирует кристаллы пироксена. В интерстициях диабазов присутствует небольшое (до 5 %) количество хлоритизированного вулканического стекла.

Метабазальты, слагающие, вероятно, верхи офиолитового комплекса, представлены порфиоровыми оливин-клинопироксен-плагноклазовыми разностачьями с микроделеритовой и интерсертальной основной массой, содержащей большее количество вулканического стекла, чем диабазы. Клинопироксен этих пород в отличие от диабазов является титанистым авгитом Ca_{45,4}Mg_{36,5}Fe_{18,1} (см. табл. 1, обр. Н4-72/9), обогащенным алюминием. Он частично замещается актинолитом, эпидотом и хлоритом. Оливин нацело преобразован в серпентин, а плагноклаз — альбитизирован. Вулканическое стекло замещено хлоритом. Характерны прожилки и обособления эпидота. Туфы метабазальтов характеризуются сходным составом, отличаясь от метабазальтов обломочным строением.

Амфиболиты (см. табл. 1, обр. Н4-72/17-2) драгированы в виде единственного обломка величиной около 2 см и представляют собой клинопироксен-амфибол-плагноклазовую породу, пересеченную (?) маломощным прожилком метаморфизованного пироксенового габбро (обр. Н4-72/17-1), описанного выше. Амфиболиты сложены оливково-зеленой роговой обманкой,

из пород офиолитового комплекса Центрального разлома, мас. %

| Н4-72/32 | | Н4-72/19 | Н4-72/21 | Н4-72/25 | Н4-72/15 | |
|----------|--------|----------|----------|----------|----------|--------|
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,11 |
| 42,44 | 44,17 | 32,58 | 40,39 | 39,25 | 35,24 | 26,58 |
| 27,40 | 25,83 | 34,16 | 28,28 | 28,51 | 19,88 | 25,95 |
| 0,00 | 0,00 | 3,75 | 1,22 | 2,20 | 11,19 | 13,43 |
| 15,66 | 15,50 | 16,18 | 13,81 | 13,76 | 29,51 | 30,34 |
| 0,22 | 0,22 | 0,29 | 0,24 | 0,22 | 0,37 | 0,47 |
| 14,82 | 15,18 | 13,73 | 15,97 | 15,86 | 4,57 | 3,53 |
| 0,00 | 0,01 | 0,19 | 0,17 | 0,19 | 0,00 | 0,00 |
| 0,15 | 0,20 | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 1,33 | 0,94 |
| 100,69 | 101,11 | 100,97 | 100,16 | 100,07 | 102,16 | 101,35 |
| 0,302 | 0,282 | 0,413 | 0,320 | 0,328 | 0,275 | 0,396 |
| 0,628 | 0,636 | 0,602 | 0,673 | 0,673 | 0,216 | 0,172 |
| 0,00 | 0,00 | 0,173 | 0,070 | 0,128 | 0,254 | 0,285 |

лерцолиты; Н4-72/19, 72/21, 72/25 — талькиты, серпентин-тальковые и тремолит-серпентин-тальковые породы; Н4-

андезитом Ap_{37} и небольшим количеством авгита $Ca_{42,2}Mg_{28,8}Fe_{29}$, титанистого биотита и рудных минералов. Отмечаются маломощные прожилки кварца.

Амфибол-хлоритовые сланцы (см. табл. 1, обр. Н4-72/11) состоят из неправильной формы выделений тонкочешуйчатых агрегатов бледно-зеленого хлорита, аналогичных по форме мелкозернистых скоплений зеленоватобуроватого амфибола, отвечающего магнезиальному гастингситу, между которыми располагается значительное количество ильменита и сфена. Первичная гастингситовая роговая обманка последовательно замещается магнезиальной и актинолитовой роговой обманкой, а затем актинолитом.

Петрохимические особенности пород. Химические составы пород офиолитовой ассоциации приведены в таблицах 3 и 4. Как видно из табл. 3, лерцолиты содержат пониженные концентрации CaO , что обусловлено малыми размерами драгированных образцов с неравномерным распределением в них породообразующих минералов, испытавших интенсивное низкотемпературное преобразование, с чем связаны высокое отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} и высокое содержание H_2O в породах. Однако реликты породообразующих минералов позволяют однозначно определить состав исходных пород. Почти все ультраосновные породы содержат хромистую шпинель, которая, как известно, является чувствительным индикатором температуры, давления и состава пород [13, 15]. Состав хромистой шпинели ультрамафитов Центрального разлома приведен на рисунке, из которого видно, что эта шпинель отчетливо отличается от шпинели реститовых, сильно деплетированных гарцбургитов офиолитовых комплексов Марианского и Идзу-Бонинского желобов пониженным отношением $Cr/(Cr + Al)$ и низким содержанием Fe^{3+} . Акцессорная шпинель лерцолитов по составу сходна с хромистой шпинелью абиссальных перидотитов и океанических базальтов [13]. Предполагается, что деплетированные гарцбургиты внутренних склонов глубоководных желобов, содержащие хромистую шпинель, формируются в островодужной обстановке [11, 14]. Если это предположение верно, то ультраосновные породы Центрального разлома, содержащие менее хромистую и более глиноземистую акцессорную шпинель, представляют собой менее деплетированный мантийный материал, чем ультрамафиты глубоководных желобов.

О первичной природе талькитов, серпентин-тальковых и тремолит-серпентин-тальковых пород судить трудно, так как кроме акцессорной шпинели, которая, как отмечено выше, сходна со шпинелью лерцолитов, не содержится других реликтов минералов. Возможно, что исходными породами для тальк-

Химический состав ультраосновных пород офиолитового комплекса Центрального разлома, мас. %

| Компонент | H4-72/6 | H4-72/24 | H4-72/19 | H4-72/20 | H4-72/21 | H4-72/25 | H4-72/27 |
|--------------------------------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 38,53 | 38,56 | 56,48 | 55,29 | 56,53 | 57,48 | 55,80 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 2,82 | 3,26 | 3,06 | 2,76 | 2,25 | 2,07 | 2,27 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,50 | 0,45 | 0,35 | 0,35 | 0,33 | 0,28 | 0,27 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,32 | 8,23 | 3,52 | 4,46 | 2,27 | 3,63 | 5,10 |
| FeO | 0,41 | 0,41 | 2,92 | 2,66 | 3,05 | 2,65 | 1,46 |
| MnO | 0,64 | 1,89 | 0,50 | 0,49 | 0,56 | 0,43 | 1,40 |
| MgO | 35,40 | 32,99 | 27,92 | 28,13 | 27,66 | 26,57 | 27,18 |
| NiO | 0,26 | 0,37 | 0,27 | 0,19 | 0,19 | 0,26 | 0,33 |
| CaO | 0,69 | 0,83 | Сл. | 0,41 | 0,97 | 1,38 | 0,55 |
| Na ₂ O | 0,22 | 0,33 | 0,13 | 0,08 | 0,12 | 0,20 | 0,16 |
| K ₂ O | 0,12 | 0,14 | 0,05 | 0,02 | 0,07 | 0,08 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| H ₂ O ⁺ | 10,92 | 8,97 | 1,93 | 2,47 | 3,32 | 3,99 | 4,36 |
| П. п. п. | 1,14 | 3,41 | 3,00 | 2,43 | 2,60 | 0,91 | 1,39 |
| Сумма | 100,05 | 99,93 | 100,21 | 99,79 | 100,00 | 100,01 | 100,41 |
| X _{Mg} | 0,889 | 0,883 | 0,892 | 0,882 | 0,907 | 0,888 | 0,892 |

Примечание. Анализы 1, 2 — лерцолиты, 3—7 — талькиты, серпентин-тальковые и тремолит-серпентин-тальковые породы.

содержащих пород служили ультраосновные образования кумулятивного комплекса, претерпевшие интенсивные низкотемпературные метасоматические изменения.

Сопоставление содержаний породообразующих компонентов и элементов-примесей амфиболитов с диабазами и метаморфизованными габбро Центрального разлома (см. табл. 4) свидетельствует о близости их состава, и наиболее вероятным представляется образование амфиболитов при метаморфизме этих пород. Состав амфибол-хлоритовых сланцев показывает, что исходными породами служили, вероятно, ультрамафиты расслоенного комплекса.

Диабазы и метабазалты Центрального разлома (см. табл. 4) характеризуются низкими содержаниями калия, рубидия, бария при повышенных концентрациях хрома, никеля, титана и иттрия, т. е. по особенностям состава они близки примитивным толеитовым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия и таких внутриплитных структур, как поднятие Манихики и впадина Науру [4, 19]. Диабазы также весьма сходны с долеритами офиолитового комплекса разлома Яп [10].

P — T-условия метаморфизма пород офиолитового комплекса. Анализ минеральных ассоциаций метаморфизованных основных и ультраосновных пород офиолитового комплекса и применение амфиболитового геотермобарометра [7] свидетельствуют, что все изменения имеют диафорическую природу и происходили в условиях зеленосланцевой фации. Оценка *P — T*-условий метаморфизма дает температуру 330—450 °C и давление от <1 до 3 кб.

Оливково-бурый амфибол, отмечаемый в большинстве драгированных метагабброидов и диабазов, образовался, вероятно, на позднемагматическом этапе кристаллизации межзернового остаточного расплава при температуре 550—650 °C и давлении 4,5—7,5 кб (оценки по геотермобарометру [7]), т. е. в условиях глубинных магматических очагов.

Заключение. Основные и ультраосновные породы офиолитового комплекса Центрального разлома по составу и минеральным ассоциациям наиболее сходны с породами офиолитов, драгированных в разломе Яп Филиппинского моря, где встречены сравнительно слабо деплетированные шпинел-

Химический состав (окислы — мас.%, элементы — г/т) базитовых пород офиолитового комплекса Центрального разлома

| Компонент | H4-72/17-2 | H4-72/11 | H4-72/15 | H4-72/7 | H4-72/10 | H4-72/13 | H4-72/8 | H4-72/9 |
|--------------------------------|------------|----------|----------|---------|----------|----------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 52,47 | 31,10 | 42,68 | 46,02 | 46,90 | 37,37 | 47,25 | 49,15 |
| TiO ₂ | 1,42 | 2,25 | 4,45 | 1,35 | 1,39 | 1,25 | 1,38 | 1,45 |
| Al ₂ O ₃ | 15,43 | 16,49 | 14,52 | 17,14 | 15,27 | 16,34 | 16,31 | 15,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,84 | 3,17 | 6,00 | 5,64 | 7,36 | 2,34 | 3,24 | 3,03 |
| FeO | 6,25 | 18,14 | 10,90 | 4,59 | 4,12 | 11,86 | 6,50 | 6,87 |
| MnO | 0,24 | 0,68 | 0,68 | 0,37 | 0,21 | 0,69 | 0,22 | 0,22 |
| MgO | 5,36 | 14,14 | 4,88 | 9,03 | 5,55 | 13,94 | 11,61 | 9,71 |
| CaO | 8,42 | 4,26 | 7,41 | 10,66 | 14,87 | 6,78 | 6,60 | 6,62 |
| Na ₂ O | 3,39 | 0,26 | 3,16 | 1,90 | 2,32 | 1,12 | 2,48 | 3,81 |
| K ₂ O | 0,34 | 0,08 | 0,20 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,08 | 0,11 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,42 | 2,04 | 0,17 | 0,27 | 0,26 | 0,25 | 0,25 |
| H ₂ O ⁺ | 0,95 | 7,81 | 2,13 | | | 5,59 | | |
| П. п. п. | 0,14 | 0,84 | 0,26 | 2,79 | 1,42 | 1,26 | 3,77 | 2,93 |
| Сумма | 99,58 | 99,64 | 99,33 | 99,79 | 99,81 | 99,50 | 99,69 | 99,98 |
| X _{Mg} | 0,476 | 0,547 | 0,346 | 0,623 | 0,479 | 0,641 | 0,687 | 0,643 |
| Rb | Н. о. | Н. о. | Н. о. | 5 | 8 | Н. о. | 5 | 5 |
| Sr | » | » | » | 103 | 331 | » | 106 | 124 |
| Ba | » | » | » | 5 | 5 | » | 5 | 4 |
| Zr | » | » | » | 59 | 86 | » | 64 | 73 |
| Y | » | » | » | 22 | 32 | » | 21 | 24 |
| Ni | 85 | 358 | 90 | 247 | 82 | 239 | 154 | 126 |
| Co | 30 | 88 | 12 | 47 | 25 | 47 | 34 | 32 |
| Cr | 148 | 128 | 8 | 228 | 232 | 380 | 247 | 205 |
| V | 159 | 154 | 44 | 172 | 194 | 184 | 183 | 186 |
| Cu | 76 | 19 | 67 | 86 | 71 | 73 | 81 | 90 |

Примечание. 1 — амфиболит, 2 — амфибол-хлоритовая порода, 3 — метагаббро, 4–6 — диабазы, 7, 8 — metabазальты. Низкое содержание SiO₂ в обр. H4-72/13 обусловлено интенсивной хлоритизацией.

левые лерцолиты, тогда как для офиолитовых разрезов желобов Яп, Идзу-Бонинского и Марианского характерна ассоциация сильно деплетированных гарцбургитов и плагиоклазовых кумулятивных перидотитов [1—3, 8, 10, 11, 16]. Хромистая шпинель офиолитов Центрального разлома и разлома Яп [10] аналогична по составу шпинели абиссальных перидотитов [13], являясь более глиноземистой и менее хромистой по сравнению со шпинелью предельно деплетированных ультрамафитов глубоководных желобов Филиппинского моря.

Большая часть основных пород и кумулятивных перидотитов Центрального разлома содержит небольшое количество первичного оливково-бурого амфибола, формирующегося на позднемагматическом этапе кристаллизации расплава коровых магматических камер.

Основные и ультраосновные члены офиолитовой ассоциации испытали интенсивное преобразование в условиях фации зеленых сланцев ($T = 330—450$ °C, P от <1 до 3 кб).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря/Под ред. А. В. Пейве.— М.: Наука, 1980.
2. Геология и петрология зон глубоководных желобов Западного Тихого океана/А. Ф. Бехтольд, Б. И. Васильев, И. Н. Говоров и др.— М.: Наука, 1991.
3. Геологическое строение южной части Идзу-Бонинского глубоководного желоба/Б. И. Васильев, И. Н. Говоров, И. А. Тарарин и др./ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
4. Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Стрижкова А. А., Стунжас А. А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 6.— С. 24—36.
5. Лазько Е. Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларин (Центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 12.— С. 28—42.

6. Лазько Е. Е., Кашинцев Г. Л., Муравицкая Г. Н. Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть Тихого океана) // Там же.— 1984.— № 3.— С. 42—53.
7. Мишкин М. А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // Докл. АН СССР.— 1990.— Т. 312, № 4.— С. 944—946.
8. Паланджян С. А., Говоров И. Н., Тарарин И. А. и др. Перидотиты Идзу-Бонинского глубоководного желоба // Там же.— 1990.— Т. 311, № 6.— С. 1434—1439.
9. Тарарин И. А., Чудаев О. В., Васильев Б. И., Говоров И. Н. Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Там же.— 1988.— Т. 299, № 3.— С. 692—696.
10. Щека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Там же.— 1986.— Т. 286, № 2.— С. 417—421.
11. Bloomer S. H., Hawkins J. W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An Island arc ophiolite // Tecton. and Geol. Evol. Southeast Asian Seas and Isl. Pt. 2.— Wash. (D. C.), 1983.— P. 294—317.
12. Danckwerth P. A., Newton R. C. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ in the range $900^{\circ} - 1100^{\circ}C$ and Al_2O_3 isopleths of enstatite in the spinel field // Contrib. Mineral. Petrol.— 1978.— V. 66.— P. 189—201.
13. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinels as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinotype peridotite and spatially associated lavas // Ibid.— 1984.— V. 86, N 1.— P. 54—76.
14. Evans C. A., Hawkins J. Island-arc and back-arc basin sections within the Zambales ophiolite, Philippines: Differences in the upper mantle peridotites (Abstr.) // EOS Trans. AGU.— 1981.— V. 62.— P. 1086.
15. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, 2, Petrologic applications // Can. J. Earth Sci.— 1967.— V. 4.— P. 71—103.
16. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinites seamounts in the Izu-Ogasawara — Mariana forearc, Leg. 125/Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B. et al. // Proc. ODP, Sci. Results, 125.— College Station, TX, 1992.— P. 445—485.
17. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral.— 1978.— V. 16; N 4.— P. 501—520.
18. Presnall D. C. Alumina content of enstatite as a geobarometer for plagioclase and spinel lherzolites // Amer. Mineral.— 1976.— V. 61.— P. 582—588.
19. Shcheka S. A. Igneous rocks of DSDP leg 61, Nauru Basin // Init. Repts DSDP.— 1981.— V. 61.— P. 633—671.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 июня 1993 г.

УДК 551.243(571.6)

Б. А. Натальин, С. Н. Алексеенко

СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АМУРСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕЛОВОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОКА АЗИИ

Амурский комплекс представляет собой осадочное выполнение ископаемого глубоководного желоба Хингано-Охотской активной континентальной окраины и располагается северо-западнее Амурской сутуры, отделяющей активную окраину от Сихотэ-Алинского террейна. Дислокационная структура амурского комплекса сформирована многоэтапными деформациями, среди которых наиболее существенную роль сыграли деформации коллизийного этапа, сформировавшие широкую зону хрупко-пластических левосторонних сдвиговых дислокаций, отражающих косую коллизию Сихотэ-Алинского террейна.

В мезозойской структурной эволюции территории юга Дальнего Востока существенную роль сыграли две сутурные зоны — средне-позднеюрская Монголо-Охотская, сформировавшаяся при столкновении Восточно-Сибирской активной континентальной окраины с тектоническими структурами Буреинского массива [6], и раннемеловая Амурская, отделяющая Хингано-Охотскую активную континентальную окраину от юрских и более древних складчатых сооружений Сихотэ-Алинского террейна (рис. 1).

Северо-западнее Амурской сутуры, вдоль долины р. Амур, четко прослеживаются два субпараллельных тектонических элемента северо-восточного простираения, составляющих Хингано-Охотскую активную континентальную окраину. Это длительное время синхронно формировавшиеся преимущественно раннемеловой Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс, состоящий из ряда отдельных вулканических полей и зон [2, 7], и терригенный

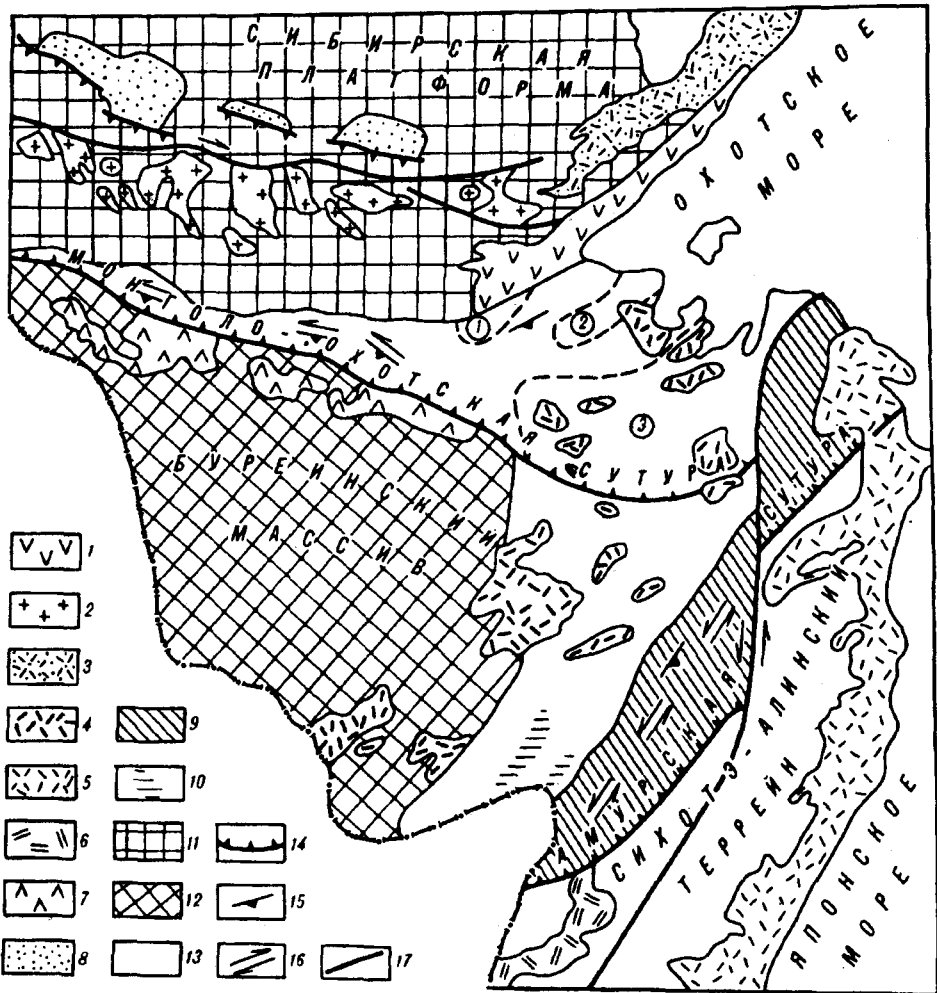


Рис. 1. Мезозойские сутурные зоны юга Дальнего Востока.

1-7 — магматические пояса конвергентных границ литосферных плит: 1 — триасово-юрская Удско-Мургалская вулканическая островная дуга, 2 — Становой плутонический пояс триасово-юрской активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента, 3 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс меловой активной континентальной окраины Азии, 4 — Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс раннемеловой активной континентальной окраины Азии, 5 — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс сенон-палеогеновой активной континентальной окраины Азии, 6 — Алчанский вулканический пояс ап-альбской активной континентальной окраины (?) Сихотэ-Алинского террейна, 7 — меловой Умлекано-Огоджинский коллизионный вулканоплутонический пояс; 8 — юрские терригенные отложения тылового прогиба активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента; 9, 10 — аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины; 9 — амурский комплекс, 10 — хабаровский комплекс; 11 — Сибирская платформа; 12 — Бурейнский массив; 13 — аккреционные складчатые системы; 14 — сутурные зоны; 15, 16 — вергентность коллизионных структур: 15 — складчато-надвиговых, 16 — сдвиговых; 17 — Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг.

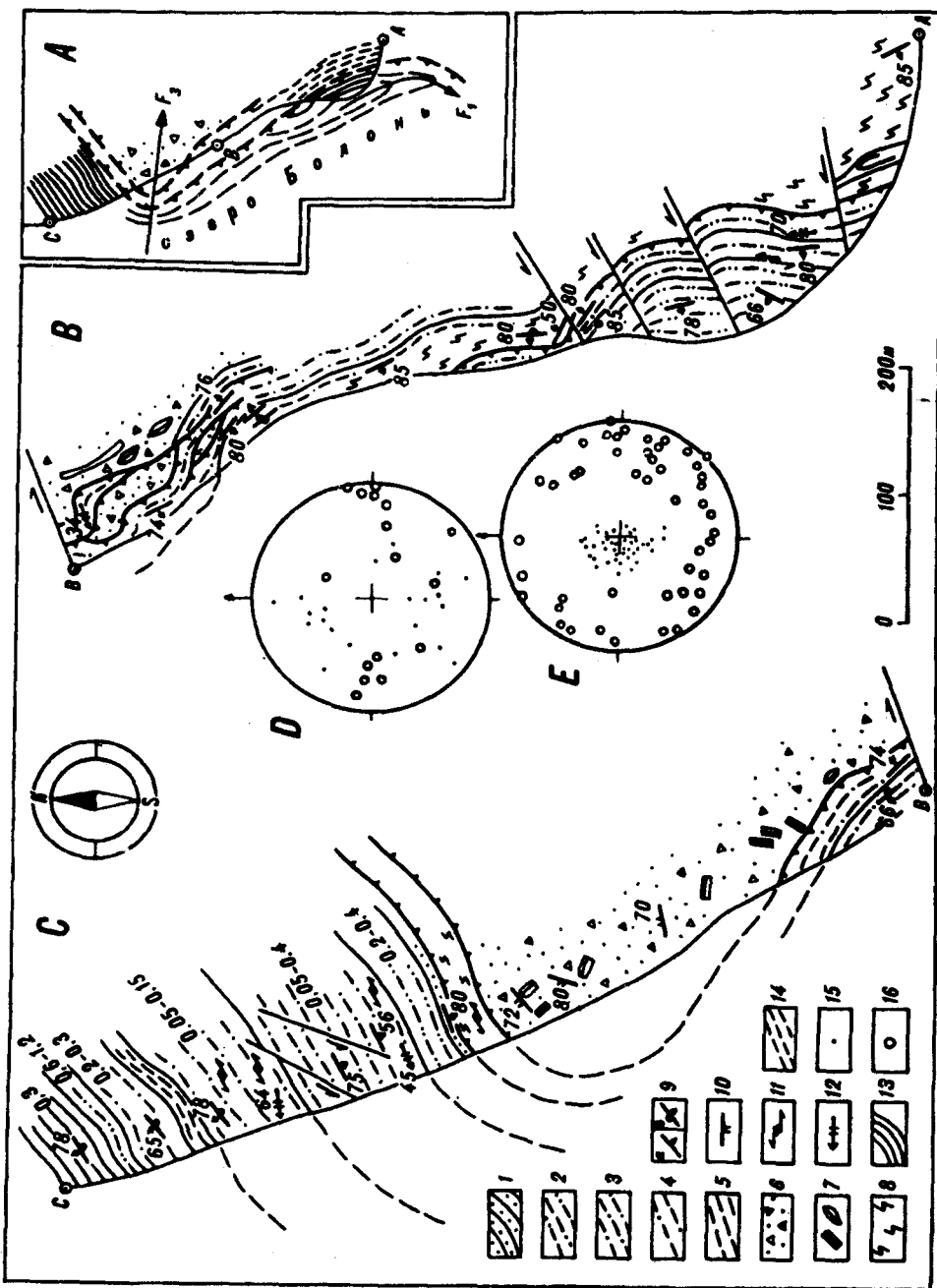
нижний мел-сенomanский амурский комплекс, представляющий собой осадочное выполнение ископаемого глубоководного желоба [4, 5].

Северо-западнее амурского комплекса в окрестностях г. Хабаровска и в хр. Вандан обнажается хабаровский комплекс, по возрасту синхронный амурскому, но представляющий собой меланж [5]. Матрикс меланжа имеет раннемеловой возраст и содержит включения верхнепалеозойских и верхнетриасовых известняков, триасовых кремней, ранне-среднеюрских кремнисто-глинистых сланцев, габброидов и вулканитов, метаосадочных пород неизвестного возраста. Структурная история хабаровского комплекса, несмотря на различия структурных стидей, во многом идентична истории амурского комплекса.

Основной объем амурского комплекса слагают породы турбидитовой ассоциации. Здесь установлены практически все фации турбидитов. Ассоциации этих фаций присутствуют практически во всех выделенных при среднемасштабной геологической съемке стратиграфических подразделений,

Рис. 2. Строение раннемеловых толщ амурского комплекса на юго-восточном берегу оз. Болонь.

А — олигострома с включениями внутрибассейнового материала приурочена к подоше раннего последнего налива, подчеркнутую зоной интенсивно деформированных тонокоритических турбидитов. В высшем крыле налива присутствует ранняя синклиналичная изоклинальная складка F₁. Зона последнего налива и складка F₁ вторично деформированы в асимметричную двостороннюю складку F₃ с крутым шарниром, порожденную поздними свивовыми смещениями по прогибам. В, С — детали строения южной и северной частей обнажения. D — ориентировка мелких складок F₁, E — ориентировка мелких складок F₃. 1 — слонистые песчанки; 2-4 — ритмично-слоистые турбидиты; 2 — с преобладанием песчаников, 3 — с равным соотношением песчаников и алевролитов, 4 — с преобладанием алевролитов; 5 — алевролиты; 6 — олигострома; 7 — крупные олигостолы; 8 — зона интенсивных деформаций; 9 — вертикальные залегающие (в — при известной полярности «кровля — подошва»); 10 — ориентировка сланцеватости; 11 — кинематика смещений по мелким структурным формам; 12 — ориентировка шарниров складок F₃; 13, 14 — условные обозначения к рис. А; 13 — участки с хорошей сохранностью слоистости, 14 — зона интенсивных деформаций; 15, 16 — условные обозначения к рис. D и E; 15 — шарниры, 16 — полюса осевых поверхностей.



что не позволяет нам согласиться с существующими представлениями о каких-либо принципиальных изменениях условий раннемеловой седиментации [3].

На разных стратиграфических уровнях обнаружены олистостромы, матрикс которых представлен глинистым и песчано-глинистым материалом, а включения — обломками песчаников и олистоплаками ритмично-слоистых пачек, по составу идентичных вмещающим олистостромы породам.

Дислокационная структура амурского комплекса сформирована многоэтапными деформациями, среди которых важное значение имеют деформации раннего, предположительно субдукционного этапа, сформировавшие чешуйчато-надвиговую структуру юго-восточной вергентности. Практически на всех изученных участках вдоль долины р. Амур выявлены изоклинальные складки с пологими шарнирами, приуроченные к зонам послонных срывов. Они разделяют пакеты с моноклинальным залеганием слоистости, которая практически не нарушена деформациями данного этапа. Складки и послонные срывы обычно приурочены к глинистым породам или тонкоритмичным турбидитам и имеют небольшую мощность. Деформации первого этапа были, по-видимому, конседиментационными, о чем свидетельствует приуроченность олистостром к лежащим крыльям крупных послонных срывов (рис. 2). Они продолжались длительное время, так как олистостромы встречаются на разных стратиграфических уровнях. По-видимому, в течение всего раннего мела и, возможно, сеномана амурский комплекс представлял собой зону субдукции, где в близповерхностных условиях терригенный материал глубоководного желоба вовлекался в чешуйчато-надвиговые дислокации. В современной структуре слоистость, осевые поверхности сжатых и изоклинальных складок и послонные срывы имеют крутые падения. Такая ориентировка плоскостных структурных форм, по-видимому, обусловлена начальной стадией коллизионных деформаций.

Коллизионные деформации сыграли существенную роль в определении современного облика меловых образований амурского комплекса. Структурный парагенезис этого этапа деформаций включает зоны вязких сдвигов, сопряженные с ними складки с крутыми шарнирами, сланцеватость, проявленную в зонах вязких сдвигов, и структуры будинажа.

Левые сдвиги широко распространены на юге Дальнего Востока. Они установлены на Буреинском массиве, в Баджальской и Горинской зонах; подробно описана Центрально-Сихотэ-Алинская система субмеридиональных левых сдвигов [1, 8].

Все эти разломы дискретны в пространстве и являются результатом хрупких деформаций. Зоны разломов хорошо выражены, и картирование их не составляет большого труда. Сдвиговая тектоника амурского комплекса обладает иным структурным стилем и выявление и изучение его потребовало применения специальной методики, базирующейся главным образом на кинематическом анализе дислокаций.

Так же как и дислокации первого этапа, сдвиговые смещения осуществлялись в основном вдоль плоскостей крутопадающей слоистости. Плоскости смещений вследствие пластических условий деформации в большинстве случаев не имеют борозд и штрихов скольжения, и поэтому при определении характера смещений используются такие кинематические индикаторы как асимметричность складок, структурные рисунки дуплексирования слоев и оперяющих сколов, характер будинажа.

Зоны вязких сдвигов, сложенные тектонизированными алевролитами и филонитами, как и послонные надвиги первого этапа деформаций, как правило, приурочены к пачкам алевропелитов или тонкоритмичных турбидитов. Породы в зонах вязких разломов интенсивно рассланцованы. Мощность наиболее крупных зон достигает 10—20 м, но в большинстве случаев измеряется первыми метрами или десятками сантиметров.

В структурном парагенезисе коллизионных деформаций наиболее широко распространены структуры будинажа. Лишь в редких случаях наблюдаются слои с хорошо сохранившейся параллельностью подошвы и кровли. Но

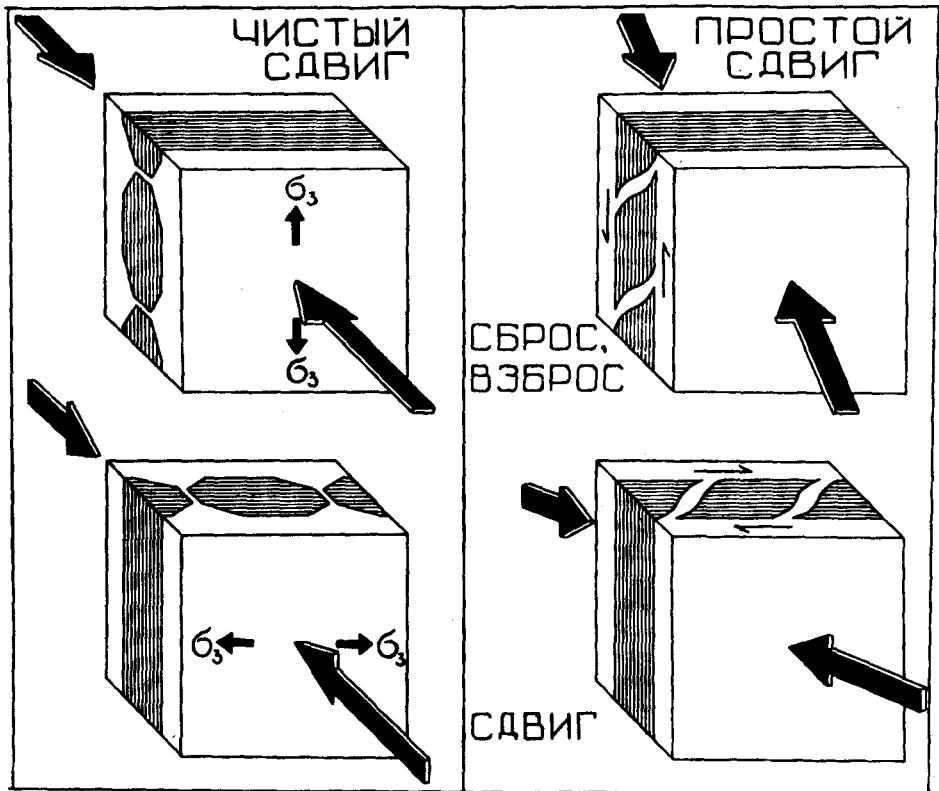


Рис. 3. Типы будинажа в разных условиях деформации. Пояснения в тексте.

и в таких пачках в компетентных породах обязательно присутствуют сколы, ориентированные под крутым углом к слоистости.

Особенно ярко будинаж проявлен в груборитмичных турбидитах, слоистых песчаниках и горизонтах массивных песчаников. Будинаж вообще характерное свойство любых неоднородно-слоистых сред, и, как нам представляется, изучение его является мощным средством для расшифровки типа деформации горных пород, кинематических и, в конечном счете, динамических аспектов структурной эволюции. В практике геологических исследований значение будинажа явно недооценивается, и поэтому уместно остановиться на главных теоретических предпосылках.

Рисунок 3 иллюстрирует основные типы будинажа, возникающего в разных условиях деформации. В левой части рисунка показаны условия чистого сдвига. Объем горных пород испытывает уплощение, а растяжение слоев контролируется ориентировкой направления минимального напряжения. Вследствие этой деформации возникают будины, имеющие симметричную форму, и это является главным свойством, используемым в кинематическом анализе. Ориентировка длинных осей будин однозначно указывает на направление растяжения слоев.

Правая часть рис. 3 иллюстрирует условия простого сдвига. В классическом варианте направление максимального главного напряжения ориентировано под углом 45° к напластованию. В результате возникает интенсивное скольжение, параллельное слоистости, сопровождающееся будинообразованием.

Признаками данных условий деформации являются асимметричные формы будин, которые однозначно указывают на кинематический тип смещения. Удлинение будин позволяет определить характер смещения в традиционных геологических терминах — сдвиг, сброс, надвиг и т. д. Будинаж в условиях простого сдвига в настоящее время интенсивно изучается, и со многими более детальными следствиями, экспериментальными и теоретическими обоснованиями можно ознакомиться в работах [9, 10].

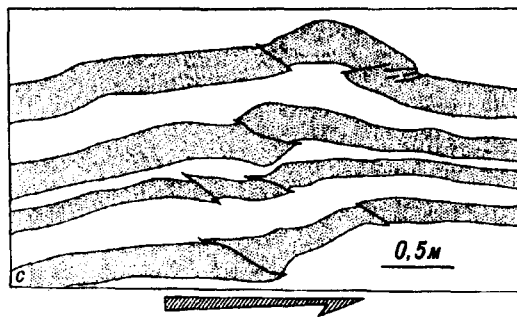
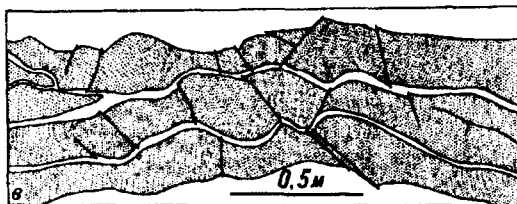
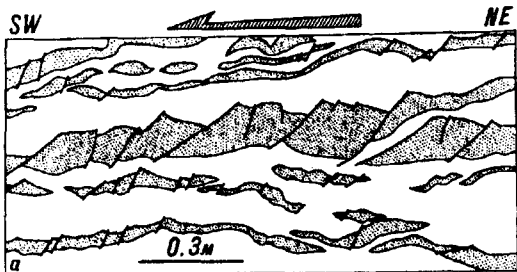


Рис. 5. Будинаж в амурском комплексе. Все зарисовки плановые. Углы падения слоистости крутые.

a — обычный тип будинажа, обусловленный растяжением слоев в плоскости сдвига, *b* — будинаж, обусловленный сокращением слоев в плоскости сдвига, *c* — однонаправленные подстановки слоев. Во всех случаях общие смещения левосторонние.

Естественно, природные условия далеко не всегда соответствуют классической схеме деформации простого сдвига. Отклонение ориентировок главных нормальных напряжений от классического варианта, комбинация условий чистого и простого сдвига теоретически, конечно же, вносят дополнительные осложнения. Однако неоднородность, задаваемая слоистостью, и, соответственно, приуроченность к слоистости основных смещений, особенно при пластической деформации, во многом нивелирует влияние неблагоприятных факторов, затрудняющих получение главного результата — кинематической оценки смещений.

Будины в амурском комплексе в поперечном сечении имеют моноклинную форму симметрии, что является надежным признаком того, что будинообразование явилось следствием деформации простого сдвига или, что точнее, некоаксиальной деформации. Удлинения будин и линз ориентированы по падению слоев, что свидетельствует о смещениях по простиранью.

Будинаж в турбидитовых толщах выражен либо в регулярном чередовании пережимов и выпуклостей пластов компетентных пород, либо в образовании разобщенных будин и линз. Особенно высоких ступеней будинажа достигает на крыльях зон вязких разломов. Тонкослоистые породы здесь полностью разлинзованы. Полному разлинзованию часто подвергаются и мощные горизонты массивных песчаников. Морфология будин в большинстве случаев отражает условия пластической деформации. Наряду с мелкими складками установлены крупные асимметричные складки с крутыми шарнирами (рис. 4).

Формы будин, соотношения будин и сколов нередко дают типичные для некоаксиальной деформации структурные рисунки (рис. 5, *a*), которые легко интерпретируются как следствие левосторонних сдвиговых смещений в плоскости слоистости. Наряду с ними наблюдались соотношения будин, которым пока не найдено удовлетворительного теоретического объяснения (см. рис. 5, *b*). В этих случаях слой в процессе деформации не растягивается, а сокращается, причем отдельные фрагменты нагромождаются друг на друга, сохраняя признаки однонаправленности смещений, которые в большинстве случаев также левосторонние. И, наконец, присутствуют любопытные структуры, родственные структурам сокращения слоев (см. рис. 5, *c*), которые также можно использовать как кинематические индикаторы.

Между крупными зонами вязких разломов иногда встречаются изоклинные складки с размахом крыльев до 10—20 м и с резкими раздувами мощностей пород в замках. В отличие от ранних изоклильных складок эти складки имеют крутые шарниры. Они одновозрастные структурам будинажа,

так как удлинения будин на их крыльях параллельны шарнирам. Сопряженные складки, как правило, не обнаруживаются. По-видимому, они разобщены вязкими сдвигами на большие расстояния.

Чаще в обнажениях наблюдаются сжатые, иногда открытые асимметричные складки, приуроченные к зонам вязких сдвигов. Размеры их варьируют от десятков сантиметров до первых метров. В относительно слабо деформированных пачках, обладающих однородными моноклинальными залеганиями, нередко присутствуют интрафолиальные асимметричные складки, шарниры которых параллельны удлинению будин и круто наклонены. Примечательно, что в эти складки обычно вовлечены зоны послонных вязких сдвигов и связанные с ними ансамбли мелких асимметричных складок с крутыми шарнирами. Это явление мы интерпретируем как следствие продолжающейся деформации.

В подавляющем большинстве случаев кинематические индикаторы указывают на левосторонние сдвиговые смещения. Вместе с тем, в амурском комплексе можно наблюдать и признаки правосторонних смещений, подчеркнутых структурами той же морфологии. Эти смещения можно объяснить разной скоростью движения пластин, ограниченных поверхностями сдвигов.

Зоны вязких сдвигов дискретны на уровне обнажений, но равномерно распределены, если давать оценку на региональном уровне. Распространение складок с крутыми шарнирами и особенно будинажа более однородно. Следовательно, весь нижнемеловой терригенный комплекс в послесеноманское время являлся широкой зоной левостороннего хрупко-пластического течения. Все смещения осуществлялись в северо-восточном направлении параллельно общему простиранию амурского комплекса.

Предполагается, что коллизийная структура амурского комплекса обусловлена косым столкновением с зоной субдукции Хингано-Охотской активной окраины юрских и более древних структур Центрального и Южного Сихотэ-Алиня, которые в раннем мелу смешались вдоль восточной окраины Азиатского континента. Такое смещение было обусловлено движением океанических плит в меловом Тихом океане, ориентированным под острым углом к восточной окраине Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. — Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
2. Ициксон М. И., Красный Л. И., Матвиенко В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения: Материалы совещания по проблеме «Рудоносность вулканических формаций». — М.: Недра, 1965. — С. 181—195.
3. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Тектоника нижнемеловых толщ фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 1. — С. 37—46.
4. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины/ИТиГ ДВО РАН. — Хабаровск, 1989.
5. Натальин Б. А., Зябрев С. В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. — Хабаровск, 1989.
6. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. — 1981. — № 1. — С. 85—104.
7. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. — М.: Недра, 1975.
8. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. — М.: Наука, 1980.
9. Goldstein A. G. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones // J. Struct. Geol. — 1988. — V. 10, N 7. — P. 707—715.
10. Hammer S. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators // J. Struct. Geol. — 1986. — V. 8, N 2. — P. 111—122.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОМ АНТИКЛИНОРИИ

На основе изучения новых обнажений, образовавшихся в результате тайфуна Филлис в 1981 г. и проведения новых дорог, с применением методики ритмоформационного анализа составлена крупномасштабная формационная карта района Южно-Сахалинского перевала через Мицульский хребет в южной части Западно-Сахалинского антиклинория. Выявлены новые участки развития палеогеновых отложений как на западном (надвиговом), так и на восточном (поднадвиговом) крыльях этого антиклинория. Надежно увязаны их разрезы и подтверждены ранее сделанные выводы о молодом (плиоценовом) возрасте Западно-Сахалинского антиклинория, о существовании на его месте единого палеоген-неогенового седиментационного бассейна, об асинхронности всех литолого-стратиграфических (формационных) подразделений, о явлении миграции фаций в этом седиментационном бассейне, обоснована необходимость перехода к более объективному и информативному геотектоническому картированию с выделением асинхронных тел типа разноранговых геологических формаций.

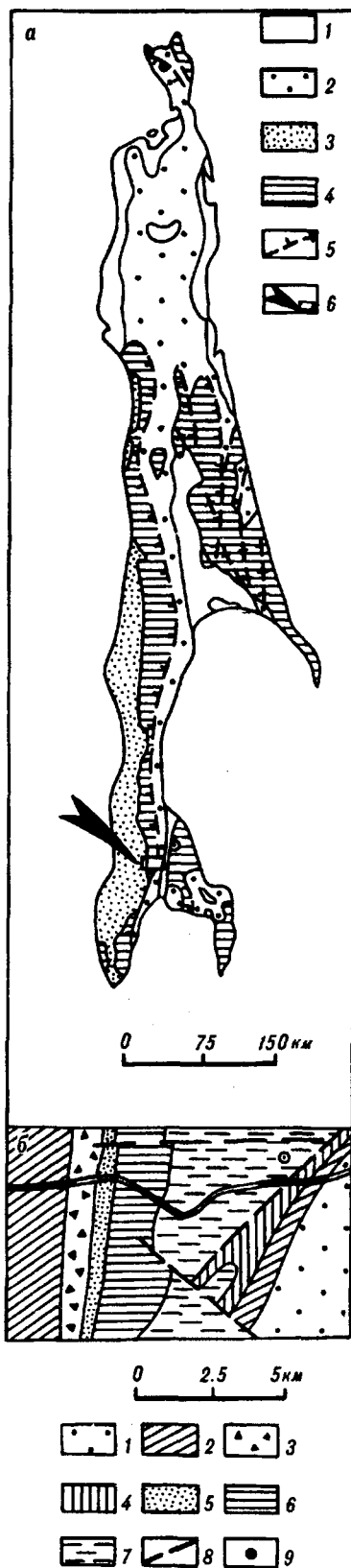
Время возникновения субмеридионального инверсионно-новообразованного [2, 3], резко асимметричного Западно-Сахалинского антиклинория иногда удревняется до границы палеоген — неоген и даже мел — палеоген. Объясняется это наряду со слабой изученностью и плохой обнаженностью, недостатками в расчленении и корреляции разрезов, основанных в явной или неявной формах на возрасте отложений, определяемой, как правило, по сохранившимся в них флоро-фаунистическим остаткам. Структурно-вещественные (формационные) особенности разрезов используются в лучшем случае как вспомогательные.

Такая тенденция в изучении Западно-Сахалинского антиклинория привела к существенной несопоставимости разрезов западного (надвигового) и восточного (поднадвигового) крыльев, в частности, к полному отрицанию присутствия палеогеновых отложений на восточном крыле в противоположность максимальному их развитию на западном. Нашими работами [1, 3, 4, 8] было доказано, что палеогеновые отложения, хотя и в резко сокращенном по мощности виде, развиты в эрозионно-тектонических окнах под Тымь-Поронайским взбросонадвигом и вдоль всего восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория. В наиболее полных и представительных разрезах в Смирныховском (р. Шир) и Макаровском (р. Черниговка) районах в центральной части антиклинория вскрываются аналоги всех литостратиграфических подразделений типового разреза палеогеновых отложений западного крыла антиклинория [1, 7]. В последние годы нами получены новые данные о развитии палеогеновых отложений в Западно-Сахалинском антиклинории и на его южном окончании, в районе Южно-Сахалинского перевала через Мицульский хребет Западно-Сахалинских гор по шоссе и железной дороге Южно-Сахалинск — Холмск (Анивский район) (рис. 1).

Получению этих данных способствовало несколько причин. В 1981 г. над южной частью Сахалина пронесся один из самых жестоких циклонов прошлых лет Филлис, который чрезвычайно активизировал деятельность речной системы, вызвав появление на заросших травой и кустарником склонах долин ручьев и рек новых обнажений коренных пород. Особенно много новых точек наблюдений появилось сразу после тайфуна непосредственно в руслах ручьев и рек, очистившихся от завалов и молодых наносов. Полученные по ним данные тем более ценны, что в настоящее время эти участки вновь оказались покрытыми молодыми наносами, заросли травой и кустарником, т. е. практически не обнажены.

Второй причиной появления дополнительной геологической информации по данному району явилось проведение лесопосадочных работ на склонах Мицульского хребта и появление искусственных обнажений в придорожных карьерах.

Рис. 1. Обзорно-формационная (а) и геологическая (б) карты района исследований.

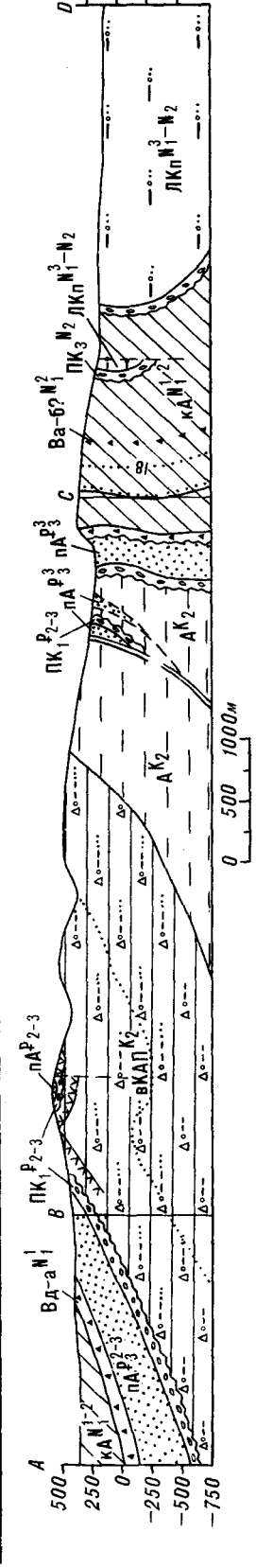
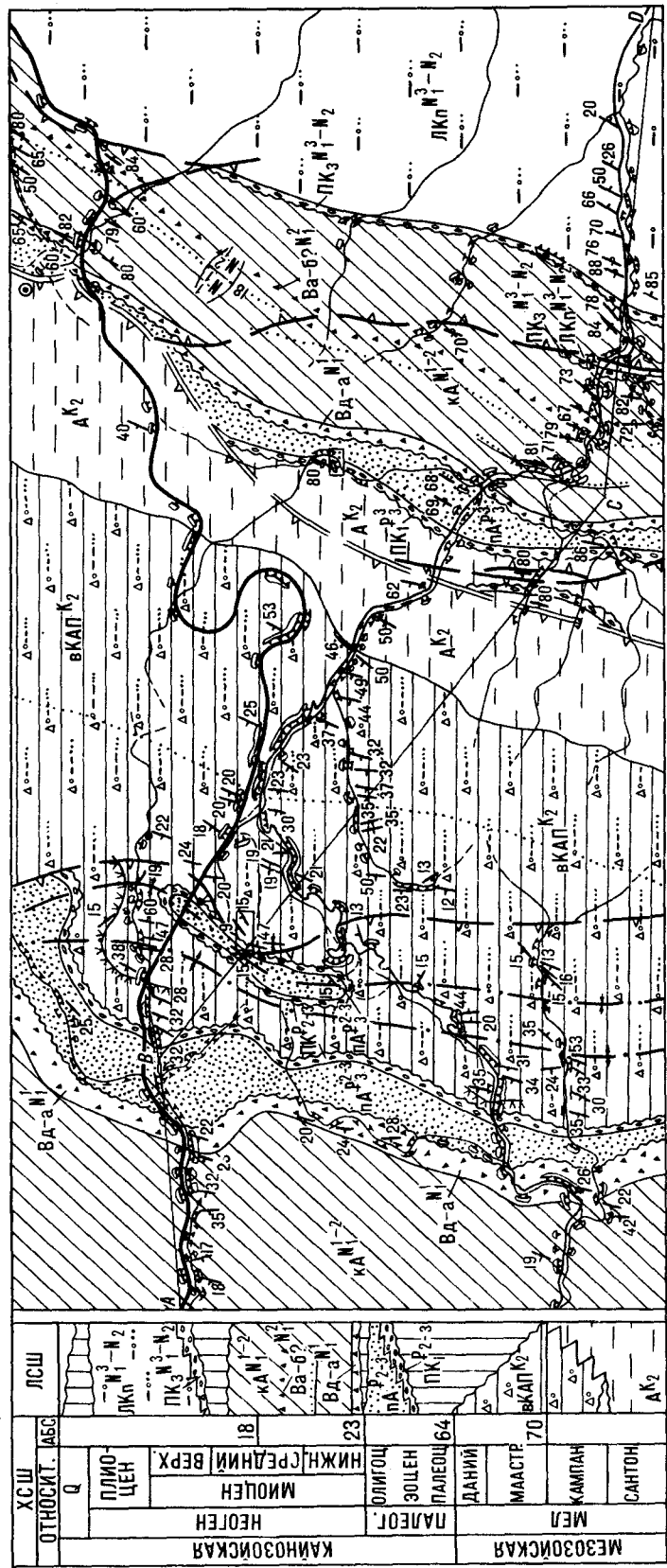


а: 1 — седиментитовая надформация (формации четвертичного возраста); 2, 3 — литологическая надформация (формации палеогенового и неогенового возраста) — районы развития формаций преимущественно неогенового возраста (2) и районы широкого и примерно одинакового развития формаций палеогенового и неогенового возраста (3); 4 — метаморфитовая надформация (от карбона — перми, по поздний мел включительно); 5 — разломы разной модификации — надвиги и взбросо-надвиги (однонаправленные и встречные), взбросы и сбросы; 6 — местоположение изученного района. б: 1 — 7 — районы распространения отложений свит: 1 — позднемиоцено-плиоценовой маруямской, 2 — ранне-среднемиоценовой холмской, 3 — раннемиоценовой аракайской, 4 — раннемиоценовой гастелловской, 5 — средне-позднеолигоценовой такарадайской, 6 — кампан-маастрихт-датской красноярской, 7 — коньяк-сантонской быковской; 8 — разломы; 9 — местоположение Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

Существенную роль в получении новых сведений о районе сыграла разработанная нами на примере Сахалина [3, 6, 8] методика регионального ритмоформационного анализа, заключающегося в предельно дробном расчленении и надежной корреляции разрезов по структурно-вещественным (формационным) признакам, повысившим эффективность осуществления на основе этой методики геологического картирования. В результате была составлена подробная крупномасштабная формационная карта района Южно-Сахалинского перевала (рис. 2), существенно изменившая наши представления как о строении района, так, в частности, и о развитии палеогеновых отложений на крыльях Западно-Сахалинского антиклинория.

Ритмоформационный разрез района, выраженный двумя совмещенными независимыми шкалами — литостратиграфической (формационной) (ЛСШ) и хроностратиграфической (относительной и абсолютной) (ХСШ), представляет собой двумерную пространственно-временную последовательность формационных тел трех строго соподчиненных рангов (от мелких к более крупным). 1. Элементарные формации — наименьший ранг формационных тел, выделенных по принятым в качестве эталонов устойчивым структурно-вещественным ассоциациям горных пород, — могут отвечать отдельным свитам, подсвитам или их частям, а также слоям, пачкам, маркирующим горизонтам или их совокупностям. 2. Мегаформации — структурно-вещественные ассоциации элементарных формаций, отвечающие относительно крупным этапам геологического развития региона — седиментационным циклам (макроциклитам), структурным ярусам (сериям). 3. Надформации — структурно-вещественные ассоциации мегаформаций, отвечающие основным стадиям геологического развития региона или земной коры в целом — структурным этапам. Ритмоформационный

- 1 —
- 2 //
- 3 *
- 4 .
- 5 ○
- 6 △
- 7 ▬
- 8 ⊕
- 9 ..
- 10 ⊗
- 11 /
- 12 \
- 13 ⊖
- 14 ⊗
- 15 ⊕
- 16 40/
- 17 70/
- 18 90/
- 19 X
- 20 ABCD
- 21 ⊙
- 22 □



| МЭЗОЗОЙСКАЯ | ХСШ | | ЛСШ |
|--------------|----------|--------|--------|
| | ОТНОСИТ. | АБС. | |
| МЕЛ | ПА | ПА-2-3 | ПА-2-3 |
| | ПА | ПА-2-3 | ПА-2-3 |
| | ПА | ПА-2-3 | ПА-2-3 |
| КАЙНОЗОЙСКАЯ | Д-1 | Д-1 | Д-1 |
| | Д-2 | Д-2 | Д-2 |
| | Д-3 | Д-3 | Д-3 |
| | Д-4 | Д-4 | Д-4 |
| ПАЛЕОЦ | ПА-1 | ПА-1 | ПА-1 |
| ЗОЦЕН | ПА-2 | ПА-2 | ПА-2 |
| ОЛИГОЦ | ПА-3 | ПА-3 | ПА-3 |
| НЕОГЕН | | | |
| МНОЦЕН | ПА-4 | ПА-4 | ПА-4 |
| | ПА-5 | ПА-5 | ПА-5 |
| | ПА-6 | ПА-6 | ПА-6 |
| | ПА-7 | ПА-7 | ПА-7 |
| ПЛИОЦЕН | ПА-8 | ПА-8 | ПА-8 |
| Q | ПА-9 | ПА-9 | ПА-9 |

разрез рассматриваемого района состоит из трех надформаций (сверху вниз): седиментитовой (четвертичной) — Снт, литолитовой (палеоген-неогеновой) — Лтл и метаморфитовой (мезозойской) — Мтф. В составе метаморфитовой надформации вскрывается лишь одна метаобломочно-литолитовая (поздне меловая) мегаформация — МЛ, да и то ее верхняя часть, отвечающая регрессивной половине поздне мелового седиментационного цикла. Она состоит из двух элементарных формаций (снизу вверх): тонкослойной алевролит-аргиллитовой (быковская свита) — МЛ_А (или А) и крупноритмостройной вулканит-конгломерат-алевролит-песчаниковой (красноярковская свита) — МЛ_{вКАП} (вКАП). Метаморфитовая надформация на Сахалине в целом отражает эвгеосинклинальную и начало завершающей орогенной стадии геологической истории его развития [3, 5, 8].

В составе литолитовой надформации района выделяются три отвечающих структурным ярусам или седиментационным циклам регионально развитых на Сахалине мегаформации (снизу вверх): обломочно-литолитовая (палеогеновая) — Л_{УКПА}, вулканит-кремнисто-литолитовая (ранне-среднемиоценовая) — Л_{вКА} и седиментит-обломочно-литолитовая (позднемиоцен-плиоценовая) — СЛ_{удп}. Обломочно-литолитовая (палеогеновая) мегаформация, отвечающая резко асимметричному трансгрессивному палеогеновому седиментационному циклу, состоит в рассматриваемом районе из двух элементарных формаций (снизу вверх): крупноритмостройной песчаник-конгломератной (базальные слои такарадайской свиты на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория и гаселловской свиты — на восточном крыле антиклинория) — Л_{ПК₁} (ПК₁) и слабо сцементированных неяснослойных песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов (такарадайская свита без базальных слоев на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория и гаселловская свита без базальных слоев и верхней вулканогенной пачки — на его восточном крыле) — Л_{пА} (пА). Обломочно-литолитовая (палеогеновая) мегаформация отражает орогенный и переходный к последующему островоджному этапу развития Сахалина.

Вулканит-кремнисто-литолитовая (ранне-среднемиоценовая) мегаформация, отвечающая относительно симметричному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу, в рассматриваемом районе состоит лишь из трансгрессивной половины макроциклита, сложенной следующими элементарными формациями (снизу вверх): вулканитовой дацит-андезитовой (аракайская свита на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория и верхняя вулканогенная пачка гаселловской свиты — на восточном крыле антиклинория) — Вд-а, тонкослойных кремнистых алевролитов и аргиллитов (холмская свита на обоих крыльях Западно-Сахалинского антиклинория) — кА и маломощных следов вулканитовой андезитобазальтовой (?) — Ва-б (?) внутри кА (вулканогенный маркирующий горизонт в средней части холмской свиты на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория).

Рис. 2. Формационная карта и профиль района Южно-Сахалинского перевала.

1-7 — элементарные геологические формации: 1 — неяснослойная лигнит-конгломерат-песчаная (поздний миоцен — плиоцен) — ЛКП^{Н₁-Н₂}, 2 — тонкослойных кремнистых аргиллитов и алевролитов (ранний — средний миоцен) — кА^{Н₁-Н₂}, 3 — вулканитовая дацит-андезитовая (ранний миоцен) — Вд-а^{Н₁} и вулканитовая андезитобазальтовая (средний миоцен) — Ва-б^{Н₁}, 4 — слабо сцементированных неяснослойных песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов (средний — поздний олигоцен на западе с омоложением до позднего олигоцена на востоке) — пА^{Р₃-3} → пА^{Р₃}, 5 — песчаник-конгломератная, расщепляющаяся в направлении с востока на запад на три ветви — ПК₁, ПК₂ и ПК₃, из которых в рассматриваемом районе развиты лишь ПК₁ (с омоложением с запада на восток от ПК₁^{Р₃-3} до ПК₁^{Р₃}) и ПК₃^{Н₁-Н₂}, 6 — крупноритмостройная вулканит-конгломерат-алевролит-песчаниковая (кампан — маастрихт — даний) — вКАП^{К₂}, 7 — тонкослойная алевролит-аргиллитовая (сантон — кампан — маастрихт) — А^{К₂}; 8 — контакты между геологическими формациями (а — согласные, б — стратиграфически несогласные); 9 — палеоизохрония; 10 — разломы (а — основной сместитель Тымь-Поронайского взброснадвига, б — второстепенные разломы); 11 — временные лессоподобные и грунтовые дороги; 12, 13 — маркирующие горизонты (12 — белых или светло-серых кислых туфов, 13 — глауконитовых песчаников); 14 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных); 15 — обнажения (а — крупные, б — мелкие); 16-19 — элементы залегания пород (16 — уверенные нормальные, 17 — уверенные опрокинутые, 18 — ориентировочные, 19 — вертикальные); 20 — линия профиля; 21 — Южно-Сахалинский грязевой вулкан; 22 — участки детальных наблюдений.

Вулканит-кремнисто-литолитовая мегаформация отражает апогей типичной островодужной стадии развития Сахалина.

Седиментит-обломочно-литолитовая (позднемиоцен-плиоценовая) мегаформация, в целом также отвечающая относительно симметричному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу (макроциклиту), в рассматриваемом районе состоит в основном из регрессивной половины макроциклита, сложенной лишь двумя элементарными формациями (снизу вверх): верхней ветви крупноритмослоистой песчаник-конгломератной (базальные слои маруямской свиты на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория) — ПК₃ и неяснослоистой лигнит-конгломерат-песчаной (маруямская свита без базальных слоев на том же крыле антиклинория) — ЛКп. Седиментит-обломочно-литолитовая мегаформация в этом объеме отражает новый орогенный этап в островодужной стадии развития Сахалина.

Седиментитовая (четвертичная) надформация — Спт, представленная лишь одноименной мегаформацией, отвечающей началу нового седиментационного цикла, маломощным чехлом перекрывает все другие формации в районе и не отражена на формационной карте.

В результате проведенных полевых наблюдений удалось закартировать (см. рис. 2) две протяженные субмеридиональные асимметричные складки — антиклинальную западную и синклинальную восточную, названные Перевальными, которые совместно с проходящим по восточному крылу синклинали Перевальной разломом предположительно шарнирно-клавишного характера осложняют западное моноклиально-надвиговое крыло Западно-Сахалинского антиклинория.

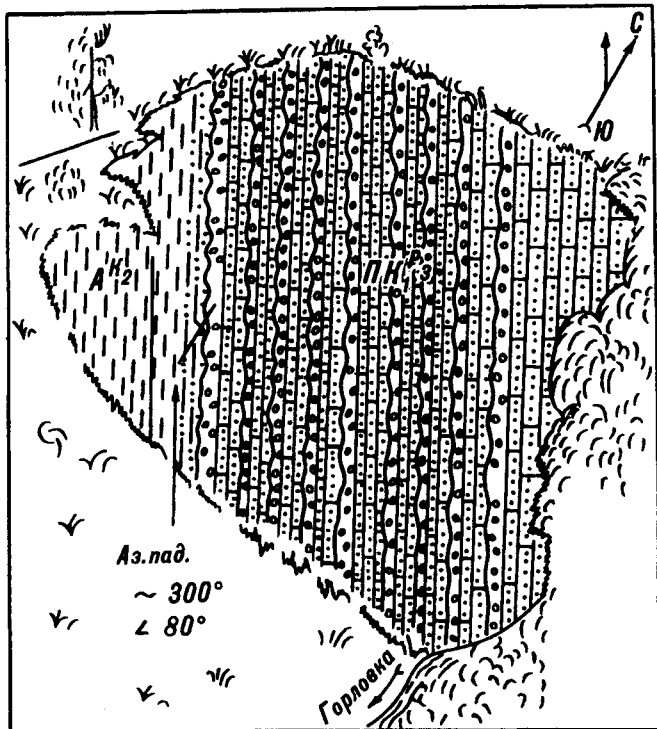
В приводораздельной части Мицульского хребта непосредственно к северу от Южно-Сахалинского перевала откартирована овально-замкнутая полоса, отвечающая центральной приосевой части Перевальной синклинали, сложенная ПК₁ и пА формациями палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации с отчетливо выраженными следами размыва, стратиграфического перерыва, но без заметных угловых и азимутальных несогласий залегающей на вКАП формации поздне меловой метаобломочно-литолитовой мегаформации.

В центральной части района в понижении между Мицульским хребтом и восточной горной грядой Западно-Сахалинских гор развиты плохо обнаженные отложения поздне меловой А формации и проходит достаточно широкая зона основного сместителя Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) взброснадвига и оперяющих его разломов, осложняющих восточное поднадвиговое крыло Западно-Сахалинского антиклинория. Здесь после циклона Филлис удалось закартировать два вполне самостоятельных узких, клиновидных, субмеридионально вытянутых тектонических блока, сложенных теми же, что и на западе района, элементарными формациями (ПК₁ и пА) палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации, почти вертикально залегающими в поле распространения сильно нарушенных пород поздне меловой А формации. Наконец, еще восточнее, у западного подножья самой восточной горной гряды Западно-Сахалинских гор, сложенной преимущественно плотными, крепкими, устойчивыми к разрушению, круто (до опрокидывания на восток) стоящими породами ранне-среднемиоценовой вулканит-кремнисто-литолитовой мегаформации (формация кА и подстилающая ее Вд-а формация), через весь район с севера на юг протягивается полоса тех же элементарных формаций (ПК₁ и пА) палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации, развитых в тектонических блоках близ Тымь-Поронайского надвига, в ядре Перевальной синклинали и на западном крыле Перевальной антиклинали общего для них западного надвигового крыла Западно-Сахалинского антиклинория.

На восточном поднадвиговом крыле антиклинория палеогеновые ПК₁ и пА формации, как и перекрывающие их согласно, со следами незначительного размыва элементарные формации Вд-а и кА ранне-среднемиоценовой вулканит-кремнисто-литолитовой мегаформации, поставлены «на голову» с опрокидыванием на восток. Более того, в некоторых обнажениях по р. Владимировка и ее левому притоку — р. Горловка удалось видеть (рис. 3) непо-

Рис. 3. Контакт между олигоценовой песчаник-конгломератной (ПК₁^{Р3}) и позднемеловой алевролитово-аргиллитовой (А^{К2}) формациями в басс. р. Горловка.

1 — конгломераты и гравелиты;
2 — песчаники; 3 — алевролиты;
4 — аргиллиты; 5 — углистые сланцы.



средственный контакт между палеогеновой ПК₁ формацией и подстилающей ее позднемеловой А формацией. Несмотря на несомненно большой стратиграфический перерыв и отчетливо видимые следы размыва резкие угловые и азимутальные несогласия в залегании этих формаций отсутствуют.

Такого рода нормальный стратиграфический кон-

такт между позднемеловой метаобломочно-литолитовой и палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформациями (а не непосредственно по Тымь-Поронайскому взбросонадвигу между поздним мелом и неогеном, как это до сих пор в большинстве случаев представлялось) прослеживается в данном районе вдоль большей части восточного поднадвигового крыла Западно-Сахалинского антиклинория. Лишь на севере района, вблизи Южно-Сахалинского грязевого вулкана, эти мегаформации контактируют по вышедшему из поля распространения позднемеловой А формации основному сместителю Тымь-Поронайского взбросонадвигу. За счет этого из разреза выпадают не только значительная часть позднемеловой метаобломочно-литолитовой мегаформации, но и вся ПК₁ формация и нижняя часть формации пА палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации.

Последовательное сопоставление разрезов палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации западного и восточного крыльев Западно-Сахалинского антиклинория с учетом вновь установленных промежуточных районов распространения этой мегаформации (рис. 4) показывает общее постепенное уменьшение мощности мегаформации от 300 м на западе до 150 м на востоке с не менее закономерным в том же направлении увеличением мощности залегающей в основании мегаформации ПК₁ формации (от единичных метров до нескольких десятков метров), увеличением размера гравийно-галечного материала (вплоть до валунного) и его породного разнообразия («пестроты») в составе этой элементарной формации при заметном ухудшении степени окатанности материала.

Аналогичные особенности в той или иной мере свойственны сходным элементарным формациям и в вышележащих вулканит-кремнисто-литолитовой и седиментит-обломочно-литолитовой мегаформациях. Все это однозначно и наиболее естественным образом объясняется [1, 3, 4] явлением миграции фаций с запада на восток, вызванным шедшими в этом же направлении морскими трансгрессиями — палеогеновой (эоцен-олигоценовой), раннемиоценовой и позднемиоценовой, отражающими начало всех трех мегаформаций литолитовой надформации, и не менее общими, но противоположно

Рис. 4. Схема сопоставления разрезов Западно-Сахалинского антиклинория в районе Южно-Сахалинского перевала.

1—12 — горные породы: 1 — конгломераты и гравелиты, 2 — плотно сцементированные песчаники, 3 — плотно сцементированные вулканомиктовые песчаники, 4 — слабо сцементированные песчаники, 5 — глинистые слабо сцементированные песчаники, переходящие в песчанистые алевролиты, 6 — вулканомиктовые конгломераты, конгломератобрекчии и брекчии, 7 — кислые туфы, 8 — алевролиты, 9 — аргиллиты, 10 — кремнистые или окремненные алевролиты и аргиллиты, 11 — углистые сланцы, 12 — лигниты; 13 — конкреции; 14 — контакты согласные (прямая линия) и несогласные (волнистая линия); 15 — резкое фашиальное замещение; 16 — номера разрезов (цифры в кружках: 1 — западное крыло Западно-Сахалинского антиклинория по шоссе и железной дороге Южно-Сахалинск — Холмск; 2 — район Перевальной синклинали и антиклинали непосредственно на Южно-Сахалинском перевале, 3 — район тектонических блоков в зоне основного сместителя Тымь-Поронайского взброснадвига, 4 — восточное крыло Западно-Сахалинского антиклинория вдоль шоссе Южно-Сахалинск — Холмск).

направленными регрессиями моря, обусловившими частичный размыв отложений позднемеловой метаобломочно-литолитовой, палеогеновой обломочно-литолитовой и ранне-среднемиоценовой вулканит-кремнисто-литолитовой мегаформаций.

В связи с этим возраст большинства элементарных формаций всех трех мегаформаций литолитовой надформации, в особенности палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации, в общем виде закономерно омолаживается в восточном направлении по их нижним границам и в западном направлении — по верхним. Отсутствие же существенных угловых и азимутальных несогласий в залегании всех без исключения мегаформаций в рассматриваемом районе подтверждает ранее сделанный вывод [3, 10] об отсутствии интенсивного складкообразования в данном районе и на всей территории Западно-Сахалинского антиклинория в течение позднего мела, палеогена и большей части неогена. Западно-Сахалинский антиклинорий возник лишь в конце неогена [3, 9] — в плиоцене, на что указывают структурно-вещественные особенности ЛКп формации, завершающей разрез седиментит-обломочно-литолитовой мегаформации.

Таким образом, результатами наших исследований впервые установлены и закартированы палеогеновые отложения в труднодоступной приводораздельной части Мицульского хребта в центральной приосевой части Перевальной синклинали, которая наряду с расположенной западнее сопряженной Перевальной антиклиналью* осложняет западное полого моноклиналиное надвиговое крыло Западно-Сахалинского антиклинория. Также впервые палеогеновые отложения были установлены и закартированы в виде двух узких субмеридионально вытянутых клиновидных тектонических блоков, сжатых в зоне Тымь-Поронайского взброснадвига и оперяющих его разломов, осложняющих восточное круто стоящее и часто опрокинутое на восток поднадвиговое крыло Западно-Сахалинского антиклинория. Кроме того, здесь впервые удалось проследить и закартировать нормальный стратиграфический контакт между меловыми и палеогеновыми отложениями вместо проводимого здесь до сих пор Тымь-Поронайского взброснадвига, по которому мел якобы непосредственно контактирует с неогеном. По нашим данным, непрерывная полоса палеогеновых отложений, полностью идентичных по своим структурно-вещественным особенностям палеогеновым отложениям западного надвигового крыла Западно-Сахалинского антиклинория в этом районе, протягивается и хорошо картируется через весь район с юга на север вдоль восточного поднадвигового крыла антиклинория, стратиграфически нормально со следами незначительного размыва (как и на западе района) перекрываясь неогеновыми отложениями раннемиоценовой вулканитовой дацит-андезитовой формации, также впервые установленной и закартированной на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория.

Приведенный материал подтверждает ранее сделанные выводы о молодом (плиоценовом) возрасте Западно-Сахалинского антиклинория, о существовании на его месте единого палеогенового и неогенового седиментационного бассейна, о резкой асинхронности всех литолого-стратиграфических (формационных) подразделений, о явлении миграции фаций в этом седимен-

* В работе [10] лишь мельком упоминаются «одна небольшая синклинали и одна небольшая антиклиналь», развитые в «представляющих собой моноклиналиную структуру меловых отложениях» западнее Южно-Сахалинского перевала.

тационном бассейне, о необходимости перехода к более объективному и совершенному геотектоническому картированию с выделением асинхронных тел типа разноранговых геологических формаций [1—8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоров А. Е., Мельников О. А., Сирьк И. М., Шереметьева Г. Н. Палеогеновые отложения восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория // Геология и геофизика. — 1966. — № 2. — С. 139—142.
2. Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин // Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. — 1962. — Вып. 12. — С. 3—19.
3. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. — М.: Наука, 1970.
4. Мельников О. А. О явлении миграции фаций на Сахалине // Геология и геофизика. — 1975. — № 10. — С. 18—29.
5. Мельников О. А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. — М.: Наука, 1987.
6. Мельников О. А. Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
7. Мельников О. А. О наиболее полном и представительном разрезе палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (о. Сахалин). — Южно-Сахалинск, 1992.
8. Мельников О. А., Захарова М. А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. — М.: Наука, 1977.
9. Рудич Е. М. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1958. — Вып. 6. — С. 59—88.
10. Тайо И. О геологии и стратиграфии района между Тойохара (Южно-Сахалинск) и Маока (Холмск) на Южном Сахалине // Сборник геологических журналов. — 1938. — Т. 45, № 536.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
19 апреля 1993 г.

УДК 553061.4:551.462(571.642)

Н. А. Деревскова, Н. В. Куликов

ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА САХАЛИНА

Охарактеризованы коллекторские свойства продуктивных отложений нефтегазоконденсатных месторождений шельфа Сахалина. Предложена классификация поровых коллекторов терригенных отложений шельфа северо-восточного Сахалина, отражающая связь литогенетических особенностей пород, изменчивости фильтрационно-емкостных параметров и структуры порового пространства.

На открытых к настоящему времени месторождениях северо-восточного шельфа Сахалина нефтегазоносные отложения представлены песчано-алевритовыми породами, которые по условиям образования делятся на седиментиты и гравититы [4]. Седиментиты слагают основные продуктивные горизонты на месторождениях Чайво-море, Лунское и Кириновское; гравититы — основные продуктивные горизонты месторождений Одопту-море, Пильтун-Астохское, Аркутун-Дагинское (рис. 1).

У рассматриваемых пород открытая пористость составляет от 6 до 31 %. Высокие значения открытой пористости встречаются практически у всех литологических разновидностей во всем диапазоне проницаемости. Например, граничные значения пористости (23—31 %) одинаковы для пород с проницаемостью 0,1—3 мкм². Для пород с проницаемостью 0,01—0,1 мкм² предельные значения открытой пористости составляют от 17 до 28 %; с проницаемостью 0,001—0,01 мкм² — 14—26 %; с проницаемостью менее 0,01 мкм² — 10—22 %. На графиках связи открытая пористость — газопроницаемость отмечается высокая дисперсия, причем для гравититов она больше (рис. 2), что связано с повышенной глинистостью и текстурной неоднородностью пород этого типа.

Рис. 1. Местоположение типовых нефтегазоконденсатных месторождений.

Диапазон изменения эффективной пористости, характеризующий долю порового пространства, которое способно отдавать флюиды, значительно уже и более постоянен, чем открытой пористости.

Количество остаточной (связанной) воды, содержащейся в поровом пространстве песчано-алевритовых пород, меняется в пределах от 4 до 94,5 % (табл. 1). Большой водонасыщенностью отличаются гравититы (см. рис. 2). Распределение остаточной воды достаточно хорошо коррелирует с проницаемостью пород и в то же время для различных пород дифференцировано в зависимости от диапазона проницаемости.

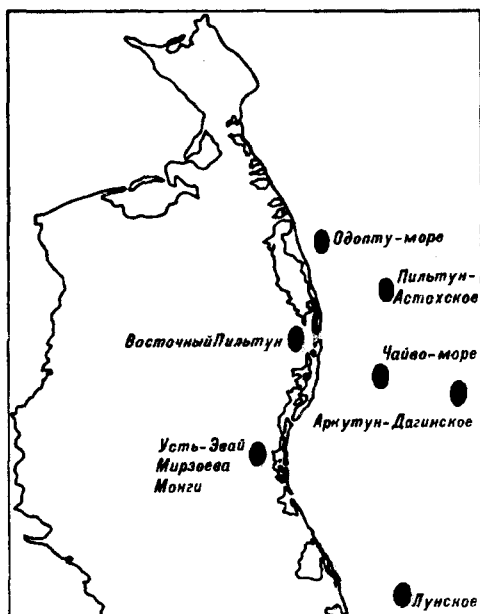
В породах с простым строением порового пространства и высокими фильтрационными свойствами (свыше $0,25 \text{ мкм}^2$) разница между минимальным и максимальным содержанием остаточной воды для каждого класса коллекторов составляет 5—12 %, а значения эффективной пористости (17—28 %) близки к значениям открытой пористости (21—31 %). При остаточной водонасыщенности 4—11 % значения открытой и эффективной пористости равны.

Для коллекторов с проницаемостью $0,05\text{--}0,25 \text{ мкм}^2$ разница между предельными значениями остаточной водонасыщенности возрастает до 10—28 %; пористость открытая колеблется от 18 до 29 %, но полезная емкость их значительно ниже (10—20 %), так как среднее содержание остаточной воды возрастает до 25—55 %, а для месторождения Одопту-море — до 30—65 %. Для пород с проницаемостью менее $0,05 \text{ мкм}^2$ разница в предельных значениях содержания остаточной воды достигает 25 %, а количество остаточной воды колеблется от 38 до 90 %. Породы характеризуются очень низкими значениями эффективной пористости (4—12 %).

Таким образом, к оценочным параметрам для рассматриваемых пород-коллекторов кроме обычно применяемых проницаемости и эффективной пористости отнесена и остаточная водонасыщенность.

На основании рассмотренных оценочных параметров коллекторы разбиты на 7 классов (см. табл. 1). Классы I, II, V по проницаемости совпадают с таковыми в широко распространенной классификации А. А. Ханина [6]. С учетом этого обстоятельства для новых классов сохранена нумерация по классификации А. А. Ханина и им присвоены индексы. Граничные значения проницаемости равны $0,5\text{--}0,25 \text{ мкм}^2$ в III-A; $0,25\text{--}0,1 \text{ мкм}^2$ в III-B; $0,1\text{--}0,05 \text{ мкм}^2$ в IV-A и $0,01\text{--}0,05$ в IV-B классах. Остаточная водонасыщенность и эффективная пористость для классов приведены в таблице 1.

По емкостной характеристике коллекторы подразделяются на три группы. Группа А (классы I, II, III-A) обладает высокой открытой (21—31 %) и эффективной (17—28 %) пористостью, минимальным содержанием остаточной воды (4—40 %) и проницаемостью более $0,25 \text{ мкм}^2$. Группа В также имеет высокие значения открытой пористости (18—29 %), но полезная емкость коллекторов значительно ниже (10—20 %), так как количество остаточной воды возрастает до 25—65 %. Проницаемость их колеблется от $0,25$ до $0,05 \text{ мкм}^2$ (III-B и IV-A классы). Группа С характеризуется низкими значениями эффективной пористости (4—12 %), так как остаточная водо-



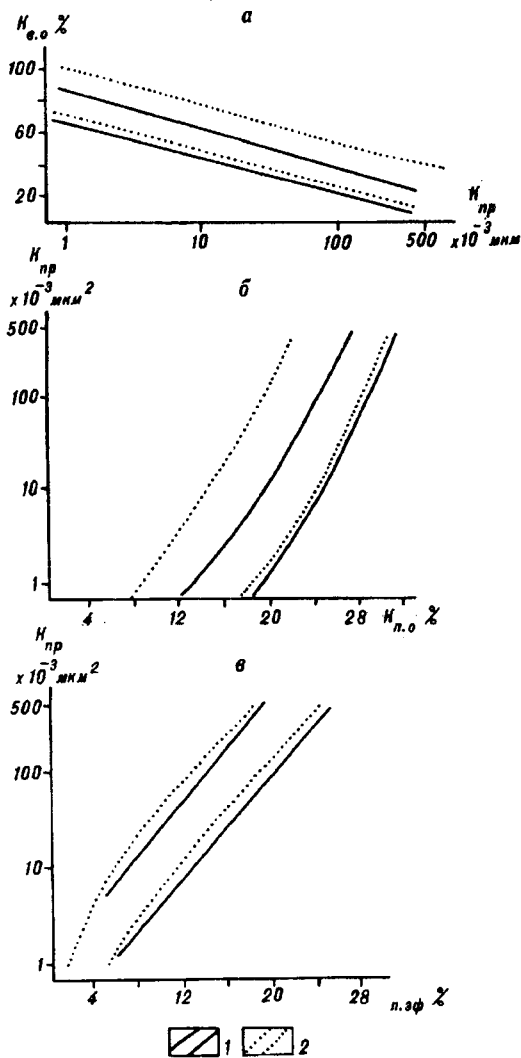


Рис. 2. Графики зависимостей:

а — остаточная водонасыщенность ($K_{в.о}$) — проницаемость ($K_{пр}$); б — проницаемость ($K_{пр}$) — пористость открытая ($K_{п.о}$); в — проницаемость ($K_{пр}$) — пористость эффективная ($K_{п.эф}$). 1 — седиментиты, 2 — гравититы.

насыщенность составляет преимущественно 41—90 % от объема порового пространства, и низкими фильтрационными свойствами (IV-Б и V классы проницаемости).

На больших глубинах (глубина палеопогружения свыше 4000 м) поровые коллекторы изучены на месторождениях, расположенных на прилегающей к шельфу части о. Сахалин [5]. Для них характерны значения проницаемости не более 0,25 мкм², открытой пористости 8—17 % и водонасыщенности 10—55 %. Коллекторы с проницаемостью 0,05—0,25 мкм² имеют эффективную пористость 10—14 %, т. е. близкую к открытой (11—17 %), и остаточную водонасыщенность 10—25 %. В породах с проницаемостью 0,001—0,05 мкм² остаточная водонасыщенность возрастает до 20—55 %, эффективная пористость уменьшается до 4—10 % при открытой пористости 8—16 %. По своим емкостным и фильтрующим свойствам они относятся к группам В и С.

Имеются отличия в коллекторских свойствах различных типов пород. Значения открытой пористости в пределах диапазона проницаемости от 0,01 до 5 мкм² в среднем у алевролитов на 2—3 % больше, чем у мелкозернистых песчаников, а для последних на столько же больше по сравнению с мелко-среднезернистыми и крупнозернистыми песчаниками. В пределах каждого класса проницаемости различные типы пород отличаются по пористости, а разница между пористостью алевролита и мелко-среднезернистого песчаника при равной проницаемости достигает 4—5 %. В коллекторах, приуроченных к седиментитам (месторождения Лунское, Чайво-море), между оценочными (проницаемость, эффективная пористость, водонасыщенность) и структурными (медианный размер зерен, количество цемента, коэффициент отсортированности) параметрами пород существуют тесные корреляционные связи. Отмечается выдержанность литологических параметров в пределах классов коллекторов. Для коллекторов, связанных с гравититами (месторождения Одопту-море, Пильтун-Астохское), корреляционные связи между оценочными и структурными параметрами менее близкие, вплоть до отсутствия таковых, особенно неоднозначны такие характеристики как количество цемента, отсортированность.

К параметрам, контролирующим структуру порового пространства, относятся размерность, окатанность, отсортированность обломочного материала, количество и качество цемента, состав обломочных компонентов, степень вторичного преобразования [1].

Определяющее влияние на проницаемость оказывают размерность зерен, количество цемента и коэффициент отсортированности (табл. 2). При этом отчетливо заметна тенденция увеличения медианных диаметров поровых каналов с увеличением медианных диаметров кластических зерен (см. табл. 1).

Влияние отсортированности на величину средних диаметров поровых каналов для песчано-алевролитовых пород различно. Для песчаников ухудшение сортировки связано с увеличением в них количества алевролитового и глинистого материала, что в конечном итоге приводит к уменьшению поровых сечений. Для алевролитов ухудшение отсортированности может быть связано с увеличением как доли глинистого материала, так и содержания мелкопесчаных зерен. В первом случае это, так же как и для песчаников, приводит к уменьшению среднего размера поровых сечений; во втором — обуславливает некоторое увеличение размера пор, что и отражается на характере зависимости среднего диаметра пор от коэффициента отсортированности для алевролитов. По характеру зависимости размер пор — отсортированность резко обособлены гравититы (месторождения Пильтун-Астохское и Одопту-море). Они плохо отсортированы, но имеют довольно большие медианные размеры пор. Подобные отклонения объясняются текстурными особенностями гравититов, характеризующихся неравномерным (пятнистым) распределением терригенного материала (рис. 3, 4). В таких породах полые поры группируются на отдельных участках.

Величина полых пор в песчано-алевролитовых породах уменьшается при заполнении их материалом цемента. В породах с равномерными текстурами (седиментиты) медианные размеры пор постепенно сокращаются при увеличении содержания цемента от 2,5 до 25 %. При содержании цемента более 25 % медианный размер пор становится менее 0,5 мкм и породы теряют свои коллекторские свойства. Лишь в гравититах при валовых больших количествах цемента сохраняются довольно крупные поры, что обусловлено концентрацией полых пор на участках с меньшим количеством цемента.

Анализ характера и хорошие корреляционные связи типа литологические параметры пород — открытая пористость указывают на доминирующее влияние цементирующей массы пород (см. табл. 2). В породах с крупными порами при небольшом количестве связанной воды (до 10—30 %) пленка воды не уменьшает сечения основных фильтрующих пор, так как имеет толщину пренебрежительно малую в сравнении с их размерами, а вода, заполняющая мелкие нефилтрующие поры, также практически не влияет на фильтрационные возможности пород. В породах с проницаемостью ниже 0,25 мкм² основная фильтрация осуществляется через мелкие поры, в которых вода занимает существенный объем. Усложнение структуры порового пространства в этих коллекторах связано как с уменьшением размерности зерен, так и с увеличением количества глинистого материала.

Для коллекторов месторождений Лунское и Чайво-море при содержании цемента до 15 % количество остаточной воды определяется размерностью зерен и количеством цемента. При увеличении последнего наряду с размерностью зерен и количеством цемента важное значение приобретают способность вещества цемента удерживать воду, характер заполнения пор цементирующим веществом и общая удельная поверхность пор. Для коллекторов месторождений Одопту-море и Пильтун-Астохское содержание остаточной воды в значительной степени определяется текстурными особенностями пород, качеством и, в последнюю очередь, количеством цемента. На это указывает отсутствие корреляционной связи между остаточной водонасыщенностью и медианным размером зерен, а также слабая связь между остаточной водонасыщенностью и количеством цемента.

Вещественный состав обломочной части и цемента пород-коллекторов, тип седиментации также оказывают существенное влияние на емкости и фильтрационные свойства [2]. Высокоемкие коллекторы группы А отличаются преобладанием в составе цемента каолинита, неравномерно-поровым, неравномерно-неполно-поровым и контактным типом цементации. В группах В и С увеличивается количество гидрослюд, смешанослойных минералов и

Классификация поровых коллекторов кайнозойских отложений северо-восточного шельфа Сахалина

| Группа | Коллектор | Оценочные параметры | | | Основные литологические типы | Структурные параметры пород | | | | Структура порового пространства | |
|--------|-----------|--------------------------------------------------|---------------------------|--------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|-----------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------------|--------------|
| | | Проницаемость, $\times 10^{-3}$ мкм ² | Эффективная пористость, % | Остаточная водонасыщенность, % | | Медианный размер зерен, мм | Количество цемента, % | Коэффициент отсортированности | Медианный диаметр всех пор | Мед. диаметр, мкм | Извилистость |
| А | I | >2500 | 23—28 | 4—15 | Седиментиты: песчаники крупнозернистые, среднезернистые, мелко-среднезернистые песчаники мелко-среднезернистые, средне-мелкозернистые, мелкозернистые | 0,23—0,36 | 0,5—5 | 1,3—1,6 | >34 | >34 | 1,6—3 |
| | | 1000—2500 | 21—28 | 4—20 | | 0,14—0,23 | 2,5—8 | 1,3—1,6 | 19,5—34 | 25—34 | |
| | | 500—1000 | 18—26 | 15—29 | | 0,12—0,21 | 2,5—12 | 1,4—1,9 | 14—19,5 | 18—25 | |
| III-A | | 250—500 | 17—23 17—23 | 20—30 20—30 | Седиментиты: песчаники мелкозернистые алевроитопесчаники | 0,12—0,18 0,07—0,1 | 8—15 5—8 | 1,4—2,1 1,4—2,1 | | | 4—5,2 |
| | | | 17—23 | 24—45 | | 0,1—0,15 | 10—17 | 1,5—2,3 | 9—15 | 14—18 | |
| | | | | | | | | | | | |
| B | III-B | 100—250 | 14—19 14—19 14—19 | 25—40 25—40 25—40 | Седиментиты: песчаники мелкозернистые алевролиты крупнозернистые алевролитопесчаники | 0,1—0,15 0,05—0,1 0,08—0,1 | 12—17 5—13 5—15 | 1,7—2,4 1,7—2,1 1,7—2,4 | | | 5,2—7,6 |
| | | | 12—18 12—18 | 30—56 30—56 | | 0,1—0,15 0,07—0,1 | 11—25 11—20 | 1,7—2,6 1,7—2,7 | 5—9 | 9—14 | |
| | | | 11—14 | 10—20 | | 0,16—0,25 | 2,5—8 | 1,6—1,9 | | | |

Коллекторы на больших глубинах: песчаники мелко-среднезернистые, средне-мелкозернистые

| | | | | | | | | | | | |
|------|--------|-------|-------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|-------------------------------|--------------------|-------|-------|------|
| IV-A | 50—100 | 12—17 | 30—40 | Седиментиты: алевролиты крупнозернистые алевроитопесчанки песчанки мелкозернистые | 0,06—0,08 0,08—0,1 0,1—0,12 | 10—15 12—17 17—20 | 1,7—2,3 1,7—2,5 1,7—2,5 | 2—5 | 7—9 | 6—9,6 | |
| | | 10—16 | 37—65 | Гравититы: песчанки мелкозернистые алевроитопесчанки, алевролиты крупно- зернистые | 0,1—0,13 0,06—0,1 | 17—30 14—25 | 1,8—3,3 1,8—3,3 | | | | |
| | | 10—12 | 20—30 | Коллекторы на больших глубинах: песчанки мелкозернистые, средне-мел- козернистые | 0,13—0,16 | 8—13 | 1,6—1,9 | | | | |
| C | IV-B | 10—50 | 7—11 | 40—55 | Седиментиты: алевролиты крупнозернистые алевролиты тонкозернистые | 0,06—0,07 0,04—0,06 | 17—20 15—17 | 1,9—2,7 1,9—2,7 | 0,5—2 | 3—7 | 9—15 |
| | | | 7—9 | 40—55 | Гравититы: песчанки мелкозернистые алевроитопесчанки и крупнозернистые алевролиты | 0,1—0,13 0,04—0,06 | 17—25 20—25 | 1,9—4,1 | | | |
| | | | 8—11 | 25—40 | Коллекторы на больших глубинах: песчанки мелкозернистые | 0,11—0,13 | 8—13 | 1,7—2,2 | | | |
| V | 3—10 | 6—10 | 50—75 | Седиментиты: алевролиты | 0,04—0,06 | 15—20 | 2,1—2,8 | 0,5—1 | 2—4 | 10—30 | |
| | | 4—7 | 65—91 | Гравититы: алевролиты | 0,04—0,06 | 17—40 | 2,4—4,1 | | | | |
| | | 6—8 | 35—55 | Коллекторы на больших глубинах: алевроитопесчанки и мелкозернистые песчанки | 0,08—0,12 | 8—15 | 2,0—2,3 | | | | |

Коэффициенты корреляции между литопетрофизическими параметрами

| Гранулометрические параметры | Проницаемость | Открытая пористость | Медианный размер |
|------------------------------------|-----------------------|---------------------|------------------|
| Медианный размер зерна | $\frac{0,86}{0,61}$ | 0,43 | 0,90 |
| Количество цемента | $\frac{-0,70}{-0,58}$ | - 0,58 | 0,68 |
| Коэффициент от- сортированности | $\frac{-0,62}{-0,53}$ | - 0,32 | - 0,56 |

Примечание. Числа над чертой относятся к седиментитам, под чертой — к гравититам.

монтмориллонита. Последний часто доминирует. Кроме неравномерно-поровых здесь широко распространены сгустковые типы цементации.

Суммируя результаты анализа литогенетических, фильтрационно-емкостных характеристик и структуры порового пространства, можно сделать следующие выводы.

Коллекторы группы А представлены седиментитами, преимущественно песчаниками, размерность обломочных зерен которых растет от класса III-A к классу I. Породы отличаются хорошей и средней отсортированностью, количеством цемента до 15 %. На месторождениях Лунское и Чайво-море преобладают коллекторы группы А с однородным строением порового пространства (седиментиты). Между оценочными и литологическими параметрами существуют тесные корреляционные связи.

Коллекторы группы В состоят из мелкозернистых песчаников с количеством цемента от 12 до 20 % и алевролитов и алевритопесчаников с количеством цемента от 7 до 17 %. Породы средней отсортированности. В этой группе коллекторы месторождений Одопту-море и Пильтун-Астохское отличаются от коллекторов месторождений Лунское и Чайво-море повышенной глинистостью и ухудшенной в связи с этим отсортированностью. Значительные количества цемента практически не влияют на их проницаемость, что связано с его неравномерным «гнездовидным» распределением. На этих месторождениях преобладают коллекторы классов III-B, IV-A с неоднородным строением порового пространства (гравититы). Корреляционные связи между оценочными и литологическими параметрами этих коллекторов менее близкие, а между некоторыми параметрами отсутствуют вообще.

Коллекторы группы С сложены преимущественно алевролитами тонкозернистыми и крупнозернистыми, плохо отсортированными, с большим количеством цемента. Следует отметить, что породы с проницаемостью менее $0,003 \text{ мкм}^2$ по литологическим характеристикам ближе к неколлекторам.

На больших глубинах (например, на месторождениях Усть-Эвай, им. Р. С. Мирзоева, Монги и поисковой площади Восточный Пильтун) коллекторы группы А не встречаются. Преобладают коллекторы групп В и С: сложенные песчаниками и алевритопесчаниками. В классе III-B медианный размер зерен составляет более 0,16 мм, в классе IV-A — 0,13—0,16 мм, IV-B — 0,08—0,13 мм. В группе С коллекторы класса IV-B сложены мелкозернистыми песчаниками с медианным размером зерен от 0,11 до 0,13 мм, коллекторы V класса представлены крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Для всех коллекторов характерно небольшое количество цемента (8—15 %), для коллекторов III-B класса предельное содержание цемента снижается до 2,5—8 %. Породы хорошей и средней отсортированности. Ведущим из рассмотренных условий сохранения коллекторских свойств является размерность зерен [5].

Коллекторские свойства и эксплуатационные характеристики гравититов позволяют отнести их к особому типу сложных коллекторов [3]. Отличительными свойствами их являются неоднородность петрофизических свойств на макро- и микроуровнях и неравномерное изменение их в пределах пласта,



Рис. 3. Гравитит с отчетливой неоднородной текстурой.

слоя, отдельного образца. Пористость повышена по сравнению с однородными породами с равным содержанием глинистого цемента, проницаемость не превышает $0,5 \text{ мкм}^2$. Сообщающиеся поры распределены неравномерно и группируются на отдельных участках. Содержание связанной воды повышено, соответственно сравнительно понижена нефтенасыщенность. Коэффициент нефтеотдачи невелик из-за низкой фазовой проницаемости. Низка также фазовая проницаемость воды при остаточной нефтенасыщенности.

Предложенная классификация поровых коллекторов северо-восточного шельфа о. Сахалин отражает связь литогенетических особенностей пород с фильтрационно-емкостными параметрами и структурой порового пространства. Существенный момент классификации заключается в том, что она описывает не только седиментиты, но и новый тип коллекторов, приуроченных к гравититам.

Классификация базируется на данных о пористости (7300 анализов); проницаемости (5000 анализов); остаточной водонасыщенности (600 анализов); структуре порового пространства, определенной методом ртутной порометрии (120 образцов) и в прокрашенных шлифах (500 образцов); петрографическом описании шлифов (5000 образцов); гранулометрическом анализе (7000 образцов); рентгеноструктурном анализе (140 образцов); растровой микроскопии (30 образцов) — и таким образом основана на достаточно представительном массиве данных.

Апробирована классификация при подсчете запасов и проектировании разработки месторождения Пильтун-Астохское, при прогнозе коллекторов на месторождении Аркутун-Дагинское и определении направлений геолого-разведочных работ на шельфе Сахалина.

Практическое использование классификации предлагается при поисково-разведочных работах, подсчете запасов, проектировании разработки и эксплуатации месторождений нефти и газа, а также при оценке прогнозных ресурсов углеводородов.

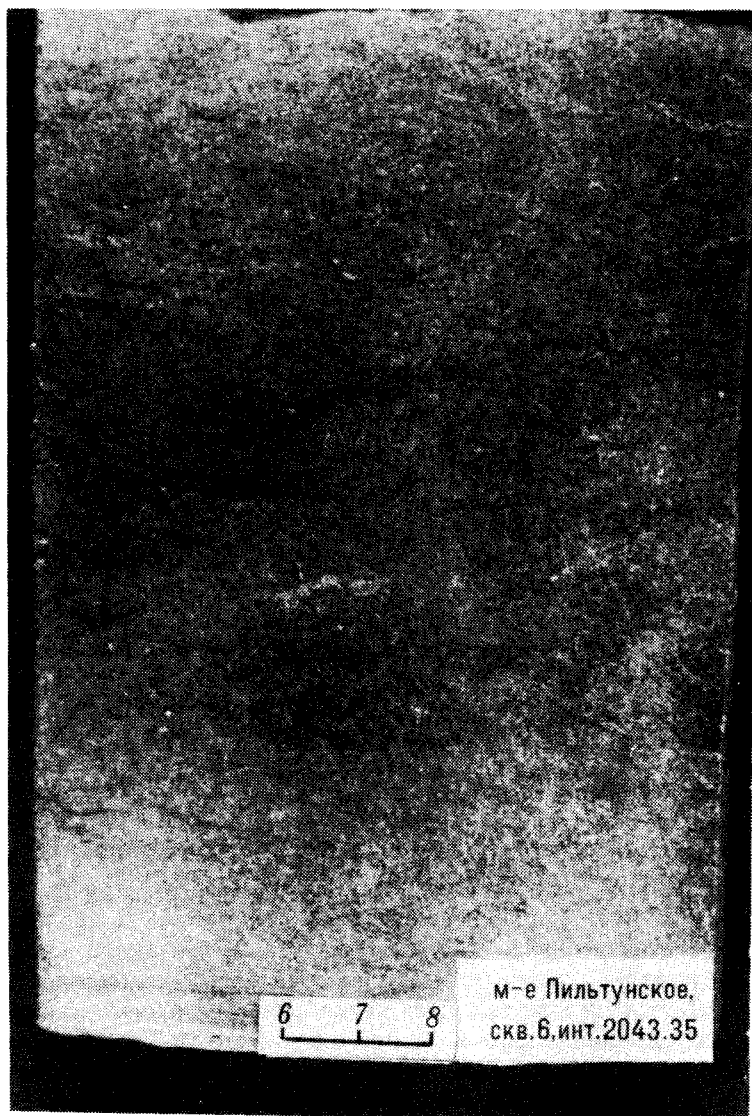


Рис. 4. Гравитит с неотчетливой неоднородной текстурой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Деревскова Н. А. Роль процессов литогенеза в формировании коллекторских свойств кайнозойских нефтегазоносных отложений северо-восточного шельфа острова Сахалин: Автореф. канд. дис./ВНИГНИ.— М., 1992.
2. Деревскова Н. А., Иванышина Л. П., Куликов Н. В. Вторичные изменения пород-коллекторов Сахалинской нефтегазоносной области // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1990.— С. 40—48.
3. Куликов Н. В. Гравититы — новый класс сложных коллекторов // Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы их освоения. Международный симпозиум: Тез. докл.— Санкт-Петербург, 1992.— С. 183—184.
4. Куликов Н. В., Деревскова Н. А. Литология и особенности накопления миоцен-плиоценовых отложений на северо-восточном шельфе Сахалина (Охотское море) // Геология морей и океанов: 9 Всесоюзная школа морской геологии: Тез. докл./Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР.— М., 1990.— С. 55—56.
5. Куликов Н. В., Деревскова Н. А., Иванышина Л. П. Вещественный состав и формирование коллекторских свойств нефтегазоносных отложений на больших глубинах // Тихоокеан. геология.— 1992.— № 1.— С. 15—22.
6. Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение.— М.: Недра, 1969.

СахалинНИПИморнефтЬ
Оха Сахалинской обл.

Поступила в редакцию
1 июня 1993 г.

Выполнено обобщение многочисленных и разнообразных лабораторных определений петрофизических и литологических показателей поровых коллекторов нефти и газа кайнозойских отложений месторождений указанного в заглавии статьи района.

Методам лабораторных исследований уделено недостаточное внимание: не указаны способы определения емкостных и фильтрационных параметров, не рассмотрена корреляция результатов определений показателей структуры твердого вещества и порового пространства осадочных пород с применением различных методов. Это вызывает некоторые сомнения в правомерности выполненной систематизации фактических данных.

Представленная характеристика свойств коллекторов, очень важна особенно для нефтегазопромисловой практики, относится к продуктивной части разреза отдельных месторождений или их групп, но без привязки к определенным литолого-стратиграфическим толщам, глубинам залегания, что несколько снижает геологическое значение работы.

Основное содержание работы составляет обоснование построения классификации поровых коллекторов нефти и газа, ее анализ.

К низшему таксону представленной классификации (см. табл. 1) отнесен класс с определенными граничными значениями проницаемости основных литологических типов пород. Классы объединены в группы с учетом характерных значений емкостных показателей в эффективной пористости и проницаемости. Каждый класс коллекторов охарактеризован по основным структурным показателям породы и порового пространства.

В целом сведения, приведенные в классификационной таблице, весьма ценны не только для практики, но и для науки. Можно согласиться с авторами в оценке ее значимости для решения широкого круга вопросов нефтегазопромисловой и нефтегазопроисковой геологии. В ней отражается связь литогенетических особенностей пород с фильтрационно-емкостными показателями, структурными характеристиками и т. п.

Тем не менее представленная классификация не лишена недостатков. К единственному признаку классификации (деления) в ней можно отнести лишь проницаемость, граничные значения которой строго соответствуют выделенным классам и группам коллекторов.

Граничные значения емкостных параметров, выбранных в качестве оценочных для выделения групп коллекторов, пересекают не только соседние (эффективной пористости), но и все группы (остаточной водонасыщенности). То есть нарушено логическое правило построения классификаций («обязательная взаимоисключаемость всех членов классификации»), что привело к некоторой расплывчатости и недостаточной определенности представленной классификации. Например, согласно табл. 1 мелкозернистые песчаники с эффективной пористостью 17—19 % и остаточной водонасыщенностью 26—45 % относятся к группам А и В, а соответственно, 10—11 % и 17—19 % — к группам В и С и при остаточной водонасыщенности 35—45 % — ко всем группам.

Соответственно авторами допускается расхождение сведений о граничных значениях емкостных параметров в тексте и табл. 1. Например, для остаточной водонасыщенности коллекторов группы С в тексте они соответствуют 41—90 %, а в табл. 1 — 25—90 % (охватывают частично группу А и полностью группу В).

Недостатки построения классификации и некоторая неопределенность в других суждениях, очевидно, обусловлены ограниченностью использования математического аппарата при обработке исходных данных. Привлечение статистического, депрессионного, факторного, дискриминантного, кластерного анализов, обычно применяемых в процедуре построения классификаций сложных объектов при высоком объеме массива данных, внесли бы большую определенность в решение освещенных в статье вопросов.

Несмотря на указанные и другие недостатки, работа, как уже отмечалось, весьма полезна для науки и практики. Она несомненно вызовет интерес у геологов-нефтяников различной специализации.

О. В. Равдоникас

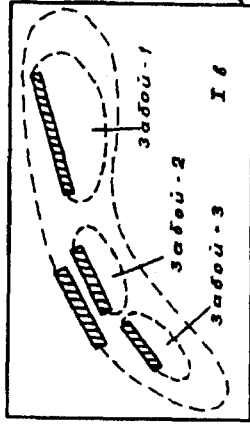
УДК 561.551.78(571.63)

Т. Н. Болотникова

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАВЛОВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(юго-западное Приморье)

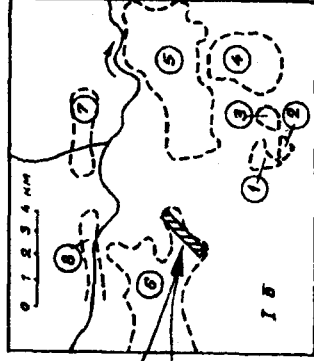
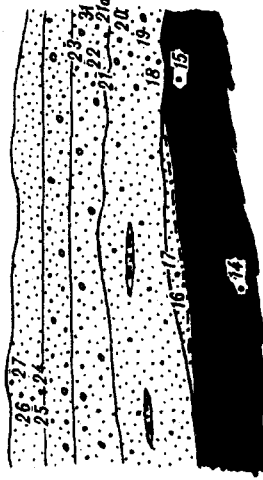
Послойно палинологически охарактеризованы кайнозойские угленосные и гравийно-галечниковые отложения одного из участков Павловского бурогоугольного месторождения. Установлена последовательная смена спорово-пыльцевых комплексов. Первый комплекс характеризует отложения верхнего эоцена — начала олигоцена, второй — верхнего олигоцена, возможно самые низы нижнего миоцена, третий — верхний миоцен — плиоцен. Проведено широкое сопостав-



Забой - 3

по состоянию карьера

на июнь 1991 г.



Забой - 2

по состоянию карьера

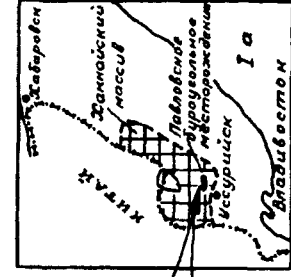
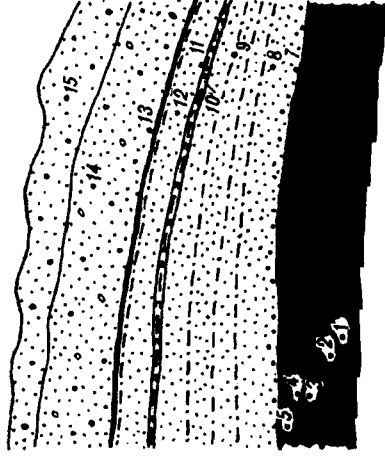
на июнь 1991 г.



Забой - 1

по состоянию карьера

на август 1988 г.



ление с одновозрастными палинофлорами соседних регионов Дальнего Востока. Дано обоснование возраста угленосной толщи. Установлены перерывы в осадконакоплении в течение раннего, среднего и частично позднего олигоцена, а также раннего, среднего миоцена.

Павловский участок расположен в центральной части Павловской депрессии Павловского бурогоугольного месторождения (рис. 1). Участок приурочен к одноименной мульде, вытянутой в широтном направлении со сложной конфигурацией бортов. Общая площадь более 50 км².

Фундамент мульды представлен протерозойскими и палеозойскими магматическими и метаморфическими комплексами пород. Наибольшая амплитуда прогибания фундамента — 260 м (скв. 2) установлена на севере площади участка. Углы наклона кровли фундамента до 20°.

Кайнозойские угленосные отложения распространены на всей площади участка, формировались во впадинах с неровным расчлененным рельефом. В основании угленосной толщи лежит базальный горизонт грубозернистых песчаников, состоящих из обломков подстилающих пород. Мощность базального горизонта 0—50 м. Установлено, что в угленосной толще происходит уменьшение крупности зерна в северо-западном направлении.

Угленосная часть разреза представлена переслаиванием песчаников (30%), аргиллитов (20%), алевролитов (20%) и пластов угля. Характерна резкая литологическая изменчивость разреза по латерали. Общая мощность угленосной толщи — до 150 м. В восточной части участка мощность угленосной толщи 50—60 м (см. рис. 1, 2) и включает один пласт, видимая мощность которого 12 м, глубина залегания 11—40 м. Увеличение мощности угленосной толщи происходит в западном и юго-западном направлениях. В этом же направлении увеличивается и количество угольных пластов с 1 до 13 (скв. 2) с одновременным уменьшением их мощности (см. рис. 2).

Мощность угольного пласта I зависит от характера поверхности фундамента: в погружениях она увеличивается, на поднятиях — уменьшается. Выклинивание пласта постепенное, имеют место его внутриформационные локальные размывы.

В южной, центральной и западной частях участка на размывтой поверхности угленосной толщи с угловым несогласием залегают гравийно-галечниковые отложения. Представлены они галечниками, кварц-полевошпатовыми песками с галькой и редкими прослоями глин. Мощность меняется от нескольких метров в южной части до 50 м в западной части участка. В западном направлении пески с галькой сменяются слабосцементированными, крупнозернистыми и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Четвертичные отложения покрывают сплошным чехлом более древние отложения и распространены повсеместно, представлены глинами с галькой, мощность их 4—16 м.

Палинологически были опробованы западная и восточная части Павловского участка угольного разреза Павловский-2. В западной части участка Павловский (по состоянию на июнь 1991 г.) разрез изучался по двум забоям, разделенным выступом фундамента (забой-2, т. н. 1—13, 29 а, б, 30; забой-3, т. н. 14—27, см. рис. 1). Забой-2 расположен к северу от выступа фундамента. Здесь снизу вверх по разрезу изучены и палинологически опробованы: 1) кора выветривания гранитов (дресва, щебень) — до 3,0 м; 2) первый угольный пласт (до 6,0 м), сильно трещиноватый, с многочисленными прослоями (0,2—0,7 м) углистых аргиллитов, алевропесчаников светло-табачного цвета; 3) аргиллиты, залегающие на угле со следами размыва; 4) тонкозернистые песчаники (до 6,0 м); 5) второй угольный пласт (0,5—2,5 м). Оба пласта угля и междупластия, сокращаясь по мощности, обтекают останец фундамен-

Рис. 1. Схемы расположения:

1а — Павловского бурогоугольного месторождения; 1б — участков (мульд) месторождения (цифры в кружках: 1 — Северный, 2 — Южный, 3 — Восточный, 4 — Озерная падь, 5 — Поисковый, 6 — Павловский, 7 — Лузановский, 8 — Абрамовский); 1в — забоев карьера. 1 — галька, 2 — гравий, 3 — песчаник, 4 — алевролит, 5 — аргиллит, 6 — туфоаргиллит, 7 — бурые угли, 8 — граниты, 9 — точки опробования, 10 — сброс, 11 — несогласие, 12 — спорово-пыльцевой комплекс и его номер, 13 — перерыв в осадконакоплении, 14 — границы участков (мульд) месторождения. 15 — наученный сектор участка.

Павловское
буроугольное месторождение

сква. 3206

Павловская
депрессия

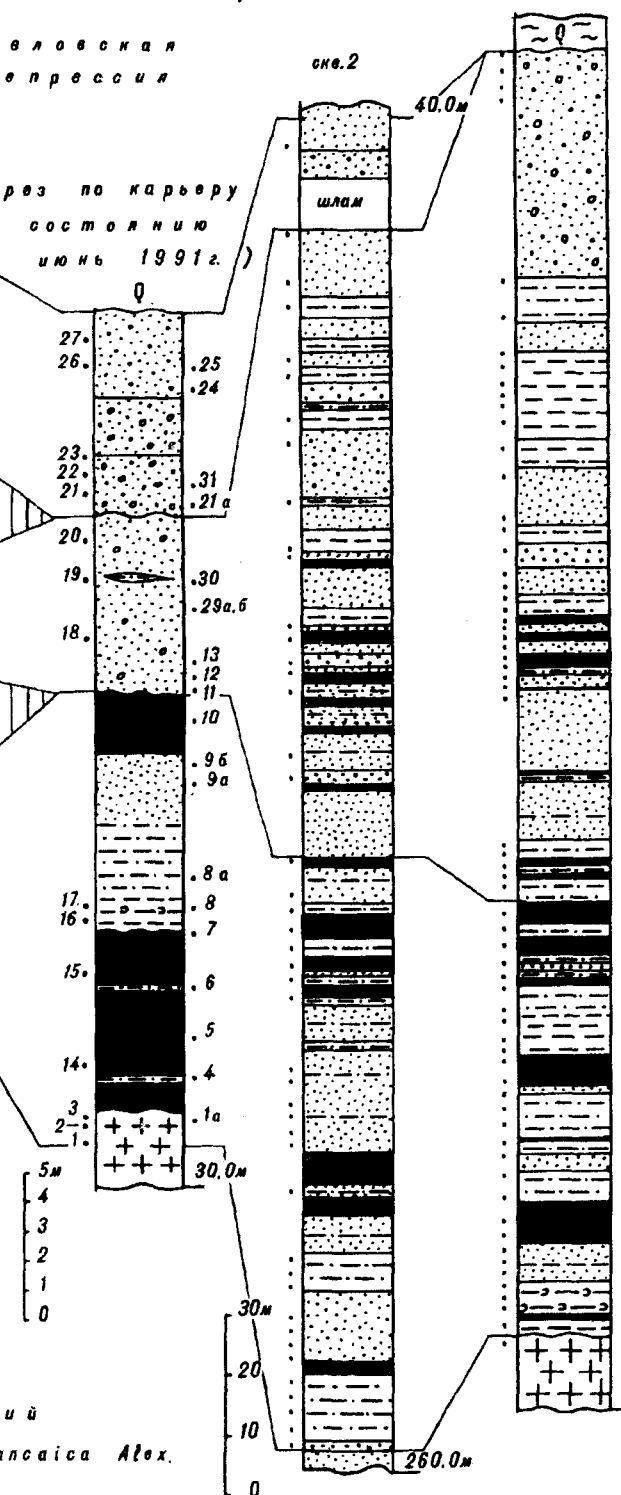
| | | |
|--------------------|--------------------|----------------------------|
| Павловская | Павловский | Система |
| Павлоцек | Павлоцек | Отдел |
| Верхний Павловский | Верхний Павловский | Подотдел |
| Средний Павловский | Средний Павловский | Горизонты |
| Нижний Павловский | Нижний Павловский | (Решение III МСК, 1978 г.) |
| Кивдинский | Кивдинский | Суй-Сульфурский |
| | | Усть-Сульфурский |
| | | Призан-Койский |
| | | Молоцек |
| | | Оливцеком |
| | | Молоцек |
| | | Верхний Оливцеком |
| | | Средний Оливцеком |
| | | Нижний Оливцеком |
| | | Молоцек |
| | | Система |

Разрез по карьере
(по состоянию
на июнь 1991 г.)

СПК III

СПК II

СПК I



- 1* Тавричанский
- 2* Слои с *Fagus chalcica* Alex.

Рис. 2. Схема корреляции угленосных отложений участка Павловский (Павловская депрессия).
Усл. обозн. см. рис. 1.

та, образуя флексуру, и переходят в следующую мульду (забой-3, см. рис. 1). Угол изгиба пластов угля, особенно нижнего, близок к 90° . Это хорошо прослеживается и по прослоям аргиллитов и алевролитов. Угольные пласты, алевролиты и перекрывающие их разнородные песчаники, а также нижняя часть пачки тонко-мелкозернистых песчаников нарушены сбросом северного — северо-западного простирания. Амплитуда сброса более 8 м. Видимая мощность разреза — 30 м (см. рис. 1).

Забой-3 расположен к югу от выступа фундамента (т. н. 14—27, см. рис. 1). Здесь вскрыт один пласт угля мощностью более 5 м. Подошва пласта не вскрыта. В забое хорошо прослеживается как этот пласт угля, облекаа флексуобразно останец фундамента, переходит в забой-2 и расщепляется на два угольных пласта. На угле лежит линзовидный слой желтовато-зеленоватых светлых мелкоскольчатых алевролитов (0—2,0 м). Эта пачка залегае на угле со следами размыва (с явными ближе к выступу фундамента и неявными в центральной части участка). Выше по разрезу (местами непосредственно на угле) залегают разнородные серые песчаники (до 5,0 м). Суммарная мощность разреза около 19,0 м.

В восточной части участка Павловский (по состоянию карьера на август 1988 г.) вскрыт угольный пласт, видимой мощностью 12—14 м, с небольшим углом падения ($1—2^\circ$) на север и неявными следами размыва. Угольный пласт массивный, содержит редкие прослои (0,05—0,2 м) сильно углефицированных аргиллитов. Вверх по разрезу он перекрывается (со следами размыва) пачкой разнородных песчаников (10—13 м). На север мощность этой пачки увеличивается. Верх разреза снят вскрышными работами. Суммарная мощность 51,0 м (см. рис. 1). По состоянию карьера на июнь 1991 г. в этой части участка отрабатывалось два забоя. Было проведено дополнительное палинологическое опробование угля, междупластий, кровли, а также перекрывающих уголь песчаников и алевролитов (забой-1, т. н. 1—15, см. рис. 1).

Наряду с действующими выработками карьера опробованы две скважины. Скв. 3206 (интервал 0—236,0 м) пробурена на участке Павловский-2 в 1982 г., скважиной вскрыт фундамент. Палинологически изучено 53 образца. Скв. 2 также пробурена в северо-восточной части участка, но несколько смещена к центру (выработка 2). Скважина пробурена в 1989 г., прошла 260 м, фундамент и базальные слои не вскрыты. Палинологически изучено 48 образцов.

Снизу вверх выделено три спорово-пыльцевых комплекса (СПК) (см. рис. 2).

СПК I (скв. 3206, интервал 215—150 м; скв. 2, интервал 260—155 м; забой-2, т. н. 1—8, 8а, 9а, б, 10; забой-3, т. н. 14—17; забой-1, т. н. 1—10) выделен из отложений, вмещающих три нижние угольные залежи (по скважинам), а также непосредственно из самих углей, подстилающих и перекрывающих уголь отложений. Особое внимание было уделено палиноспектрам из базальных слоев. Определение возраста базальных слоев дает возможность установить время заложения Павловской депрессии. К сожалению, большинство образцов оказались слабо наполненными пылью и спорами, к тому же содержали таксоны широкого стратиграфического диапазона. И все же присутствие хотя и небольшого количества образцов с хорошей наполняемостью позволило выявить характерные особенности палиноспектров, которые совпадают с особенностями палинокомплекса из вышележащих отложений. По этим признакам (о них будет сказано ниже) палиноспектры из базальных слоев отнесены к СПК I, для которого характерно следующее: во всех спектрах пыльца преобладает над спорами, последние играют крайне подчиненную роль (1,0—13,0 %, локально до 33 %). Это кочедыжниковые сем. *Polypodiaceae*, в основном споры бобовидной формы с гладкой экзиной, лишенной периспория, с однолучевым рубцом. Единично, редко или спорадически отмечены *Osmunda*, *Lygodium*, *Selaginella*, *Sphagnum* и др.

В большинстве спектров количество пылицы голосеменных значительно ниже, чем покрытосеменных. В отдельных спектрах их количество примерно одинаковое. Голосеменные представлены в основном пылью семейств *Taxo-*

diaceae и Cupressaceae. Чаше других отмечаются *Taxodium* (5,5—20,5 %) и *Cryptomeria* (0,5—7,0 %), значительно меньше *Sequoia* (три вида) и *Glyptostrobus*. Семейство Cupressaceae (3,5—23,5 %) представлено семью видами четырех родов, большая часть которых в спектрах отмечена постоянно, хотя и в небольших количествах. В значительных количествах (до 22 %) отмечена пыльца *Pinus* и *Picea* (до 13 %). Единично, редко или спорадически встречена пыльца *Ginkgo*, *Araucaria*, *Cedrus*, *Dacrydium*, *Podocarpus*, в том числе *Podocarpus giganteus* Zinkl., *P. spicatus* R. Br., *P. insignis* (Naum.) Bolch., *P. nubigenis* Lindl., *Tsuga* (шесть видов). В отдельных спектрах (скв. 3206, гл. 205 м, 175 м, 160 м; скв. 2, гл. 225 м, 175 м) доминирует пыльца сем. Taxodiaceae, составляющая 50—70 % от всей пыльцы.

Для всех спектров СПК I характерно повсеместное преобладание среди покрытосеменных пыльцы семейств Fagaceae, Juglandaceae и Alnus. В некоторых спектрах пыльца этих семейств и родов меняет роль (между собой) доминанты и субдоминанты. Семейство Fagaceae представлено родами *Fagus* (8—19 %, локально до 54 %) (*F. grandifoliiformis* Pan., *F. japonicaformis* Anan., *F. tenella* Pan., *F. brandonensis* Trav., *F. parvifossilis* Trav.), *Quercus* (6—24 %) (*Q. gracilis* Boitz., *Q. granulata* Boitz., *Q. sparsus* (Mart.) Samoil., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. williamsonia* Trav.), *Castanopsis* (0,5—7,5 %) (два вида) и *Castanea* (2,5—13 %) (четыре вида). В составе семейства Juglandaceae установлены практически все известные роды. Наиболее разнообразны роды *Juglans* (*J. polygorata* Vojcel., *J. jondonica* Bolot., *J. cinereiformis* Bolot., *J. orbiculata* Bolot., *Juglans* sp.₁ — очень крупные, до 65 мк, пыльцевые зерна, *Juglans* sp.₂ — пыльцевые зерна средних, до 35—40 мк, размеров с грубой, гранулированной скульптурой) и *Carya* (*C. minuta* Bolot., *C. spackmania* Trav., *C. ovaliformis* Bolot., *C. ulmiformis* Bolot., *C. triangulata* Bolot.). Остальные роды этого семейства представлены много беднее как в видовом, так и в количественном отношении. Пыльца семейства Betulaceae в большинстве спектров выступает в роли доминанты. Как правило, доминирует *Alnus* (1,5—23 %). *Betula*, *Corylus* и *Carpinus* встречаются постоянно, но в небольших количествах.

Состав широколиственных, теплолюбивых и влаголюбивых растений довольно богат и разнообразен в систематическом плане (встречено более 50 родов и видов) и типичен для многих спорово-пыльцевых комплексов позднего эоцена — раннего олигоцена других регионов. Представители тропической и субтропической флоры встречены единично или спорадически. В отдельных спектрах СПК I есть некоторые вариации. Так в спектрах скв. 3206, гл. 205 м, 175 м, 160 м; скв. 2, гл. 225 м, 175 м доминирует пыльца *Alnus*, достигая 40—70 % состава всей пыльцы. В спектре с гл. 185 м скв. 3206 встречено много (более 12 %) пыльцы *Tilia* (*T. densituberculata* Bolot., *T. triangulata* Bolot., *T. grandipollina* Trav., *Tilia* sp. и др.), а в спектрах скв. 2 на глубине 225 м субдоминантой становится сем. Ulmaceae; на глубине 214 м разнообразно в видовом и богато в количественном отношении представлено сем. Hamamelidaceae.

Особо следует отметить присутствие в комплексе пыльцы *Palmae*, *Comptonia* (*C. rotunda* Glad.), *Proteaceae*, *Loranthus*, *Myrtus*, *Laurus*, а также большое родовое и видовое разнообразие сем. Hamamelidaceae. Пыльца, определенная по морфологической системе, хотя и немногочисленна, встречается во многих спектрах. Прежде всего стоит назвать *Casuarinidites*, *Pleurospermaepollenites*, *Anacolosidites*, *Tetraporina lubomirovae* Kulk., а также *Tricolporopollenites* и *Tricolporollenites*. Во всех спектрах встречено большое количество (до 30 %) однообразной мелкой (8 × 16 мкм) нескульптурированной пыльцы, отнесенной нами к *Monocolporopollenites* spp.

В целом для комплекса характерно следующее: доминирование пыльцы покрытосеменных богатого и разнообразного систематического состава; значительное участие теплоумеренных широколиственных пород тургайской флоры; обязательное присутствие, хотя и в небольших количествах, пыльцы тропических и субтропических растений, а также реликтов раннего палеогена; присутствие среди голосеменных относительно древних родов и видов (*Araucaria*, *Cycadaceae*, *Ginkgo*, *Dacrydium* и др.).

По систематическому составу, количественным показателям, видовому и родовому разнообразию, соотношению доминантных, субдоминантных, сопутствующих и других групп растений описанный палинокомплекс близок, а порой и идентичен целому ряду СПК верхнего эоцена Ханкайского массива (мульды Северная, Лузановская, Восточная и другие разреза Павловский-1 Павловского буроугольного месторождения; мульды Западная и Восточная Реттиховской угольной площади; участки Рисовый и Поисковый Чернышевского угольного месторождения [6, 7, 10, 22]), а также Приморья и сопредельных территорий [2, 4, 11, 23].

В верхней части неугленосной толщи (забой-1, т. н. 7—10; забой-2, т. н. 7, 8, 8а, 9а, 9б; забой-3, т. н. 14—16) намечается некоторое обеднение спорово-пыльцевых спектров за счет сокращения видового разнообразия Juglandaceae, особенно родов *Juglans*, *Carya*, *Engelhardtia*, а также *Fagaceae*, в частности рода *Fagus*, при более скромном участии *Ulmaceae* и трикольпоратной пыльцы. В остальном комплекс практически идентичен нижележащему и полностью сохраняет преемственность как видового и родового состава, так и типа флоры.

Следует отметить присутствие в ряде спектров видов пыльцы умеренно широколиственных пород, известных из отложений нижнего олигоцена: *Juglans orbiculata*, *J. sieboldianiformis*, *J. polyporata*, *Carya ovaliformis*, *C. spackmania*, *Pterocarya tumidipora*, *P. tunganensis*, *Fagus parvifossilis*, *Platanera hibridica*, *Tilia triangulatifolia* и некоторых других. Некоторая обедненность вверх по разрезу, увеличение роли голосеменных за счет мешковых хвойных и умеренно широколиственных растений, присутствие, хотя и единичных, видов-индексов, характерных для олигоцена, позволяют допустить возраст палинокомплекса из надугленосных отложений как поздний эоцен — начало раннего олигоцена. Подобные переходные палинокомплексы ранее нами были изучены из надугленосных отложений Павловского, Реттиховского и Чернышевского буроугольных месторождений [6, 7, 10].

В основании скв. 2 (гл. 248 м) выделен спорово-пыльцевой спектр, не имеющий аналогов в скв. 3206 и в разрезах, составленных по карьерам. В целом для него характерны мелкие размеры пыльцевых зерен. Основной фон составляет однородная мелкая нескульптированная пыльца и бобовидные *Polypodiaceae* (до 70 % от всех встреченных микрофоссилий), значительное участие пыльцы трав, таких как *Cyperaceae*, *Liliaceae*, *Lilium*, *Graminea* и других. Голосеменные практически отсутствуют. Систематический состав широколиственных представлен в большинстве своем тургайскими элементами, среди которых присутствуют раннеолигоценовые виды. Скорее всего, этот спектр указывает не на возрастную обособленность внутри СПК, а соответствует какой-то луговой ассоциации со значительным увлажнением.

Идентичные спектры ранее нами были описаны из алевропесчаников (т. н. 24) мульды Северной разреза Павловский-1 Павловского буроугольного месторождения (Болотникова, в печати).

СПК II (скв. 3206, гл. 150—20 м; скв. 2, гл. 160—60 м; разрез по действующим выработкам на август 1988 и июнь 1991 гг.) выделен из отложений, вмещающих верхний угольный пласт (залежь) и непосредственно из угля (забой-2, т. н. 12, 13, 29 а, б, 30; забой-3, т. н. 18—20; забой-1, т. н. 11, 12).

Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий этот интервал сводного разреза, довольно резко отличается от предшествующего, преемственность флор прослеживается слабо и только в группе голосеменных. Комплекс можно охарактеризовать следующим образом: пыльца голосеменных растений — 51—67,5 %, пыльца покрытосеменных — 25—32 %. Споры растений существенной роли не играют, хотя следует отметить практически во всех спектрах большое количество бобовидных *Polypodiaceae* (иногда 50—80 % от всех встреченных зерен), спор *Osmunda* (ед. — до 3 %), *Bryales* (ед. — 7 %) среди всех споровых. Единично отмечены *Onoclea*, *Polypodium*, *Lycopodium*, *Sphagnum* (локально до 7 %) и гладкие трилетные споры.

Пыльца голосеменных, доминирующая во всех спектрах, представлена чрезвычайно разнообразно. Доминантами являются хвойные растения, а среди последних сем. *Pinaceae*. Это различные виды *Pinus* (*Pinus cristata*

Panov., *P. bureiformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. thunbergii* Parl. и др.) из s/g Diploxyton и s/g Haploxyton, *Picea* (*Picea* sp., *P. cf. orientalis* (L.) Link., *P. cf. exelsa* Link., *P. ovata* Zauer, *P. omorica* Purk.), *Tsuga* (*Tsuga* sp., *T. crispa* Zakl., *T. acicularis* Kupr., *T. torulosa* Zakl., *T. sieboldii* Veno и др.). Постоянно встречается *Abies* sp. Это очень крупные (80 × 200 мкм; 90 × × 120 мкм) пыльцевые зерна с очень плотными, мелкими ячейками на воздушных мешках. В несколько меньших количествах отмечены *Larix*, *Cedrus* (*Cedrus* sp., *C. parvisaccata* Zauer) и пыльца *Ginkgo* (0,5—2,5 %). Пыльца *Podocarpus* (*Podocarpus spicatus* R. Br., *P. nubigenis* Lindl., *P. gigantheus* Zakl.) и *Dacrydium* встречена единично.

Сем. *Taxodiaceae* находится в комплексе в подчинении (субдоминанта) (исключение составляют спектры, выделенные из алевролитов скв. 2 с глубины 129 м, в которых пыльца *Taxodium* составляет 48 %).

Состав покрытосеменных однообразен и малочислен. Доминирует сем. *Betulaceae* с родами *Betula* (0,5—13 %), *Alnus* (7—30 %, локально до 50 %), *Corylus* (ед. — 12 %), *Carpinus* (0,5—4,5 %). Среди широколиственных присутствуют в основном умеренные формы тургайской флоры. Стоит подчеркнуть разнообразие пыльцы, принадлежащей травянистым растениям: *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, *Graminea*, *Viola*, *Liliaceae*, *Sparganium* и других, являющихся компонентами различных экологических ниш. Значительное место (до 10 %) занимает в комплексе трехбороздная, трехборозднопоровая и разнообразная одробообразная пыльца.

Следует отметить видовое разнообразие сем. *Tiliaceae*, хотя в количественном отношении пыльца этого семейства составляет не более 5 %. Особо необходимо подчеркнуть родовое разнообразие сем. *Hamamelidaceae* (*Corylopsis*, *Altingia*, *Liquidambar*, *Fothergilla*, *Hamamelis*), достигающего в комплексе 6—8 %. В спектрах как среди голо-, так и среди покрытосеменных растений много видов широкого стратиграфического диапазона (олигоцен — миоцен). В комплексе практически отсутствуют реликты раннепалеогеновых флор.

В СПК II среди голосеменных, составляющих в среднем около 70 %, основную роль играют различные *Pinus* (*P. strobiformis*, *P. cristata*, *P. bureiformis*, *Pinus* sp.₁, *Pinus* sp.₂ и др.) и *Tsuga* (*T. parva*, *T. torulosa*, *T. acicularis*, *Tsuga* sp., *T. crispa*, *T. sieboldii*), содержание которых по сравнению с нижним комплексом возрастает более чем в пять раз. В составе спорово-пыльцевых спектров сокращается количество таксодиевых, исчезает пыльца *Agaucaria*, *Ginkgo* и др. В пять — семь раз уменьшается участие умеренно теплолюбивых растений, практически не встречается пыльца тропических и субтропических растений, исчезают реликты. Таксономический состав пыльцы покрытосеменных крайне беден и представлен в основном семействами *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*), *Hamamelidaceae* (*Fothergilla*, *Corylopsis*, *Altingia*, *Hamamelis*) и *Betulaceae* (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, меньше *Carpinus*), а также единичными находками *Ulmus*, *Planera*, *Ulmaceae*, *Magnolia*, *Acer*, *Ilex*, *Ericales*, *Fagus*, *Quercus*.

СПК II по своему составу и характерным особенностям очень близок третьему палинокомплексу мульды Северная разреза Павловский-1 Павловского бурогольного месторождения [10], а также палинокомплексу аракайской свиты разрезов рек Тамаринка и Правда Углергского опорного разреза Южного Сахалина [11]. Значительное сходство, а порой и аналогия наблюдается с центральнотамлевским комплексом Северного Сахалина (последний отвечает палинозоне *Podocarpus totara* — *Tsuga parva*) [28], с четвертым и пятым СПК Восточной мульды и вторым СПК Малой мульды Реттиховского бурогольного месторождения [7], первым СПК Липовецкой впадины [3] и третьим СПК Чернышевского бурогольного месторождения Ханкайского массива [6]. За пределами Ханкайского массива нами выявлен и изучен ряд палинокомплексов, имеющих большое сходство, а порой и полную идентичность. С описываемым СПК это прежде всего четвертый и пятый СПК Нижнебикинской впадины [5], четвертый и пятый СПК Краскинской впадины [4], второй СПК юго-восточной Камчатки [9], первый и второй СПК северо-восточной Кореи, свиты йондон и намсок. Наш палино-

комплекс отличается от корейских палинокомплексов меньшим разнообразием пыльцы покрытосеменных многих родов и семейств. Главное отличие сравниваемых палинокомплексов — это практически полное отсутствие пыльцы сем. *Namamelidaceae*, кроме *Liquidambar* в комплексах свит йондон и намсок [4].

Особенности таксономического состава, присутствие видов-индексов, типичных для верхнего олигоцена, и отдельных видов, характерных для нижнего миоцена; результаты сопоставления, в том числе с палинокомплексамии из морских отложений, позволяют с определенной долей уверенности датировать возраст этого палинокомплекса поздним олигоценом, возможно, началом миоцена.

Из вышележащих гравийно-галечниковых отложений (забой-1, т. н. 13—15; забой-3, т. н. 21, 21а, 22—27) (см. рис. 1) выделены спорово-пыльцевые спектры, объединяемые в СПК III, которые довольно резко отличаются от палинокомплекса, выделенного из подстилающих разнообразных песчаников и алевролитов.

В спорово-пыльцевых спектрах пыльца (86—93,5 %) резко преобладает над спорами (6,5—14 %), а в составе пыльцы — покрытосеменные (61,5—66,5 %) над голосеменными (29,5—32,0 %).

Ведущее место в группе голосеменных растений занимает пыльца *Pinaceae*: различные *Tsuga* (*T. canadensis* (Max.) Mast., *T. sieboldii* Veno, *T. diversifolia* (Max.) Mast., *Tsuga* sp.), *Picea* spp. (до 8 %); *Cedrus*, *Larix*, *Abies* встречаются в небольших количествах или единично. Пыльца *Pinus* представлена во всех спектрах в небольших количествах, но несколькими видами. В основном это *Pinus* sp.₁ с очень крупной пыльцой и *Pinus* sp.₂, представленная мелкими пыльцевыми зернами. Содержание пыльцы *Taxodiaceae* не превышает 10 %. Чаше других отмечена пыльца *Taxodium* sp. (3,5—6,0 %). Единично или спорадически встречены *Glyptostrobus* spp., *Cryptomeria* sp.

Доминирующее положение среди покрытосеменных занимают представители семейства *Betulaceae* (20,0—33,5 %), с родами *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Alnaster*. Сем. *Fagaceae* представлено родами *Quercus* (*Q. cf. rex* Hemsl., *Quercus* sp.₁, *Quercus* sp.₂), *Fagus* (*F. granulata* Pan., *F. miocenica* Anan., *F. cf. brandonensis* Trav., *Fagus* sp.), спорадически встречается пыльца *Castanea* sp., часто являющаяся субдоминантой. Из представителей сем. *Juglandaceae* обнаружены *Juglans* (*Juglans* sp.₁, *J. hebelata* Bolot., *J. manshurica* Max., *J. pentaporina* Bolot., *Juglans* sp.), *Pterocarya* (*P. singularia* Bolot., *P. forrestiiiformis* Bolot., *Pterocarya* sp.), *Carya* (*C. bella* Bolot., *C. ovaliformis* Bolot., *Carya* sp.). Из пыльцы других семейств следует отметить *Myrica*, *Comptonia*, *Salix*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Plex*, *Sterculia*, *Magnolia*, *Aralia*, *Liriodendron*, *Viburnum* и некоторые другие. Пыльца этих семейств и родов присутствует во всех спорово-пыльцевых спектрах в небольших количествах или встречена единично. Следует особо отметить видовое разнообразие в одних спектрах пыльцы *Tilia* (*T. mandshurica* Rupr., *T. amurensis* Rupr., *T. tenuipollina* Bolot., *T. taquetii* Schn., *Tilia* sp.₂ — пыльцевые зерна с очень тонкой экзиной) и пыльцы *Acer* (*A. manshuricum* Max., *A. tegmentosum* Max., *Acer* sp.) в других палиноспектрах. Группа травянистых растений представлена *Sparganium*, *Cyperaceae*, *Graminea*, различными *Liliaceae*, а также, очевидно, к ним следует отнести мелкую трехбороздную, трехборозднопоровую и разнообразнейшую однобороздную пыльцу.

Споры занимают в спектрах подчиненное значение (6,5—14,0 %) и представлены единичными находками *Sphagnum*, *Onoclea*, *Polypodium*, *Adiantum*, *Osmunda*. Чаше других (до 9 %) в спектрах отмечаются бобовидные без периспория, мелкие и крупные споры *Polypodiaceae*.

Для данного комплекса характерно: доминирование пыльцы сем. *Betulaceae*, особенно *Alnus*, субдоминантой является сем. *Fagaceae* (*Fagus*, *Quercus*), заметное видовое разнообразие *Tilia* или *Acer*, значительное участие травянистых растений, обедненный состав термофильных растений, практически полное отсутствие представителей тропической и субтропической флоры, плохая сохранность микрофоссилий.

По этим характерным признакам СПК III Павловского участка хорошо сопоставляется с шестым и седьмым палинокомплексамии Липовецкой впа-

дины Ханкайского массива [3], рядом палинокомплексов западного и юго-западного Приморья [20, 21], палинокомплексами маруямской свиты Сахалина [8] и их возрастными аналогами [11]. Отмечается определенное его сходство со спорово-пыльцевыми комплексами восточной Камчатки [16], комплексами свит кидон и чильбосан северо-восточной Кореи [4], а также рядом палинокомплексов северо-восточной Азии [27] и Японии [29].

В третьем палинокомплексе встречены виды пыльцы, которые ранее отмечались в верхнемиоценовых отложениях других регионов: *Fagus miocenica*, *Juglans hebelata*, *J. pentaporina*, *Pterocarya singularia*, *P. forrestiiiformis*, *Carya bella*, *Tilia tenuipollina*, *Acer tegmentosum* и многие другие.

Общий характер СПК III несомненно свидетельствует об его принадлежности к неогену; результаты же корреляции позволяют предположить, что рассматриваемый СПК должен соответствовать, скорее всего, верхнему миоцену — плиоцену.

В заключение следует отметить, что в описываемом ряду последовательно сменяющихся флор кайнозоя Павловской депрессии [12, 13, 19, 24] в изученном разрезе не были обнаружены палинофлоры, соответствующие всем этапам и фазам становления, развития тургайской флоры и начала ее деградации, а также палинофлоры, соответствующие миоценовому климатическому оптимуму [27].

В угленосных отложениях Павловского бурогольного месторождения (Павловский участок, Павловская депрессия) различаются три последовательно сменяющих друг друга спорово-пыльцевых комплекса. Первый палинокомплекс (верхний эоцен — нижний олигоцен) соответствует фазе предтургайской или древнетургайской флоры [26]. Второй палинокомплекс (верхний олигоцен — начало нижнего миоцена) резко отличается от предыдущего. Отмечается нарушение преемственности флор. Систематический состав СПК II соответствует олигоцен-миоценовому этапу, фазе начавшейся деградации тургайской флоры [13, 18, 19]. Третий палинокомплекс (верхний миоцен — плиоцен), в свою очередь, резко отличается от СПК II. Палинофлоры, выявленные в этих отложениях, соответствуют фазе практически полной деградации тургайской флоры; появляются элементы темнохвойной тайги [25]. Палинокомплексы, соответствующие флорам миоценового климатического оптимума [27], в исследованном разрезе не выявлены.

Отсутствие в едином разрезе отложений, соответствующих всем известным этапам и фазам смены палинофлор, наводит на мысль о наличии в исследуемом разрезе длительных перерывов в осадконакоплении, приходящихся на ранний (конец) и средний олигоцен, возможно, начало позднего, а также ранний и средний миоцен, что соответствует времени миоценового климатического оптимума (см. рис. 2). Эти факты ранее нами были зафиксированы по мульде Северная угольного разреза Павловский-1 Павловского бурогольного месторождения, а также по Реттиховской (мульды Восточная и Малая) и Чернышевской угольным площадям [6, 7].

Материалы послонного палинологического изучения угленосной толщи Павловского участка разреза Павловский-2 однозначно указывают на эоценовый — раннеолигоценный возраст основной угольной залежи. Возраст базальных слоев, равно как и время заложения Павловской депрессии в изученной части соответствует позднему эоцену, возможно, самому началу олигодена. Отнесение угленосных отложений к олигоцену или ранне-среднему миоцену [1, 14, 15, 17] нельзя считать правомочным, хотя бы потому, что на большую часть олигодена и ранний — средний миоцен в Павловской депрессии приходится перерыв в осадконакоплении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А. Г. Геология и история флор побережий Японского моря. — М.: Наука, 1978.
2. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Фито-стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. — 1982. — № 11. — С. 68–78.
3. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Разрез дочетвертичного кайнозоя Липовецкой впадины (литологическая и палинологическая характеристики) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 90–100.

4. *Болотникова М. Д.* Спорово-пыльцевые характеристики третичных отложений западного побережья Японского моря.— М.: Наука, 1979.
5. *Болотникова М. Д., Седых А. К.* Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Палинология Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 41—52.
6. *Болотникова Т. Н.* Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 101—104.
7. *Болотникова Т. Н.* Возраст и корреляция угленосных толщ Реттиховского и Чернышевского бурогоугольных месторождений Южного Приморья (по палинологическим данным) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 101—109.
8. *Болотникова Т. Н.* Палинологическая характеристика Мгачинского каменноугольного месторождения (Сахалин, неоген) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 104—110.
9. *Болотникова Т. Н.* Палинокомплекс жировской толщи Юго-Восточной Камчатки // Там же.— С. 110—114.
10. *Болотникова Т. Н.* Палиностратиграфия угленосных отложений Павловского бурогоугольного месторождения Ханкайского массива Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания.— Хабаровск, 1990.— С. 277.
11. *Брутман Н. Я., Архипова А. Д.* Палиностратиграфические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 71—82.
12. *Васильев В. Н.* Закономерности процесса смен растительности // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. II.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.— С. 365—407.
13. *Васильев В. Н.* Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // Там же. Вып. III, 1958.— С. 361—458.
14. *Геология СССР. Т. 32.* Приморский край. Геологическое описание.— М.: Недра, 1969.
15. *Громов Ю. Я., Громова Н. С.* Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье // Геология и полезные ископаемые Дальнего Востока и Забайкалья/ВСЕГЕИ.— Л., 1960.— С. 57—66.
16. *Егорова И. А.* Палинологическая характеристика неогеновых отложений Восточной Камчатки // Палинология кайнофита.— М.: Наука, 1973.— С. 188—192.
17. *Климова Р. С.* Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 65—76.
18. *Криштофович А. Н.* К истории третичного периода Дальнего Востока // Материалы Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та. Вып. 7.— Л.: Изд-во АН СССР, 1946.— С. 65—76.
19. *Криштофович А. Н.* Происхождение флоры Ангарской суши // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. III.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958.— С. 7—42.
20. *Павлюткин Б. И., Климова Р. С., Царько Е. И.* Новые данные по фитостратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология.— 1985.— № 2.— С. 47—55.
21. *Павлюткин Б. И., Петренко Т. И., Белянина Н. И.* Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 92—100.
22. *Павлюткин Б. И., Петренко Т. И.* Палеогеновые отложения мульды Восточной Павловского бурогоугольного месторождения (Юго-Западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 116—120.
23. *Панова Л. А., Громова Н. С., Маликонова Е. Ю.* Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия.— Л.: Недра, 1990.— С. 149—182.
24. *Сочава В. Б.* Вопросы флорогенеза и филоценогенеза маньчжурского смешанного леса // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. II.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.— С. 238—321.
25. *Толмачев А. И.* Происхождение и развитие темнохвойной тайги.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
26. *Фотьянова Л. И.* Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена.— М.: Наука, 1988. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 231).
27. *Фрадкина А. Ф.* Палинофлоры неогена Северо-Востока.— М.: Наука, 1983. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 523).
28. *Brutman N. Ya.* Palynostratigraphy of Cenozoic deposits of Sakhalin // Proc. IV Int. Palinol. Conf., Lucknov (1976—1977). V. 2.—1978.— P. 817—822.
29. *Sato S.* Palynological study of Miocene sediments of Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. Geol. and Mineral.— 1963.— V. 12, N 1.— P. 110.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
1 марта 1993 г.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИАМУРЬЯ

Обосновывается положение, что при единой нормативной базе петрохимических и геохимических исследований в виде планетарных кларков, независимо от детальности выполняемых работ, анализ петрохимической и геохимической специфики в значительной мере теряет свой содержательный смысл. Предлагается создать систему уровневых норм содержания элементов в качестве основы для проведения разномасштабных работ. Рассчитаны и приведены нормы содержания петрогенных и некоторых редких элементов для Амурского и Алдано-Станового геоблоков, каждый из которых рассматривается как следующий более высокий по сравнению с земной корой в целом пространственный уровень. Из краткого анализа особенностей состава следует, что магматические горные породы обоих геоблоков в среднем обладают повышенной щелочностью и пониженными содержаниями компонентов темноцветных составляющих пород по сравнению со среднемировыми значениями. Специфической особенностью магматических горных пород Приамурья в сравнении с планетарными данными является иное соотношение содержания закисного и окисного железа. Высказано предположение, что причиной этого может быть аномальная щелочность изверженных образований региона. Установлен ряд устойчивых отличий составов древних (домезозойских) и молодых интрузивных горных пород. Суммированы

Средние содержания петрогенных компонентов в главных

| Типы горных пород | Количество проб | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ |
|---------------------------------------------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Гранит | 430 | 73,10 | 0,26 | 13,64 | 0,73 |
| Гранит мезозойско-кайнозойский | 294 | $73,00 \pm 0,16$ | $0,26 \pm 0,009$ | $13,56 \pm 0,08$ | $0,73 \pm 0,02$ |
| | | 72,60 | 0,29 | 13,90 | 1,02 |
| Гранит домезозойский | 136 | $73,30 \pm 0,20$ | $0,25 \pm 0,01$ | $13,82 \pm 0,11$ | $0,72 \pm 0,07$ |
| | | 72,60 | 0,29 | 13,90 | 1,02 |
| Гранодиорит | 262 | 65,58 | 0,58 | 15,58 | 1,32 |
| Гранодиорит мезозойско-кайнозойский | 221 | $65,37 \pm 0,12$ | $0,58 \pm 0,01$ | $15,61 \pm 0,06$ | $1,38 \pm 0,06$ |
| | | 65,30 | 0,64 | 16,34 | 1,58 |
| Гранодиорит домезозойский | 41 | $66,74 \pm 0,32$ | $0,58 \pm 0,04$ | $15,48 \pm 0,19$ | $1,02 \pm 0,10$ |
| | | 65,30 | 0,67 | 16,34 | 1,58 |
| Диорит и кварцевый диорит | 161 | 59,16 | 0,89 | 16,68 | 2,04 |
| Диорит и кварцевый диорит мезозойско-кайнозойский | 117 | $59,00 \pm 0,27$ | $0,88 \pm 0,02$ | $16,54 \pm 0,10$ | $2,12 \pm 0,10$ |
| | | 58,72 | 0,88 | 16,52 | 2,26 |
| Диорит и кварцевый диорит домезозойский | 44 | $59,57 \pm 0,52$ | $0,91 \pm 0,04$ | $17,04 \pm 0,20$ | $1,83 \pm 0,13$ |
| | | 58,72 | 0,88 | 16,52 | 2,26 |
| Габбро | 103 | 49,74 | 1,16 | 16,97 | 3,20 |
| Габбро мезозойско-кайнозойское | 53 | $49,94 \pm 0,45$ | $1,35 \pm 0,09$ | $16,86 \pm 0,27$ | $3,22 \pm 0,24$ |
| | | 48,80 | 1,13 | 17,30 | 3,20 |
| Габбро домезозойское | 50 | $49,53 \pm 0,45$ | $0,95 \pm 0,09$ | $17,08 \pm 0,48$ | $3,18 \pm 0,26$ |
| | | 48,80 | 1,13 | 17,30 | 3,20 |
| Липарит мезозойско-кайнозойский | 377 | $73,26 \pm 0,15$ | $0,25 \pm 0,007$ | $13,34 \pm 0,07$ | $1,12 \pm 0,04$ |
| | | 73,30 | 0,22 | 13,50 | 1,40 |
| Дацит мезозойско-кайнозойский | 187 | $66,10 \pm 0,18$ | $0,53 \pm 0,01$ | $15,79 \pm 0,08$ | $2,08 \pm 0,09$ |
| | | 65,50 | 0,57 | 16,15 | 1,85 |
| Андезит мезозойско-кайнозойский | 246 | $60,10 \pm 0,19$ | $0,83 \pm 0,01$ | $16,53 \pm 0,07$ | $2,93 \pm 0,08$ |
| | | 59,00 | 0,84 | 17,00 | 2,40 |
| Базальт мезозойско-кайнозойский | 248 | $51,42 \pm 0,20$ | $1,41 \pm 0,04$ | $16,77 \pm 0,11$ | $4,17 \pm 0,14$ |
| | | 49,20 | 1,68 | 16,40 | 3,30 |

Примечание. Здесь и в табл. 2 рассчитана ошибка определения среднего арифметического, в знаменателе таков диоритов и кварцевых диоритов; кларк базальтов приведен для геосинклинальных базальтов.

геохимические особенности интрузивных и вулканических пород региона. Констатируется, что полноценного объяснения редкометаллической специфики, исходя только из особенностей макро-состава, дать невозможно.

Исследования, связанные с изучением макро- и микрокомпонентного состава горных пород, в последние десятилетия приобретают все большую масштабность. Причина этого лежит в практической ценности геохимической информации для поисков месторождений полезных ископаемых, а также для анализа условий их образования и закономерностей пространственного распределения. Вместе с тем наши знания о составе горных пород во многих отношениях остаются не систематизированными. В частности, базой для сравнительного анализа особенностей вещественного состава горных пород являются только планетарные кларки. Накопленный опыт говорит о том, что отличия составов горных пород крупных частей земной коры от среднепланетарных могут быть весьма значительными. Анализ отличий составов магматических пород от кларков, который является обычной составной частью петрохимических и/или геохимических исследований различной детальности, в связи со сказанным теряет в значительной мере свой содержательный смысл. Методически более правильным нам представляется иметь в качестве нормативной базы, относительно которой сохраняется смысл

Т а б л и ц а 1

типах магматических пород Амурского геоблока, мас. %

| FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|------------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|------------------|
| 1,42 | 0,04 | 0,65 | 1,40 | 3,60 | 4,13 |
| <u>1,48±0,05</u> | <u>0,04±0,001</u> | <u>0,67±0,02</u> | <u>1,38±0,05</u> | <u>3,60±0,04</u> | <u>4,20±0,05</u> |
| 1,45 | 0,05 | 0,55 | 1,55 | 3,60 | 4,20 |
| <u>1,28±0,07</u> | <u>0,05±0,002</u> | <u>0,62±0,04</u> | <u>1,43±0,07</u> | <u>3,58±0,07</u> | <u>3,97±0,10</u> |
| 1,45 | 0,05 | 0,55 | 1,55 | 3,60 | 4,20 |
| 2,92 | 0,08 | 1,93 | 3,78 | 3,55 | 3,17 |
| <u>2,90±0,06</u> | <u>0,08±0,002</u> | <u>2,02±0,04</u> | <u>3,82±0,06</u> | <u>3,51±0,03</u> | <u>3,21±0,04</u> |
| 2,82 | 0,09 | 1,83 | 3,35 | 3,74 | 3,05 |
| <u>3,05±0,15</u> | <u>0,06±0,005</u> | <u>1,46±0,10</u> | <u>3,59±0,16</u> | <u>3,76±0,13</u> | <u>2,96±0,16</u> |
| 2,82 | 0,09 | 1,83 | 3,35 | 3,74 | 3,05 |
| 4,42 | 0,11 | 3,14 | 5,51 | 3,51 | 2,45 |
| <u>4,39±0,12</u> | <u>0,12±0,008</u> | <u>3,27±0,10</u> | <u>5,63±0,11</u> | <u>3,42±0,04</u> | <u>2,48±0,07</u> |
| 4,85 | 0,13 | 3,47 | 6,26 | 3,43 | 1,82 |
| <u>4,52±0,20</u> | <u>0,10±0,008</u> | <u>2,81±0,17</u> | <u>5,05±0,20</u> | <u>3,75±0,12</u> | <u>2,38±0,13</u> |
| 4,85 | 0,13 | 3,47 | 6,26 | 3,43 | 1,82 |
| 5,89 | 0,13 | 6,65 | 9,82 | 2,81 | 1,07 |
| <u>5,99±0,21</u> | <u>0,15±0,01</u> | <u>6,26±0,34</u> | <u>9,58±0,31</u> | <u>2,87±0,12</u> | <u>1,31±0,12</u> |
| 7,30 | 0,14 | 7,00 | 10,60 | 2,40 | 0,90 |
| <u>5,79±0,28</u> | <u>0,12±0,007</u> | <u>7,06±0,49</u> | <u>10,07±0,38</u> | <u>2,74±0,16</u> | <u>0,82±0,11</u> |
| 7,30 | 0,14 | 7,00 | 10,60 | 2,40 | 0,90 |
| <u>1,18±0,04</u> | <u>0,05±0,003</u> | <u>0,55±0,02</u> | <u>1,20±0,04</u> | <u>3,21±0,04</u> | <u>4,31±0,04</u> |
| 0,82 | 0,05 | 0,40 | 1,00 | 3,50 | 4,40 |
| <u>1,99±0,08</u> | <u>0,09±0,005</u> | <u>1,28±0,05</u> | <u>2,85±0,09</u> | <u>3,75±0,05</u> | <u>3,48±0,08</u> |
| 2,64 | 0,11 | 1,85 | 3,60 | 3,53 | 2,60 |
| <u>3,00±0,08</u> | <u>0,11±0,002</u> | <u>2,60±0,07</u> | <u>5,01±0,10</u> | <u>3,50±0,05</u> | <u>2,59±0,06</u> |
| 4,20 | 0,15 | 3,16 | 6,10 | 3,60 | 2,10 |
| <u>5,22±0,13</u> | <u>0,14±0,003</u> | <u>5,26±0,12</u> | <u>7,82±0,12</u> | <u>3,24±0,05</u> | <u>1,55±0,05</u> |
| 7,85 | 0,18 | 6,50 | 9,82 | 2,64 | 0,98 |

показан кларк в соответствующих типах пород по [1]. Кларк диоритов принят равным среднему значению между сос-

Средние содержания петрогенных компонентов в главных типах

| Типы горных пород | Количество проб | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ |
|-------------------------------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Гранит | 260 | 72,60 | 0,24 | 14,3 | 0,88 |
| Гранит мезозойско-кайнозойский | 140 | 72,76±0,22 | 0,27±0,01 | 14,02±0,10 | 0,98±0,04 |
| | | 72,60 | 0,29 | 13,90 | 1,02 |
| Гранит домезозойский | 120 | 72,42±0,20 | 0,21±0,01 | 14,63±0,11 | 0,76±0,11 |
| | | 72,60 | 0,29 | 13,90 | 1,02 |
| Гранодиорит | 99 | 66,28 | 0,51 | 16,28 | 1,42 |
| Гранодиорит мезозойско-кайнозойский | 51 | 66,72±0,26 | 0,51±0,02 | 15,86±0,15 | 1,58±0,07 |
| | | 65,30 | 0,64 | 16,34 | 1,58 |
| Гранодиорит домезозойский | 48 | 65,81±0,27 | 0,52±0,03 | 16,72±0,15 | 1,24±0,09 |
| | | 65,30 | 0,64 | 16,34 | 1,58 |
| Диорит и кварцевый диорит | 81 | 59,20 | 0,85 | 17,46 | 2,05 |
| Диорит мезозойско-кайнозойский | 33 | 59,27±0,48 | 0,84±0,04 | 17,01±0,19 | 2,21±0,16 |
| | | 58,72 | 0,88 | 16,52 | 2,26 |
| Диорит домезозойский | 48 | 59,15±0,49 | 0,85±0,04 | 17,77±0,18 | 1,94±0,12 |
| | | 58,72 | 0,88 | 16,52 | 2,26 |
| Габбро | 57 | 49,49 | 1,31 | 17,25 | 3,54 |
| Габбро мезозойско-кайнозойское | 14 | 49,89±0,73 | 1,57±0,18 | 16,58±0,59 | 4,17±0,47 |
| | | 48,80 | 1,13 | 17,30 | 3,20 |
| Габбро домезозойское | 43 | 49,36±0,51 | 1,23±0,11 | 17,47±0,47 | 3,33±0,24 |
| | | 48,80 | 1,13 | 17,30 | 3,20 |
| Липарит мезозойско-кайнозойский | 48 | 72,87±0,45 | 0,29±0,02 | 13,98±0,18 | 1,22±0,10 |
| | | 73,30 | 0,22 | 13,50 | 1,40 |
| Дацит мезозойско-кайнозойский | 30 | 65,86±0,56 | 0,66±0,03 | 15,66±0,14 | 2,59±0,22 |
| | | 65,50 | 0,57 | 16,15 | 1,85 |
| Андезит мезозойско-кайнозойский | 25 | 59,84±0,65 | 0,83±0,03 | 17,20±0,20 | 3,34±0,27 |
| | | 59,00 | 0,84 | 17,00 | 2,40 |

изучения отличительных особенностей состава, систему норм содержаний петрогенных и редких составляющих горных пород для различных пространственных уровней. В качестве последних могут рассматриваться: структурно-тектоническая зона; структурно-тектоническая область; геоблок земной коры; земная кора в целом.

Настоящей работой предлагаются нормы содержаний петрогенных и некоторых редких элементов для главных типов изверженных горных пород Приамурья. В геологическом отношении этот регион объединяет Амурский и Алдано-Становой геоблоки земной коры [4], которые рассматриваются нами в качестве следующего, более высокого по сравнению с ней пространственного уровня. Для названных геоблоков приведены основные черты петрохимической и геохимической специфики главных типов магматических пород.

Исходные материалы исследования представляют собой результаты анализа макро- и микрокомпонентов в более чем 2600 пробах неизмененных горных пород, включенных в банк петрохимической и геохимической информации по Приамурью. Каждая проба имеет полный химический анализ и характеристику микроэлементного состава, полученную с помощью рентгено-спектрального, люминесцентного, эмиссионного спектрального анализа. Особое внимание было уделено вопросам метрологической правильности результатов измерений содержаний. Для целей контроля использовались стандартные образцы состава СГ-1А, СГД-1А, СТ-1А, а также более 15 контрольных проб, полученных на основе смесей стандартных образцов, или специально приготовленных для слежения за метрологическими параметрами анализа.

Средние содержания основных петрогенных компонентов для Амурского и Алдано-Станового геоблоков приведены в табл. 1, 2. Рассчитанные по этим данным кларки концентрации показаны в табл. 3. В качестве планетарных

магматических пород Алдано-Станового геоблока, мас. %

| FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|------------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------|------------------|
| 1,11 | 0,06 | 0,56 | 1,47 | 4,30 | 3,95 |
| <u>1,05±0,05</u> | <u>0,05±0,003</u> | <u>0,61±0,03</u> | <u>1,32±0,07</u> | <u>4,18±0,04</u> | <u>4,24±0,06</u> |
| 1,45 | 0,05 | 0,55 | 1,55 | 3,60 | 4,20 |
| <u>1,17±0,06</u> | <u>0,04±0,002</u> | <u>0,51±0,03</u> | <u>1,64±0,06</u> | <u>4,43±0,07</u> | <u>3,61±0,09</u> |
| 1,45 | 0,05 | 0,55 | 1,55 | 3,60 | 4,20 |
| 2,05 | 0,07 | 1,46 | 3,19 | 4,54 | 3,19 |
| <u>1,99±0,08</u> | <u>0,07±0,004</u> | <u>1,50±0,07</u> | <u>3,17±0,10</u> | <u>4,27±0,09</u> | <u>3,42±0,09</u> |
| 2,82 | 0,09 | 1,83 | 3,35 | 3,74 | 3,05 |
| <u>2,12±0,11</u> | <u>0,06±0,004</u> | <u>1,42±0,09</u> | <u>3,22±0,13</u> | <u>4,82±0,12</u> | <u>2,94±0,14</u> |
| 2,82 | 0,09 | 1,83 | 3,35 | 3,74 | 3,05 |
| 3,84 | 0,10 | 2,93 | 5,33 | 4,56 | 2,32 |
| <u>3,94±0,20</u> | <u>0,11±0,007</u> | <u>3,19±0,19</u> | <u>5,47±0,16</u> | <u>4,19±0,11</u> | <u>2,51±0,13</u> |
| 4,85 | 0,13 | 3,47 | 6,26 | 3,43 | 1,82 |
| <u>3,77±0,19</u> | <u>0,09±0,006</u> | <u>2,75±0,17</u> | <u>5,24±0,24</u> | <u>4,84±0,13</u> | <u>2,19±0,12</u> |
| 4,85 | 0,13 | 3,47 | 6,26 | 3,43 | 1,82 |
| 5,94 | 0,13 | 6,70 | 9,10 | 3,24 | 1,13 |
| <u>5,99±0,29</u> | <u>0,14±0,01</u> | <u>6,05±0,68</u> | <u>8,30±0,46</u> | <u>3,40±0,19</u> | <u>1,64±0,27</u> |
| 7,30 | 0,14 | 7,00 | 10,60 | 2,40 | 0,90 |
| <u>5,92±0,31</u> | <u>0,13±0,009</u> | <u>6,91±0,54</u> | <u>9,31±0,35</u> | <u>3,19±0,21</u> | <u>0,97±0,10</u> |
| 7,30 | 0,14 | 7,00 | 10,60 | 2,40 | 0,90 |
| <u>0,84±0,08</u> | <u>0,05±0,004</u> | <u>0,56±0,05</u> | <u>1,03±0,10</u> | <u>4,03±0,09</u> | <u>4,29±0,10</u> |
| 0,82 | 0,05 | 0,40 | 1,00 | 3,50 | 4,40 |
| <u>1,28±0,14</u> | <u>0,09±0,005</u> | <u>1,56±0,17</u> | <u>2,79±0,23</u> | <u>4,02±0,12</u> | <u>3,68±0,15</u> |
| 2,64 | 0,11 | 1,85 | 3,60 | 3,53 | 2,60 |
| <u>2,67±0,24</u> | <u>0,10±0,01</u> | <u>2,42±0,15</u> | <u>4,76±0,29</u> | <u>3,76±0,14</u> | <u>2,67±0,21</u> |
| 4,20 | 0,15 | 3,16 | 6,10 | 3,60 | 2,10 |

кларков взяты данные А. А. Беуса [1], которому принадлежит последняя и наиболее полная сводка по среднему составу магматических пород земной коры. Большой объем фактического материала и возможная сейчас корректность уровневых расчетов средних содержаний обеспечивают, по нашему мнению, большую достоверность этой работы по сравнению с более ранними сводками. Это отразилось, в частности, на лучшем согласовании средних составов горных пород Амурского и Алдано-Станового геоблоков Приамурья со среднемировыми данными А. А. Беуса, чем с кларками по другим авторам.

Анализ табличного материала показывает следующие петрохимические особенности магматических горных пород в геоблоках региона. Интрузивные и вулканические горные породы Амурского геоблока имеют ряд общих черт химического состава и в целом характеризуются повышенным содержанием щелочей и пониженным содержанием алюминия, а также фемических компонентов по сравнению со среднемировыми данными. В кислых породах содержание щелочей равно или даже несколько ниже кларка, но с ростом основности общая щелочность пород на 10—60 % превышает среднемировые данные. В интрузивных породах это превышение происходит за счет как натрия, так и калия при несколько более высокой роли калия, в вулканических же практически полностью за счет более высоких концентраций калия.

Компоненты темноцветной составляющей магматических горных пород (титан, железо, магний, кальций), а также алюминий в целом содержатся в количествах на 5—20 % меньших, чем кларк. Исключения из этой закономерности не часты и относятся они, в основном, к кислым дифференциатам глубинных и излившихся пород. Здесь содержание окислов магния, а в

Отношение средних содержаний макрокомпонентов в магматических горных породах Амурского и Алдано-Станового геоблоков к кларкам в земной коре

| Петрогенные компоненты | Амурская провинция | | | | | | | Алдано-Становая провинция | | | | | | | |
|-----------------------------------------------------|--------------------|--------------|---------|--------|----------|---------|----------|---------------------------|---------|--------------|---------|--------|----------|---------|----------|
| | Граниты | Гранодиориты | Диориты | Габбро | Липариты | Дацииты | Андезиты | Базальты | Граниты | Гранодиориты | Диориты | Габбро | Липариты | Дацииты | Андезиты |
| SiO ₂ | 1,01 | 1,00 | 1,01 | 1,02 | 1,00 | 1,01 | 1,02 | 1,04 | 1,00 | 1,02 | 1,01 | 1,01 | 0,99 | 1,00 | 1,01 |
| TiO ₂ | 0,90 | 0,91 | 1,01 | 1,03 | 1,14 | 0,93 | 0,99 | 0,84 | 0,83 | 0,80 | 0,96 | 1,16 | 1,32 | 1,16 | 0,99 |
| Al ₂ O ₃ | 0,98 | 0,95 | 1,01 | 0,98 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 1,02 | 1,03 | 1,00 | 1,06 | 1,00 | 1,04 | 0,97 | 1,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,72 | 0,84 | 0,90 | 1,00 | 0,80 | 1,12 | 1,22 | 1,26 | 0,86 | 0,90 | 0,91 | 1,11 | 0,87 | 1,40 | 1,39 |
| FeO | 0,97 | 1,03 | 0,91 | 0,81 | 1,44 | 0,75 | 0,71 | 0,66 | 0,76 | 0,73 | 0,79 | 0,81 | 1,02 | 0,48 | 0,64 |
| MnO | 0,80 | 0,89 | 0,85 | 0,93 | 1,00 | 0,82 | 0,73 | 0,78 | 1,20 | 0,78 | 0,77 | 0,93 | 1,00 | 0,82 | 0,67 |
| MgO | 1,18 | 1,05 | 0,90 | 0,95 | 1,38 | 0,69 | 0,82 | 0,81 | 1,02 | 0,80 | 0,84 | 0,96 | 1,40 | 0,84 | 0,76 |
| CaO | 0,90 | 1,13 | 0,88 | 0,93 | 1,20 | 0,79 | 0,82 | 0,80 | 0,95 | 0,95 | 0,85 | 0,86 | 1,03 | 0,78 | 0,78 |
| Na ₂ O | 1,00 | 0,95 | 1,02 | 1,17 | 0,92 | 1,06 | 0,97 | 1,23 | 1,19 | 1,21 | 1,33 | 1,35 | 1,15 | 1,14 | 1,04 |
| K ₂ O | 0,98 | 1,04 | 1,35 | 1,19 | 0,98 | 1,34 | 1,23 | 1,58 | 0,94 | 1,04 | 1,27 | 1,26 | 0,98 | 1,42 | 1,27 |
| FeO/Fe ₂ O ₃ , Приамурье | 1,94 | 2,12 | 2,17 | 1,84 | 1,05 | 0,96 | 1,02 | 1,25 | 1,26 | 1,44 | 1,87 | 1,68 | 0,69 | 0,49 | 0,80 |
| FeO/Fe ₂ O ₃ , земная кора | 1,42 | 1,78 | 2,15 | 2,28 | 0,58 | 1,43 | 1,75 | 2,38 | 1,42 | 1,78 | 2,15 | 2,28 | 0,58 | 1,43 | 1,75 |

вулканитах еще и титана, кальция, общего железа на 5—40 % выше кларка, однако с ростом основности горных пород резко возрастает дефицит этих окислов в сравнении со значениями их концентраций в земной коре. Данная особенность петрохимического состава в эффузивных породах Амурского геоблока проявлена ярче, чем в интрузивных.

Отдельного упоминания заслуживают различия химического состава разновозрастных интрузивных пород рассматриваемого геоблока (см. табл. 1). Наиболее контрастно они проявляются в содержаниях окиси калия: мезозойско-кайнозойские интрузивные породы содержат его во всем ряду дифференциатов на 5—10 % больше, чем домезозойские. Домезозойские интрузивные породы устойчиво отличаются от молодых аналогов пониженными содержаниями магния (во всех типах пород, за исключением габбро) и суммы окисного и закисного железа. Следовательно, мезозойско-кайнозойские интрузивные породы в отличие от домезозойских должны обладать большей меланократовостью (на общем фоне пониженного значения этого признака по сравнению с мировыми данными) и повышенной калиевой щелочностью. Эти межвозрастные отличия горных пород наиболее отчетливо проявляются в кислых и умеренно кислых горных породах.

Петрохимическая специфика магматических образований Алдано-Станового геоблока в целом состоит также в повышенной щелочности и пониженном содержании фемических компонентов в сравнении со средними данными для земной коры (см. табл. 2, 3). Натриевая щелочность глубинных и излившихся горных пород выше среднемировых значений на 5—35 %, причем в интрузивных породах контраст превышений заметно выше, чем в эффузивных. Калиевая щелочность независимо от фации глубинности близка к норме или даже несколько ниже нормы в кислых дифференциатах, в остальных же членах превышает на 5—40 % среднемировые значения, причем различия увеличиваются с ростом основности.

Компоненты темноцветной составляющей изверженных горных пород геоблока за редким исключением (титан, магний в кислых излившихся продуктах) содержатся в количествах на 5—20 % ниже кларка для соответствующих типов образований. Таким образом, петрографическая специфика рассматриваемого сообщества магматических пород должна состоять в повышенном содержании полевошпатовой части при пониженном содержании темноцветной составляющей.

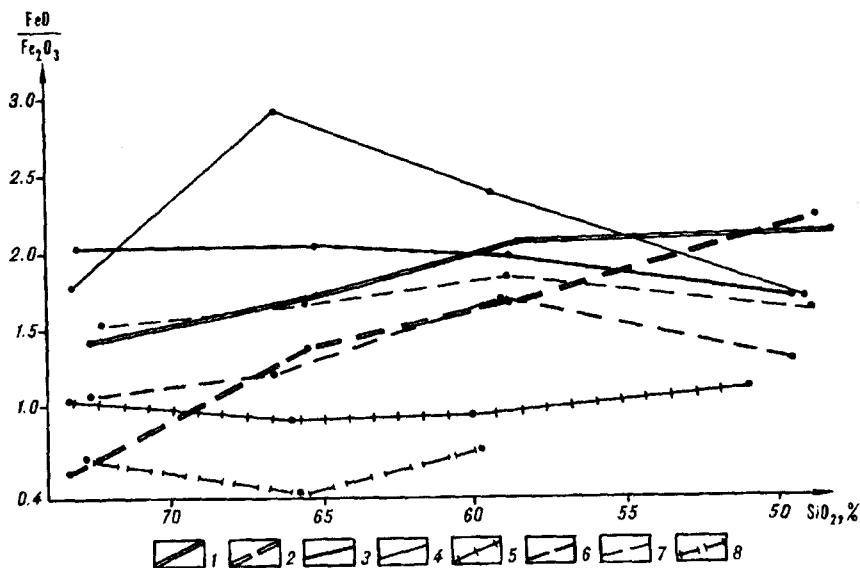


Рис. 1. Отношение закисных и окисных форм железа в магматических породах Приамурья.

1, 2 — среднемировые величины отношений: 1 — интрузивные породы, 2 — вулканические породы; 3–5 — Амурский геоблок: 3 — интрузивные породы мезозойско-кайнозойского возраста, 4 — то же, домезозойского возраста, 5 — вулканические породы мезозойско-кайнозойского возраста; 6–8 — Алдано-Становой геоблок: 6 — интрузивные породы мезозойско-кайнозойского возраста, 7 — то же, домезозойского возраста, 8 — вулканические породы домезозойского возраста.

Отличия химического состава разновозрастных интрузивных пород Алдано-Станового геоблока имеют тот же характер, что и в Амурском геоблоке, но выражены они более контрастно. Молодые образования содержат больше, чем древние, калия (на 20–30 %), железа и магния (на 10–15 %) и на 10–15 % меньше натрия и кальция (см. табл. 2). Следовательно, при прочих равных условиях домезозойские интрузивные породы Алдано-Станового геоблока должны обладать большей лейкократовостью и повышенным количеством плагиоклаза по сравнению со своими мезозойско-кайнозойскими аналогами. Отличия в целом устойчивы для всего ряда дифференциатов.

Специфической особенностью магматических горных пород Приамурья в сравнении со среднемировыми составами является иное соотношение содержаний закисного и окисного железа. Содержание закисного железа относительно кларка в излившихся породах Амурского и Алдано-Станового геоблоков существенно повышается с ростом кислотности. Менее контрастно это явление в интрузивных породах Амурского геоблока; в Алдано-Становом геоблоке в интрузивных породах сохраняется примерное постоянство содержания этого компонента. Относительное количество окисного железа, напротив, снижается с ростом кислотности пород, причем это снижение также более заметно в вулканитах. Поэтому соотношение валентных форм железа резко отличается от кларкового (см. табл. 3).

Планетарные средние показывают увеличение отношений закиси и окиси железа в магматических породах обоих классов от кислых к основным с бóльшим градиентом для вулканитов, чем для интрузивных пород. Данные по двум геоблокам Приамурья либо не обнаруживают четкой тенденции изменения этого соотношения в связи с основностью (вулканические породы региона, интрузивные породы Амурского геоблока), либо эта тенденция проявлена нечетко и не выдерживается во всем диапазоне магматических дифференциатов (рис. 1). Относительная стабильность степени окисленности железа в вулканоплутонических комплексах Приамурья, принадлежащих магматическим зонам с хорошо выраженной металлогенической спецификой, отмечалась в [5]. Авторы связывают это явление со стабильностью флюидного режима в пределах зон.

Кларковая тенденция изменения величины FeO/Fe_2O_3 передает известную закономерность смены мафических минералов с преобладающей формой Fe^{3+} (биотит, частично роговая обманка) в кислых породах минералами с

Средние содержания ($n \cdot 10^{-3} \%$) редких элементов в

| Типы горных пород | Количество проб | Cu | Li | U | Th |
|-------------------------------------|-----------------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Гранит | 430 | 1,9 | 2,7 | 0,29 | 1,6 |
| Гранит мезозойско-кайнозойский | 294 | $2,1 \pm 0,1$ | $2,8 \pm 0,2$ | $0,30 \pm 0,01$ | $1,7 \pm 0,1$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,30 | 1,7 |
| Гранит домезозойский | 136 | $1,4 \pm 0,1$ | $2,5 \pm 0,2$ | $0,26 \pm 0,01$ | $1,5 \pm 0,1$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,30 | 1,7 |
| Гранодиорит | 262 | 3,2 | 1,7 | 0,26 | 1,2 |
| Гранодиорит мезозойско-кайнозойский | 221 | $3,3 \pm 0,2$ | $1,8 \pm 0,2$ | $0,28 \pm 0,01$ | $1,2 \pm 0,05$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,30 | 0,85 |
| Гранодиорит домезозойский | 41 | $2,6 \pm 0,3$ | $1,2 \pm 0,2$ | $0,17 \pm 0,01$ | $0,99 \pm 0,12$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,30 | 0,85 |
| Диорит | 161 | 4,0 | 1,4 | 0,23 | 0,86 |
| Диорит мезозойско-кайнозойский | 117 | $4,4 \pm 0,2$ | $1,3 \pm 0,1$ | $0,25 \pm 0,01$ | $0,86 \pm 0,04$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,7 |
| Диорит домезозойский | 44 | $2,8 \pm 0,4$ | $1,6 \pm 0,1$ | $0,17 \pm 0,01$ | $0,87 \pm 0,07$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,7 |
| Габбро | 103 | 6,6 | 0,86 | 0,07 | 0,34 |
| Габбро мезозойско-кайнозойское | 53 | $7,2 \pm 0,8$ | $0,81 \pm 0,07$ | $0,09 \pm 0,01$ | $0,42 \pm 0,04$ |
| | | 10,0 | 1,5 | 0,05 | 0,3 |
| Габбро домезозойское | 50 | $5,9 \pm 1,0$ | $0,92 \pm 0,17$ | $0,05 \pm 0,01$ | $0,25 \pm 0,04$ |
| | | 10,0 | 1,5 | 0,05 | 0,3 |
| Липарит мезозойско-кайнозойский | 347 | $1,7 \pm 0,1$ | $1,6 \pm 0,1$ | $0,26 \pm 0,01$ | $1,6 \pm 0,05$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,3 | 1,7 |
| Дацит мезозойско-кайнозойский | 187 | $2,6 \pm 0,2$ | $1,2 \pm 0,1$ | $0,25 \pm 0,01$ | $1,1 \pm 0,03$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,3 | 0,85 |
| Андезит мезозойско-кайнозойский | 246 | $3,8 \pm 0,2$ | $1,0 \pm 0,08$ | $0,25 \pm 0,01$ | $0,8 \pm 0,02$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,7 |
| Базальт мезозойско-кайнозойский | 248 | $6,4 \pm 0,3$ | $0,87 \pm 0,05$ | $0,12 \pm 0,01$ | $0,39 \pm 0,02$ |
| | | 10,0 | 1,5 | 0,05 | 0,3 |

Примечание. Здесь в табл. 5 для всех элементов рассчитана ошибка определения среднего арифметиче К. Велеполю [2]. По А. П. Виноградову приняты кларки для средних и основных пород, а по К. Таркану и К. Велеполю —

преобладанием Fe^{2+} (амфиболы, пироксены) в основных, в чем выражается соответствующее изменение окислительно-восстановительного потенциала расплава. Объяснение регионального отклонения от этой закономерности состоит, по-видимому, в главной петрохимической особенности магматических пород Приамурья — их повышенной щелочности. Окислительная способность расплава повышается при большем содержании щелочных компонентов, в первую очередь калия, что находит выражение при росте щелочности пород в смене, например, авгита эгирин-авгитом и эгирином; обыкновенной роговой обманки рибекитом, в которых соотношение FeO/Fe_2O_3 составляет соответственно 6,60; 0,12; 0,04 и 1,52; 1,23. Содержание суммы окислов щелочных металлов в перечисленных пироксенах возрастает от 1 до 12 %, а в амфиболах — от 1,5 до 10 % (по составам минералов, приведенным в [3]). На уровне обсуждаемых материалов выражением этого может служить взятая из [1] величина отношения FeO/Fe_2O_3 в сиенитах — 1,47 (вероятно, завышенное значение по сравнению с данными Р. Дэли и А. Н. Заварицкого), трахитах — 0,71, нефелиновых сиенитах и фонолитах — 0,71. Здесь изменение величины отношения закисной и окисной форм железа сопровождается отменной выше сменой минерального состава темноцветных компонентов. Мы полагаем, что повышенная щелочность, особенно ощутимая в средних и основных горных породах региона, компенсирует снижение окислительно-восстановительного потенциала, вызываемое падением кремнекислотности и другими соответствующими изменениями состава. В данном аспекте показательна обратная скоррелированность калиевой щелочности вулканических

главных типах магматических пород Амурского геоблока

| Nb | Zr | Pb | Rb | Sr | Y |
|-----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1,4 | 16,0 | 2,7 | 16,0 | 20,0 | 2,6 |
| $1,4 \pm 0,1$ | $15,6 \pm 0,6$ | $2,7 \pm 0,1$ | $17,0 \pm 0,4$ | $19,0 \pm 1,3$ | $2,7 \pm 0,15$ |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| $1,3 \pm 0,1$ | $17,0 \pm 0,8$ | $2,6 \pm 0,1$ | $14,0 \pm 0,7$ | $22,0 \pm 2,7$ | $2,3 \pm 0,1$ |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| 0,97 | 18,0 | 2,0 | 11,0 | 46,0 | 1,9 |
| $0,96 \pm 0,04$ | $17,0 \pm 0,6$ | $1,9 \pm 0,1$ | $11,0 \pm 0,3$ | $46,0 \pm 1,7$ | $1,9 \pm 0,04$ |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| $1,0 \pm 0,1$ | $20,0 \pm 1,5$ | $2,0 \pm 0,1$ | $8,1 \pm 0,5$ | $47,0 \pm 9,7$ | $2,2 \pm 0,1$ |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| 0,82 | 18,0 | 1,7 | 8,1 | 58,0 | 2,2 |
| $0,78 \pm 0,07$ | $16,0 \pm 0,7$ | $1,7 \pm 0,1$ | $8,3 \pm 0,3$ | $59,0 \pm 3,4$ | $2,2 \pm 0,1$ |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80 | — |
| $0,92 \pm 0,08$ | $24,0 \pm 3,0$ | $1,7 \pm 0,2$ | $7,5 \pm 0,5$ | $57,0 \pm 5,6$ | $2,4 \pm 0,2$ |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80 | — |
| 1,1 | 12,0 | 0,86 | 3,2 | 54,0 | 1,8 |
| $1,1 \pm 0,2$ | $16,0 \pm 2,0$ | $1,1 \pm 0,1$ | $4,7 \pm 0,6$ | $61,0 \pm 4,7$ | $1,9 \pm 0,1$ |
| 2,0 | 10,0 | 0,8 | 4,5 | 44,0 | 2,0 |
| $0,98 \pm 0,08$ | $7,2 \pm 1,4$ | $0,56 \pm 0,12$ | $1,5 \pm 0,2$ | $46,0 \pm 5,9$ | $1,6 \pm 0,2$ |
| 2,0 | 10,0 | 0,8 | 4,5 | 44,0 | 2,0 |
| $2,2 \pm 0,08$ | $26,0 \pm 1,1$ | $2,2 \pm 0,1$ | $18,0 \pm 0,3$ | $14,0 \pm 0,8$ | $1,7 \pm 0,1$ |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| $1,1 \pm 0,07$ | $22,0 \pm 0,7$ | $2,4 \pm 0,1$ | $11,0 \pm 0,3$ | $40,0 \pm 2,0$ | $2,6 \pm 0,1$ |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| $0,92 \pm 0,03$ | $19,0 \pm 0,6$ | $1,8 \pm 0,06$ | $7,9 \pm 0,3$ | $59,0 \pm 2,4$ | $2,2 \pm 0,05$ |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80,0 | — |
| $1,3 \pm 0,09$ | $17,0 \pm 0,5$ | $1,3 \pm 0,07$ | $3,5 \pm 0,2$ | $70,0 \pm 2,3$ | $2,6 \pm 0,1$ |
| 2,0 | 10,0 | 0,8 | 4,5 | 44,0 | 2,0 |

ского содержания. В знаменателе показан кларк в соответствующих типах пород по А. П. Виноградову, К. Таркяну и для умереннокислых (богатых кальцием) и кислых (бедных кальцием) пород.

пород и нормированного на кларк содержания в них закисного железа (см. табл. 3). Это обстоятельство делает, по-видимому, излишней гипотезу решающего влияния флюидного режима в магматических зонах на степень окисленности железа [5]. Если наши рассуждения справедливы, то в качестве минералогической специфики изверженных горных пород региона следует ожидать их большее однообразие в части минерального состава темноцветных компонентов во всем ряду дифференциатов в отличие от средних составов главных типов для земной коры, где должна иметь место более четко выраженная смена биотита в кислых продуктах пироксеном в основных.

Отличие петрохимического состава изверженных горных пород двух геоблоков Приамурья состоит в значительно более высокой натриевой щелочности интрузивных и вулканических образований Алдано-Станового геоблока по сравнению с Амурским, что, по-видимому, обуславливает в его пределах и более низкую величину FeO/Fe_2O_3 как в разновозрастных интрузивных, так и в вулканических продуктах (см. табл. 3, рис. 1). Общие особенности петрохимического состава магматических горных пород Приамурья сводятся к следующим.

1. В сравнении со средним планетарным составом магматические породы региона показывают повышенную щелочность (с большим контрастом по калию в молодых интрузивных и вулканических продуктах и по натрию в древних интрузивных) и их относительную лейкократовость за счет пониженного содержания магния, кальция, титана, марганца, закисного и, частично, (в интрузивных породах) окисного железа.

| Типы горных пород | Количество проб | Cu | Li | U | Th |
|-------------------------------------|-----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Гранит | 260 | 2,0 | 1,6 | 0,13 | 1,1 |
| Гранит мезозойско-кайнозойский | 140 | $2,1 \pm 0,01$ | $1,8 \pm 0,2$ | $0,18 \pm 0,01$ | $1,3 \pm 0,1$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,30 | 1,7 |
| Гранит домезозойский | 120 | $2,0 \pm 0,1$ | $1,3 \pm 0,2$ | $0,07 \pm 0,01$ | $0,81 \pm 0,1$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,30 | 1,7 |
| Гранодиорит | 99 | 2,0 | 2,2 | 0,14 | 0,90 |
| Гранодиорит мезозойско-кайнозойский | 51 | $2,0 \pm 0,2$ | $3,1 \pm 0,6$ | $0,17 \pm 0,02$ | $1,1 \pm 0,09$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,30 | 0,85 |
| Гранодиорит домезозойский | 48 | $1,9 \pm 0,2$ | $1,4 \pm 0,2$ | $0,11 \pm 0,02$ | $0,71 \pm 0,12$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,30 | 0,85 |
| Диорит | 81 | 3,7 | 0,96 | 0,18 | 0,59 |
| Диорит мезозойско-кайнозойский | 33 | $3,6 \pm 0,4$ | $1,1 \pm 0,2$ | $0,22 \pm 0,02$ | $0,76 \pm 0,08$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,70 |
| Диорит домезозойский | 48 | $3,8 \pm 0,4$ | $0,85 \pm 0,08$ | $0,15 \pm 0,02$ | $0,47 \pm 0,06$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,70 |
| Габбро | 57 | 7,7 | 0,74 | 0,07 | 0,36 |
| Габбро мезозойско-кайнозойское | 14 | $4,1 \pm 0,6$ | $0,86 \pm 0,12$ | $0,12 \pm 0,02$ | $0,36 \pm 0,04$ |
| | | 10,0 | 1,5 | 0,05 | 0,30 |
| Габбро домезозойское | 43 | $8,8 \pm 1,2$ | $0,70 \pm 0,06$ | $0,05 \pm 0,01$ | $0,36 \pm 0,06$ |
| | | 10,0 | 1,5 | 0,05 | 0,30 |
| Липарит мезозойско-кайнозойский | 48 | $1,5 \pm 0,2$ | $0,73 \pm 0,05$ | $0,22 \pm 0,02$ | $1,4 \pm 0,08$ |
| | | 1,0 | 4,0 | 0,30 | 1,7 |
| Дацит мезозойско-кайнозойский | 30 | $1,6 \pm 0,2$ | $0,94 \pm 0,2$ | $0,30 \pm 0,04$ | $1,3 \pm 0,09$ |
| | | 3,0 | 2,4 | 0,3 | 0,85 |
| Андезит мезозойско-кайнозойский | 25 | $2,9 \pm 0,4$ | $0,67 \pm 0,05$ | $0,24 \pm 0,03$ | $0,78 \pm 0,11$ |
| | | 3,5 | 2,0 | 0,18 | 0,7 |

2. Отчетливо проявлено специфическое для магматических образований региона относительное постоянство или малый градиент изменения соотношений закисного и окисного железа, связанное, по нашему мнению, с закономерным увеличением отличий от среднемировых значений щелочности при повышении основности пород.

3. Молодые интрузивные породы Приамурья устойчиво отличаются от древних более высокими содержаниями калия, железа, магния, титана, марганца и более низкими — натрия.

Химический состав главных типов магматических пород двух геоблоков Приамурья приведен в табл. 4, 5 для тех элементов, аналитические определения концентрации которых по результатам разнообразного контроля показывают метрологическую правильность полученных данных. Для рубидия и стронция табличный материал изображен на рис. 2 в форме, облегчающей анализ указанных особенностей.

Основные черты геохимической специфики изверженных пород Приамурья состоят в следующем.

1. В сравнении со среднемировыми данными разновозрастные интрузивные и излившиеся породы региона содержат устойчиво меньше лития, ниобия, рубидия, иттрия и больше — стронция и свинца.

2. Главные типы магматических пород Алдано-Станового геоблока в сравнении с Амурским геоблоком характеризуются более высокими концентрациями стронция, свинца и циркония и пониженными — рубидия, а также в большинстве типов — меди, лития, урана, тория.

3. Домезозойские интрузивные породы Амурского геоблока отличаются от своих мезозойско-кайнозойских аналогов повышенными концентрациями циркония (исключение составляют габбро) и пониженными — меди, урана, рубидия. В Алдано-Становом геоблоке древние глубинные магматические

главных типах магматических пород Аддано-Станового геоблока

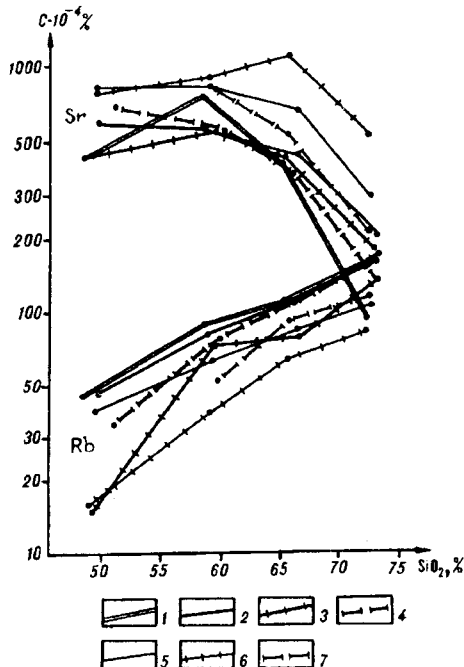
| Nb | Zr | Pb | Rb | Sr | Y |
|-----------|----------|---------|----------|------------|---------|
| 1,3 | 17,0 | 2,9 | 10,0 | 44,0 | 1,7 |
| 1,6±0,1 | 19,0±1,2 | 3,1±0,2 | 11,0±0,5 | 32,0±2,4 | 2,1±0,2 |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| 1,0±0,1 | 14,0±0,7 | 2,6±0,1 | 8,5±0,7 | 58,0±4,0 | 1,3±0,1 |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| 0,94 | 19,0 | 2,1 | 7,6 | 94,0 | 1,4 |
| 1,1±0,1 | 18,0±1,1 | 2,4±0,4 | 8,6±0,5 | 72,0±4,8 | 1,6±0,1 |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| 0,75±0,06 | 21,0±1,2 | 1,8±0,1 | 6,5±1,0 | 120,0±11,5 | 1,3±0,1 |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| 0,88 | 25,0 | 1,9 | 4,9 | 92,0 | 1,9 |
| 0,97±0,08 | 22,0±1,6 | 2,1±0,4 | 6,4±0,5 | 88,0±4,1 | 1,9±0,1 |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80,0 | — |
| 0,82±0,07 | 26,0±3,0 | 1,7±0,2 | 3,8±0,3 | 95,0±6,5 | 1,9±0,2 |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80,0 | — |
| 0,65 | 12,0 | 1,1 | 2,2 | 81,0 | 2,6 |
| 0,70±0,14 | 12,0±2,1 | 1,3±0,3 | 4,0±1,1 | 84,0±11,0 | 2,4±0,3 |
| 2,0 | 10,0 | 0,8 | 4,5 | 44,0 | 2,0 |
| 0,63±0,09 | 12,0±2,0 | 1,1±0,2 | 1,6±0,2 | 81,0±7,9 | 2,6±0,2 |
| 2,0 | 10,0 | 0,8 | 4,5 | 44,0 | 2,0 |
| 1,7±0,10 | 21,0±1,7 | 2,8±0,4 | 12,0±0,6 | 23,0±2,4 | 2,4±0,2 |
| 2,1 | 17,5 | 1,9 | 17,0 | 10,0 | 4,0 |
| 1,5±0,1 | 28,0±2,2 | 2,6±0,2 | 9,3±0,4 | 57,0±5,8 | 2,3±0,2 |
| 2,0 | 14,0 | 1,5 | 11,0 | 44,0 | 3,5 |
| 1,1±0,1 | 26,0±2,0 | 1,9±0,2 | 5,1±0,7 | 88,0±15,2 | 2,5±0,2 |
| 2,0 | 26,0 | 1,5 | 10,0 | 80 | — |

породы содержат больше стронция и меньше лития, урана, тория, ниобия, свинца, рубидия, а также иттрия, для которого исключением являются только основные породы. В большинстве случаев контраст геохимических различий разновозрастных пород более существен для умеренно кислых и кислых продуктов.

Перечисленные геохимические различия магматических пород на уровнях региона, геоблоков, возрастных групп частично увязываются с различиями петрохимического состава, однако следует признать, что полноценного объяснения данному явлению, исходя только из особенностей макро состава, дать невозможно.

Рис. 2. Рубидий и стронций в магматических породах Приамурья.

1 — кларковые концентрации рубидия и стронция в земной коре; 2—4 — Амурский геоблок: 2 — интрузивные породы мезозойско-кайнозойского возраста, 3 — то же, домезозойского возраста, 4 — вулканические породы мезозойско-кайнозойского возраста; 5—7 — Аддано-Становой геоблок: 5 — интрузивные породы мезозойско-кайнозойского возраста, 6 — то же, домезозойского возраста, 7 — вулканические породы мезозойско-кайнозойского возраста.



Таким образом, магматические горные породы Приамурья обладают по сравнению со среднемировыми данными рядом устойчивых черт петрохимических и геохимических различий. Два геоблока Приамурья, которые выделены Л. И. Красным в качестве самостоятельных крупных структурно-тектонических единиц, также имеют существенные петрохимические и геохимические отличия магматических пород, развитых в их границах. Это позволяет нам говорить о существовании в пределах Приамурья двух различных петрохимических и геохимических провинций, за которыми целесообразно сохранить названия геоблоков, с которыми они территориально совпадают.

По нашему мнению, приведенные данные могут представлять собой нормативную базу, обеспечивающую корректное сравнение конкретных характеристик изверженных горных пород при проведении геохимических исследований и геохимических поисков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А. Геохимия литосферы. — М.: Недра, 1972.
2. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. — М.: Недра, 1970.
3. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. — М.: Мир, 1965.
4. Красный Л. И. Геоблоки // Геотектоника. — 1967. — № 5. — С. 103—120.
5. Мишин Л. Ф., Петухова Л. Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере востока СССР // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 4. — С. 69—75.

СНИЦ Цеолит
ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 июня 1993 г.

ДИСКУССИЯ

В работе приведены уточненные применительно к Дальнему Востоку кларки петрохимических и малых элементов, которые безусловно, найдут применение при обработке и интерпретации петрогеохимических данных. Однако следует учитывать, что анализируемые выборки данных имеют ограниченный объем и не представляют собой генеральных совокупностей с нормальным распределением. Рассматриваемые выборки образованы разнородными по сериальной принадлежности породами и поэтому усреднение любой по объему выборки должно дать случайную величину. Скорее всего, именно со структурой выборочных данных связаны некоторые отличия средних составов магматических пород Дальнего Востока от общепланетарных средних. Например, известно, что на Дальнем Востоке среди магматических пород резко преобладают мезо-кайнозойские образования, а среди последних — магматиты орогенных серий, характеризующиеся обычно повышенной щелочностью. Значительный вес этих пород в общей совокупности анализируемых магматических пород обуславливает повышенный кларк щелочных металлов в Дальневосточном регионе по отношению к общепланетарным средним. Этот пример показывает, что любая средняя величина, претендующая на представительность для крупных регионов, несет в себе региональную составляющую (специфика конкретных магматических серий) и одновременно отражает соотношение генетически разнородных магматических серий. Без разделения этих составляющих познавательная ценность подобных средних невелика, а их интерпретация иногда приводит исследователей к ложным выводам. Не избежали ошибок и авторы данной работы.

По заключению авторов, для дальневосточных магматитов в ряду пород, различающихся кремнекислотностью, характерно постоянство FeO/Fe_2O_3 или весьма малый градиент изменений этого показателя, что отличает их от общепланетарных средних, характеризующихся направленным увеличением закисного железа от кислых пород к основным. Такой вывод безусловно связан лишь со структурой выборочных данных, поскольку анализ распределения $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ в конкретных магматических комплексах показывает линейное возрастание $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ с ростом кремнекислотности пород с весьма устойчивым угловым коэффициентом корреляционных линий, который хорошо согласуется с трендом планетарных средних (Мишин, Романовский, 1992).

Ошибочным следует признать также тезис о зависимости FeO/Fe_2O_3 от минерального состава пород. Здесь мы заметим, что первична разная окисленность железа и других элементов переменной валентности, которая определяется главным образом летучестью кислорода (Борисов, 1991), а состав темновесных минералов является уже производной состава и состояния магмы. Поэтому в окисленных породах (магнетитовая серия) всегда присутствует раннемагматический магнетит, а биотиты и пироксены, соответственно, обеднены суммарным железом и соотношение разновалентных форм Fe в них сдвинуто в сторону больших содержаний окисного железа. В восстановленных породах (ильменитовая серия) фиксируются обратные соотношения.

Особенностью структуры выборочных данных объясняется также ошибочное заключение авторов о связи окисленности железа со щелочностью пород. Авторы отмечают отрицательную корреляцию FeO/Fe_2O_3 со щелочностью и, в частности, с калиевостью пород. Действительно, на Дальнем Востоке нередко породы повышенной щелочности являются сильно окисленными, но немало есть примеров высокоокисленных пород (особенно среди гранитоидов) существенно натрового профиля и с низкой общей щелочностью (Романовский, 1987). В то же время корреляционный анализ для конкретных магматических комплексов резко дифференцированных по содержанию щелочей показывает отсутствие значимых корреляционных связей между этими параметрами, об этом же свидетельствует карта окислительно-восстановительных обстановок формирования магматических пород (Мишин, Романовский, 1992). Состав расплава и, в том числе, его щелочность влияют на red-ox реакции, но влияние это весьма незначительное (Борисов, 1991).

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Л. Ф. Мишин

УДК 55211 : 553.491

В. С. Приходько, А. А. Степашко, В. Н. Землянухин

СТРУКТУРА ДУНИТОВОГО ЯДРА КОНДЕРСКОГО МАССИВА КАК ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА КОРЕННОЙ ПЛАТИНЫ

На основе комплексного изучения Кондерского массива, включающего микроструктурный анализ, петрохимические, геохимические и минералогические исследования дунитов, установлено хорошее соответствие между геометрической структурой дунитового ядра и его вещественными характеристиками. Отслежен «пласт» дунитов с повышенными содержаниями платины. Предполагается, что рассмотренные особенности дунитов Кондерского массива обусловлены дифференциацией ультраосновного расплава в вертикально протяженном канале.

Среди месторождений элементов платиновой группы важное место занимают месторождения, пространственно и генетически связанные с концентрически-зональными массивами [2]. В силу разных причин для таких плутонов отсутствуют генетические модели, которые могли бы послужить продуктивной основой локального прогноза коренной платины. Здесь главное затруднение связано со сложной и длительной историей формирования массивов, что привело к крайне неравномерному распределению платиновых минералов. Но, вместе с тем, серьезным сдерживающим фактором явилось, по нашему мнению, отсутствие комплексности исследований, имеется в виду совместный анализ геометрической структуры ультрабазитовых ядер (основного вместилища платиноидной минерализации) и их вещественного заполнения, в том числе и распределения элементов платиновой группы. Результаты подобного исследования, проведенного на Кондерском массиве, положены в основу предлагаемой модели формирования ультрабазитов интрузий центрального типа и локального прогноза скоплений платиноидов в их структуре.

Геологическое строение Кондерского массива. Кондерский массив расположен на восточной окраине Алданского щита. На современном срезе он представляет собой небольшое изометричное тело. Массив образован породами двух магматических комплексов — раннепротерозойского кондерского и позднемезозойского алданского (рис. 1). Вмещающими породами являются метаморфические породы фундамента и рифейские отложения чехла.

Кондерский комплекс представлен дунитами и пироксенитами. Дуниты слагают ядро массива диаметром 5,5 км, окруженное кольцевым телом клинопироксенитов шириной в несколько сот метров. Контакты мелкозернистых дунитов с пироксенитами почти повсеместно проходят по кольцевому периклинальному разлому. Согласно устному сообщению Е. П. Емельяненко, по руч. Трехглавый установлены контакты, свидетельствующие о сложных и противоречивых магматических взаимоотношениях между этими двумя группами пород. Проведенный нами анализ структуры пироксенитов в направлении, перпендикулярном линии контакта, позволяет заключить,

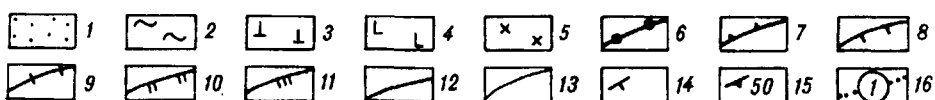
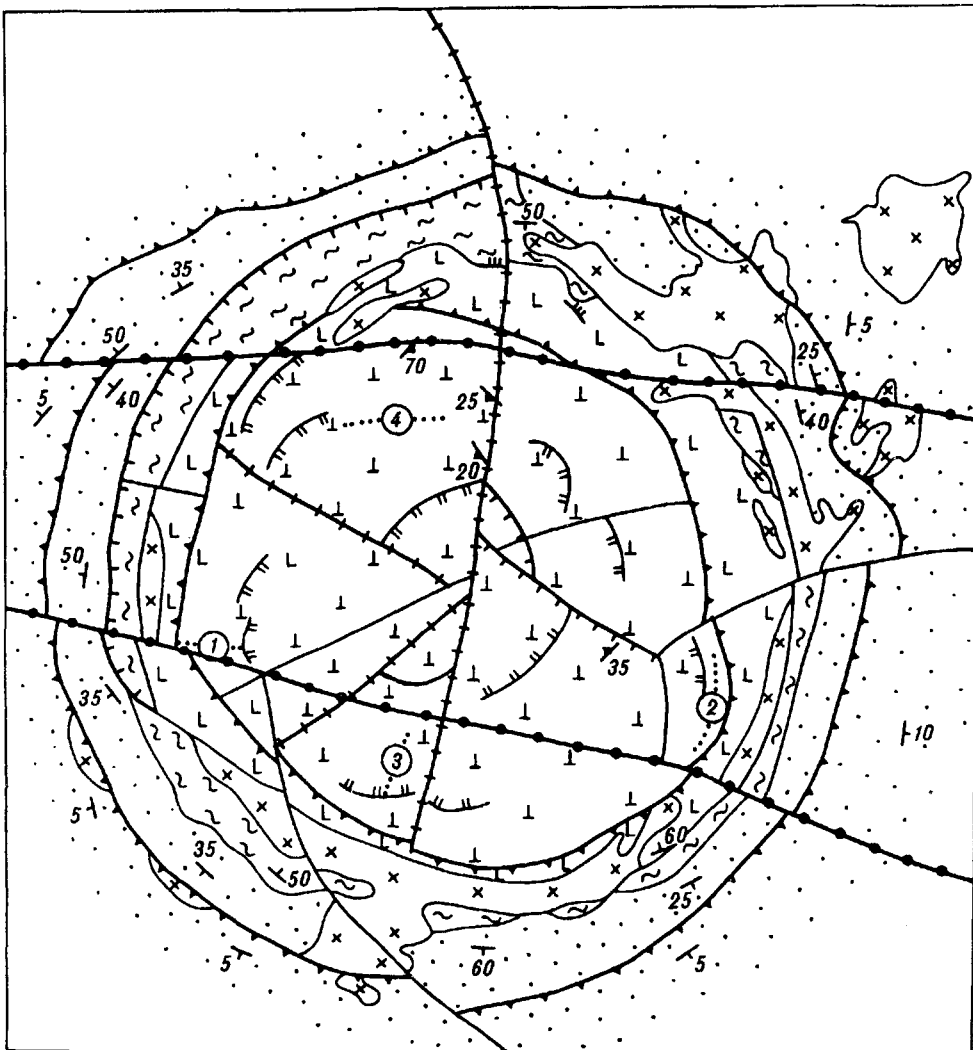


Рис. 1. Геологическая карта Кондерского массива (по материалам Е. П. Емельяненко с дополнениями авторов).

1 — осадочные породы; 2 — метаморфические породы фундамента; 3 — дуниты; 4 — пироксениты; 5 — интрузии алданского комплекса; 6—12 — разломы: 6 — региональные, 7—9 — второго порядка (7 — периклиналильные, 8 — центриклиналильные, 9 — радиальные), 10, 11 — третьего порядка (10 — центриклиналильные, 11 — периклиналильные), 12 — прочие разрывные нарушения; 13 — геологические границы; 14 — залегание пластов; 15 — залегание уплощенных линз хромитов; 16 — маршруты (цифры в кружках — номера).

что к началу затвердевания пироксенитов основной объем дунитов уже был закристаллизован.

По внешней периферии пироксенитового кольца расположены дуговые тела габброидов и косьвитов протяженностью до нескольких километров при мощности около 0,5 км. Кроме того, многочисленные дайки косьвитов известны в пределах дунитового штока. Монцитонитоиды обнажаются в основном на северо-восточной окраине массива среди метаморфических пород, габбро и клинопироксенитов. Щелочные сиениты и их пегматиты развиты преимущественно в центральной части дунитового тела, где образуют извилистые крутопадающие жилы и дайки небольшой мощности. Становление интрузий алданского комплекса сопровождалось мощным метасоматическим и контактовым воздействием на вмещающие породы.

Разрывные нарушения Кондерского массива в зависимости от ранга подразделяются на несколько групп. К нарушениям первого ранга относятся субширотные разломы, являющиеся элементами регионального разлома. Они разделяют массив на три блока (см. рис. 1). Следующая по рангу группа нарушений объединяет кольцевые периклинальные, центриклинальные и радиальные разломы, разделяющие массив на более мелкие секториальные блоки. К группе нарушений наиболее низкого ранга относятся субгоризонтальные трещины отдельности.

Форма и размеры массива в вертикальном разрезе определены по комплексу геологических и геофизических наблюдений. Согласно результатам математического моделирования по данным профильной гравиметрии (данные Л. Н. Камаевой, П. П. Лойтера) установлено, что с наблюдаемым гравитационным полем практически полностью совпадает расчетное поле для трехмерного штокообразного тела с вертикальными размерами тела не менее 10 км.

Петроструктурный анализ дунитов. Макроскопически дуниты представляют собой мелко-средне- и крупнозернистые, часто порфириовидные породы с массивной текстурой. На большей части площади ядра обнажаются среднезернистые разности. Мелкозернистые плотные дуниты образуют полосу шириной первые сотни метров вдоль эндоконтакта массива. Крупнозернистые дуниты и дунит-пегматиты в большом объеме вскрыты скважинами; на дневной поверхности они слагают мелкие (до десятков квадратных метров), неправильной формы тела. Все названные типы пород связаны между собой постепенными переходами.

В дунитах отсутствуют отчетливо выраженные прототектонические элементы. Иногда наблюдается планпараллельное расположение наиболее развитых граней оливина, однако из-за небольших размеров зерен визуально трудно оценить их структурные элементы. Заслуживают внимания небольшие скопления хромшпинелидов в дунитах. Часть из них имеет уплощенную форму с отчетливой плоскостной ориентировкой. Замеры их элементов залегания показывают, что внутри ядра они имеют пологое центриклинальное падение, а вблизи контакта их падение становится значительно круче (см. рис. 1).

Для получения целостного представления об элементах внутренней анизотропии дунитов массива проводились петроструктурные исследования дунитов из ориентированных шлифов, отобранных вдоль профилей по всей площади массива (см. рис. 1). Базовой информацией послужили данные изучения более 70 ориентированных образцов дунитов. При анализе микроструктур обращалось внимание на следующие особенности пород: форма и размеры зерен оливина и хромшпинелида, характер границ, наличие полос сброса и закономерно ориентированных микровключений в оливинах, характер упорядоченности по форме и внутреннему строению зерен оливина.

Неравномерно-зернистые дуниты западной части характеризуются наличием крупных (до 1 см) ксеноморфных и мелких, близких к идиоморфным зерен оливина. В первых повсеместно отмечаются полосы сброса и ориентированные микровключения магнетита и клинопироксена. Во второй группе зерен такие элементы микроструктур встречаются спорадически. Мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов располагаются в интерстициях, а также в виде включений в крупных зернах оливина. Иногда упорядоченность структуры дунитов подчеркивается линейным характером расположения кристаллов оливина. Микроструктурным анализом установлена слабая ориентировка внутренней структуры оливинов. По всему остальному периметру ядра развиты дуниты, основу которых составляют частично или полностью ограниченные кристаллы оливина, размером 0,5—4 мм. Они заключены в агрегат ксеноморфных зерен оливина такого же или большего размеров. Последние характеризуются наличием полос сброса, а иногда и микровключений. На некоторых участках структурные взаимоотношения между двумя группами оливинов отвечают классическим примерам кумулятивных структур: ксеноморфные зерна интеркумулуса выполяют промежутки между субидиоморфными кристаллами кумулуса. Во многих образцах

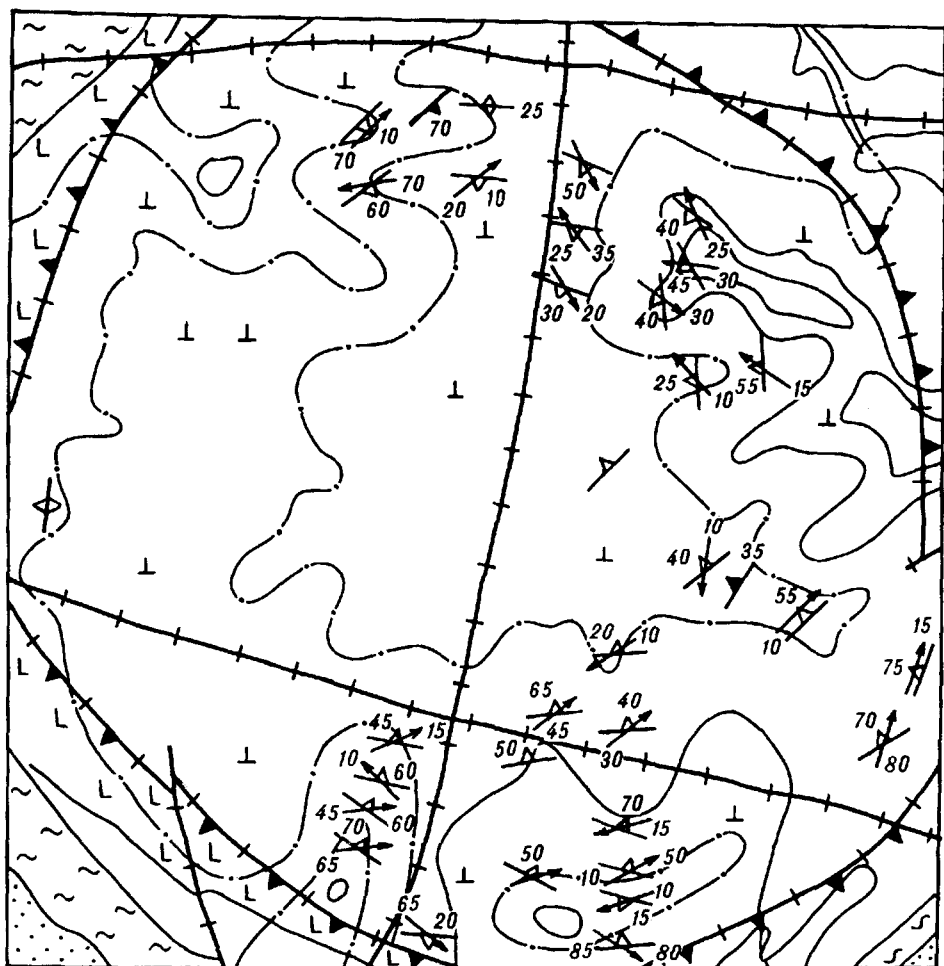


Рис. 2. Структурная схема дунитового ядра Кондерского массива.

1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — метаморфические породы фундамента; 4 — интрузии алданского комплекса; 5 — осадочные породы; 6 — периклинальный разлом; 7 — региональные разломы; 8 — геологические границы; 9 — положение прототектонических (грабитоидность и линейность) элементов дунитов; 10 — близвертикальное положение планпараллельных уплощенных зерен оливина; 11 — залегание лина хромитов.

дунитов отчетливо видна ориентировка всех зерен оливина по форме и внутреннему строению.

Фрагменты гранобластовой структуры в изученных образцах дунитов выделяются по морфологии и характеру границ зерен оливина, а также отсутствию в них микровключений. Эти структуры пользуются преимущественным распространением в дунитах краевых фаций и по мере удаления от границ тела они постепенно исчезают.

В дунитах центральной зоны в целом сохраняются кумулятивные взаимоотношения двух групп зерен оливина. Они во многих образцах этой зоны показывают отчетливую ориентировку по форме. Исходя из данных микроструктурного анализа можно говорить о более высокой степени упорядоченности пород этой части массива.

Микроструктурные узоры преобладающей части образцов дунитов имеют сильный максимум оптической оси N_p , перпендикулярный поясу выходов двух других осей. Вопрос о соотношении между ориентировкой кристаллической решетки оливина и его формой решался нами на основе изучения

линейных размеров зерен в срезах, перпендикулярных главным максимумам выходов оптических осей. Удлинение зерен (без разделения их по морфологии) в целом соответствует направлению [001], а максимумом к уплощенности является направление [010]. Такие соотношения кристаллографических характеристик оливина позволяют предполагать, что формирование пород осуществлялось из движущейся магматической суспензии со взвешенными в расплаве кристаллами оливина. Количество жидкой фазы было достаточным, чтобы индивиды оливина приняли ориентированное положение относительно стенок камеры и направления течения. По результатам петроструктурных исследований были реконструированы магматические текстуры течения и по ним отрисовано внутреннее строение дунитового тела (рис. 2). Ориентировка планпараллельных уплощенных зерен оливина определялась по максимумам выходов оптической оси N_p , являющейся нормалью к грани [010]. Линейная ориентировка зерен оливина устанавливалась по максимумам выходов оси N_m . Обращает на себя внимание крутое падение планпараллельных текстур дунитов вблизи контакта и постепенное их выполаживание по направлению внутрь массива (см. рис. 2). Линейность пород, обусловленная расположением удлиненных зерен оливина, располагается конформно с контурами границы дунитового тела. Прототектонические элементы отрисовывают чашеобразную форму тела с крутыми поверхностями контакта. Во многих образцах зафиксированы небольшие углы склонения этой линейности, что указывает на очень пологое положение линий течения магматической жидкости. По сути дела, линии течения образуют кольцевые структуры. Ориентировка плоскостных протоматических элементов дунитов в южном блоке (см. рис. 2) дает основание предполагать здесь фрагмент кровли дунитового тела.

Особенности составов породообразующих минералов дунитов. Результаты микроскопических определений химического состава оливинов показали значительные колебания содержания основных второстепенных компонентов [4]. Содержание фаялита колеблется от 7,5 до 12,5 мас.%, причем для большинства образцов эти значения находятся в пределах 8,5—11 мас.%. Обращает на себя внимание следующие особенности: а) содержание FeO в составе оливинов из представительной выборки дунитов краевых фаций не опускается ниже 9 мас.%, даже для пород юго-восточного фланга, имеющих отчетливо кумулятивные структуры; б) среднее содержание закисного железа в оливинах дунитов ядра меньше, чем по периферии. Налицо явная дифференциация оливинов по химическому составу, а значит и по удельному весу. Такая сортировка зерен несомненно связана с гидродинамическим эффектом, который мог проявиться еще в гомогенной магматической системе (жидкостная дифференциация).

Хромшпинелиды дунитов массива отличаются широкими вариациями составов: от высокохромитовых феррихромитов через феррихромиты к хромсодержащим магнетитам. Отсутствие разрыва в составах акцессорного минерала указывает на непрерывность длительного процесса кристаллизации дунитов. Многие детали этого процесса могут быть прояснены в результате анализа соотношений между хромистостью и железистостью хромшпинелидов. Основной вариационный тренд отражает эволюцию составов хромшпинелидов в условиях внутрикамерной кристаллизации, когда снижение хромистости и магнезиальности компенсируется возрастанием общей железистости. В данном случае изменение химического состава окислов обусловлено прежде всего снижением температуры, при незначительных изменениях фугитивности кислорода. Вместе с тем, влияние последнего фактора существенным образом сказывается при формировании хромшпинелидов и хроммагнетитов в некоторых разностях дунит-пегматитов.

Петрохимическая структура дунитов. Первая систематическая попытка расшифровать петрохимическую структуру дунитового ядра Кондерского массива была предпринята в известном исследовании А. А. Ефимова и И. Ф. Таврина [1]. Они пришли к выводу, что на большей части ядра не происходит систематического изменения состава дунитов, исключая лишь его приконтактную с кольцевым телом пироксенитов зону, в которой железистость пород

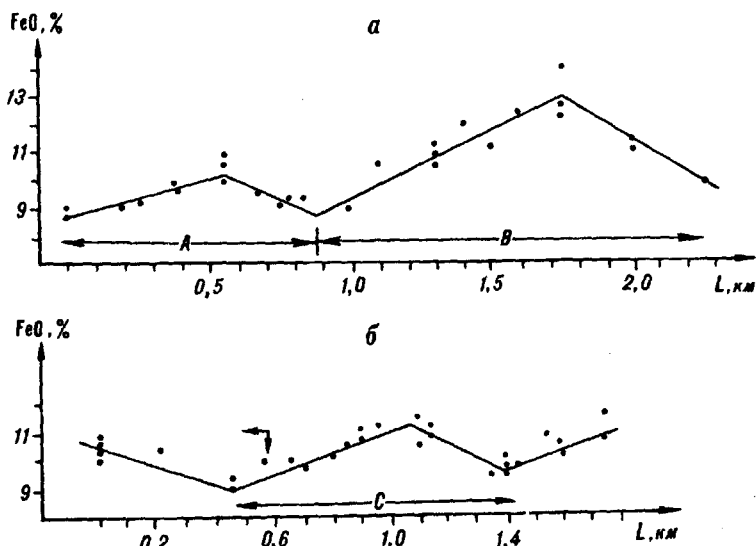


Рис. 3. Обобщенное распределение FeO в восточном (а) и западном (б) блоках дунитового ядра, полученное совмещением частных профилей. Стрелки расстояния направлены от центра массива.

возрастает к границе ядра. Эта модель является главным аргументом в пользу распространенного предположения о первично реститовой природе дунитов.

Результаты же наших исследований показывают существование закономерной пространственной петрохимической структуры дунитов Кондерского плутона. С целью ее расшифровки были опробованы породы вдоль всех радиальных гряд ядра с шагом от 100 до 250 м, в зависимости от степени обнаженности. Построение модели пространственных вариаций состава дунитов включило следующие этапы: 1. Сравнение распределений главных компонентов, прежде всего суммарного FeO, вдоль соседних профилей. 2. Выделение блоков с одинаковым изменением содержаний компонентов в радиальном направлении. 3. Построение обобщенных радиальных распределений для каждого блока путем совмещения частных распределений вдоль профилей. 4. Реконструкция петрохимической структуры дунитового ядра, ее анализ, проверка независимыми методами и генетическая интерпретация. Предварительно для учета разной степени вторичной измененности пород химические анализы пересчитывались на безводный остаток.

Обнаружено три блока дунитового ядра 1-го порядка с разным характером радиального изменения состава пород: Восточный, Южный, Западный. Наиболее интересная структура вариаций компонентов установлена для Восточного блока, ограниченного разломами ручьев Кондер и Левый бегун. Здесь выделяются две контрастные зоны дунитов (рис. 3, а): внутренняя (А), шириной в горизонтальном плане 900 м, и внешняя (В) шириной 1400 м. Зона А сложена маложелезистыми дунитами со средним содержанием FeO 9,5 %. Примечательно, что максимальные содержания железа обнаружены в центре зоны. Внешняя зона В сложена породами резко повышенной железистости, со средним содержанием FeO 11,6 %. Обобщенное распределение FeO отвечает закономерной волновой картине вариаций компонентов в ядре в радиальном направлении (см. рис. 3, а).

Дуниты Южного блока образуют самостоятельный (по сравнению с Восточным блоком) тренд FeO. В этом блоке ширина зоны А резко возрастает до 1300 м, а зоны В уменьшаются до 700 м. Одновременно в зоне А среднее содержание FeO возрастает, а в зоне В несколько уменьшается. Во внешней части зоны В в направлении к границе дунитового ядра происходит уменьшение содержания Fe в породах.

Существенно иное распределение железа и других главных компонентов дунитов реконструируется для самого большого по площади блока, занимающего всю западную половину ядра. Здесь отсутствуют контрастные по составу

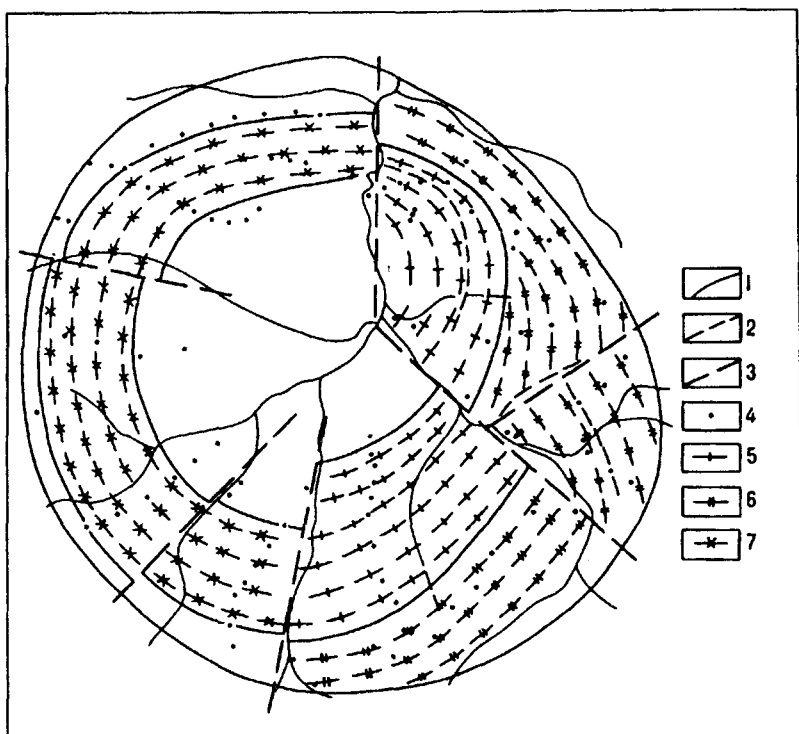


Рис. 4. Схема петрохимической расслоенности дунитов.

1 — граница дунитового ядра и границы петрохимических зон; 2 — положение дунитов с максимальным содержанием FeO в зонах A и B; 3 — разрывные радиальные разломы; 4 — места отбора проб; 5 — зона A восточного и Южного блоков; 6 — зона B Восточного и Южного блоков; 7 — Западный блок.

зоны дунитов. На частных профилях и, естественно, на обобщенном профиле (см. рис. 3, б) от центра к его границе сначала происходит уменьшение содержания FeO в дунитах, затем выделяется одна волна (зона) с максимальным содержанием FeO 11 % в центре, и наконец, к границе ядра содержания железа снова возрастают. Среднее содержание FeO в дунитах зоны С Западного блока 10,5 % является промежуточным между его содержаниями в зонах A и B двух других блоков.

У внешней границы западного и южного блоков были пройдены дополнительные дугообразные профили. В обоих случаях вариации состава пород вдоль профилей оказались слабыми и случайными, подтверждая радиальную зональность вариаций состава дунитов.

Итак, закономерная петрохимическая структура обнаруживается для всей обнаженной части дунитового ядра (рис. 4), отражая существование его скрытой расслоенности. В западном блоке структура является наиболее геометрически строгой, что позволяет определить предполагаемое положение центра расслоенности. Используя его и зная высоты рельефа, на которых границы зоны С выходят на поверхность на разных профилях, легко оценить элементы падения расслоенности. Границы зоны (слоя) С имеют центрициклинальное падение под углом 30—40°.

Блоковая структура дунитового ядра типа «битой тарелки» (см. рис. 1) предполагает, что дунитовый шток испытал существенные тектонические перемещения уже в твердом состоянии. При этом происходило его разделение на блоки, амплитуда смещения которых была различной. Закономерности вариаций дунитов в каждом блоке отвечают разным по глубине срезам первичного столба. Следует отметить, что средний состав дунитовых блоков является практически постоянным по содержаниям главных компонентов SiO₂, MgO, FeO (см. таблицу). Слабое отличие дунитов южного блока несомненно связано с большей опробованностью зоны B по сравнению с зоной A.

Обнаруженная геохимическая структура дунитового штока Кондера позволяет с новых позиций подойти к исследованию его платиноносности и,

Средние содержания кремния, магния и железа в дунитах разноглубинных блоков ядра комплекса Кондер

| Блоки | SiO ₂ | MgO | FeO | n | FeO |
|-----------|------------------|-------|-------|----|-------|
| Западный | 40,19 | 47,40 | 10,33 | 46 | ~10,5 |
| Южный | 40,12 | 47,30 | 10,56 | 21 | 11,12 |
| Восточный | 40,32 | 47,52 | 10,35 | 47 | 11,64 |

Примечание. В последнем столбце приведены средние содержания железа в группе С Западного и группах В Южного и Восточного блоков.

прежде всего, к поиску участков преимущественной локализации коренной платины. Пример известных коренных месторождений, связанных с классическими расслоенными интрузиями типа Бушвелда, показывает, что при расслоении магм происходило крупномасштабное перераспределение платиноидов с их накоплением в крайне узких зонах, занимающих закономерное положение в стратифицированной структуре. Аналогичный рудогенерирующий процесс мог происходить, по нашему мнению, при расслоении магмы, родоначальной для ультраосновных пород ядра. Прямым подтверждением этой гипотезы является характер распространения элементов группы железа и платиноидов вдоль детально опробованных радиальных профилей.

Геохимическая расслоенность дунитов. Ниже приведены результаты систематического изучения пространственного распределения Fe, Ni, Co, Sc и Pt в дунитах по двум сравнительно протяженным профилям в южной и северной частях тела [3]. Были установлены относительные количественные распределения элементов в различных типах дунитов, общая тенденция их поведения и выделены участки развития в дунитах скрытой и ритмической геохимической расслоенности. Наиболее существенной оказалась информация по профилю в южной части массива (длина 800 м, 22 пробы). На рис. 3 стрелкой показано начало этого профиля.

Вначале рассмотрим поведение железа в дунитах вдоль этого радиального разреза (рис. 5). На всем интервале обнаружено три минимума содержания этого окисла в породах. Нужно отметить ряд особенностей пространственного распределения элемента по данному разрезу. Линии средних составов в пределах участков стабильного содержания (плато) ступенчато понижаются в сторону центра массива, т. е. по мере движения от центра массива в дунитах наблюдается постепенный рост содержания FeO. Перечисленные выше особенности поведения железа в дунитах позволяют высказать следующее соображение. На фоне основного геохимического фактора, определяющего ход распределения железа в объеме дунитового тела (петрохимическая расслоенность), периодически возникают дополнительные, приводящие к резким изменениям соотношений минералообразующих (Fe, Mg) элементов в магматической системе.

Содержание Ni последовательно уменьшается от центра дунитового ядра в сторону контакта с пироксенитами, причем уменьшение происходит не постепенно, а также ступенчато. Расположенные рядом вдоль разреза образцы характеризуются близкими содержаниями Ni, затем в следующей группе содержание никеля скачкообразно изменяется на несколько сот г/т. Как следует из анализа этого рисунка, существуют согласованные изменения содержания железа и никеля.

Для кобальта установлено два уровня накопления, переход между которыми носит дискретный характер (см. рис. 5). Эта единственная граница совпадает с первым скачкообразным переходом между двумя плато концентраций Ni. Такая же тенденция поведения отмечена и для Pt. Таким образом, по содержанию и распределению всех четырех элементов выделяются две устойчивые и пространственно локализованные группы дунитов. В первом приближении их можно охарактеризовать как содержащие и не содержащие Pt дуниты.

Теперь рассмотрим распределение этих же элементов вдоль второго радиального разреза (по р. Кондер) в северной части интрузии (рис. 6). На данном участке содержания Ni, Co и Pt в дунитах изменяются в небольших пределах и в целом близки значениям этих элементов в Pt-содержащих дунитах предыдущего профиля. Сложнее обстоит дело с поведением железа,

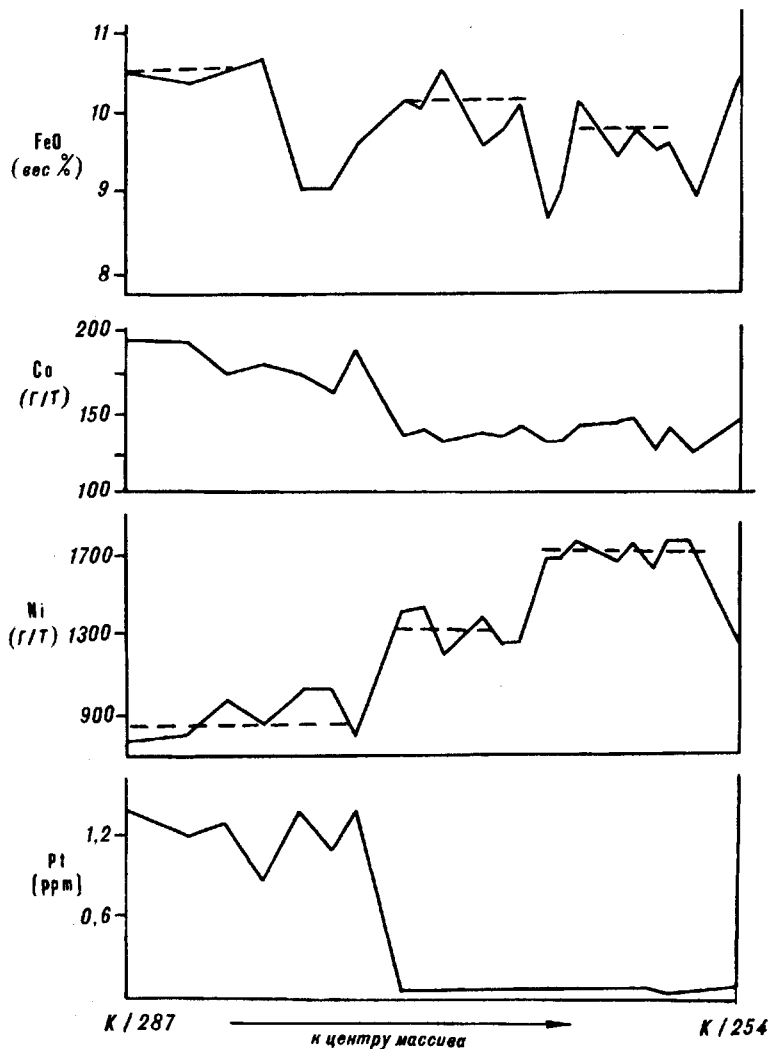


Рис. 5. Распределение FeO, Co, Ni и Pt в дунитах по профилю № 3.

аномально высокие содержания которого установлены в дунит-пегматитах, встречающихся вдоль этого профиля (на рисунке данные по железу не приводятся). Содержания Ni, Co и Pt практически не «реагируют» на значительные колебания железистости дунитов.

Резюмируя вышесказанное, необходимо отметить следующие обстоятельства. Расслоенность (структурная) в породах южного профиля располагается субвертикально, а во втором — имеет небольшие углы падения к центру массива. Данные по геохимии дунитов вдоль этих разрезов дают основания полагать, что существует хорошее соответствие между геометрической структурой дунитового ядра и его вещественным наполнением. Первый профиль пройден вкрест простираения «геохимических» слоев, а второй — вдоль одного из них. Отсутствие взаимосвязи между литологией и геохимией дунитов указывает на жидкостную дифференциацию расплава.

Заключение. На основании петроструктурных исследований установлено, что дунитовое ядро Кондерского массива имеет чашеобразную форму с крутыми поверхностями контакта. Линии течения образуют в плане кольцевые структуры, ориентированные перпендикулярно по отношению к основному движению магматической жидкости. Выявлена скрытая расслоенность дунитов, выраженная в волнообразном изменении их состава в радиальном направлении — расслоенность первого порядка. Петрохимическая расслоен-

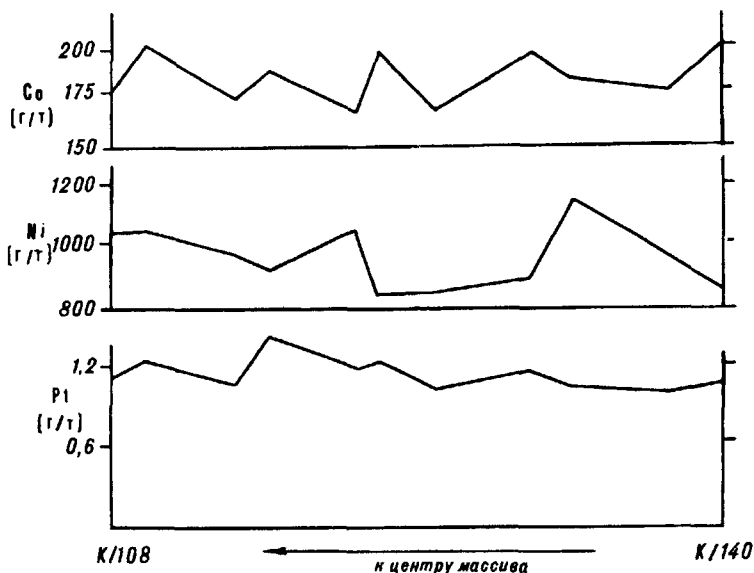


Рис. 6. Распределение Co, Ni и Pt в дунитах из северной части массива (профиль вдоль р. Кондер).

ность имеет центриклинальное падение, т. е. такое же, как и прототектонические элементы дунитов. Внутри петрохимических зон установлено определенное пространственное совмещение нескольких групп дунитов с разными уровнями содержания платины и элементов группы железа — расчлененность второго порядка. И на этом уровне наблюдается хорошее соответствие между геометрической структурой и вещественным наполнением. На основании полученных данных может быть отслежен в пределах всего дунитового ядра по крайней мере один пласт с повышенным содержанием платины.

Рассмотренные особенности дунитов Кондерского массива находят удовлетворительное объяснение с позиций дифференциации ультраосновного расплава в вертикально протяженном канале. В условиях градиента температур и других параметров проявился процесс жидкостной дифференциации движущейся магмы. Примеры жидкостной дифференциации — зональности первого и второго порядков. При разделении магматической жидкости процесс формирования относительно железистого платиносодержащего расплава занимал вполне определенное место.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефимов А. А., Таврин И. Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 243, № 4.— С. 991—994.
2. Кабри Л. Дж., Налдретт А. Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогия, 27-й МКГ. Т. 10.— М.: Наука, 1984.— С. 10—27.
3. Квасов А. И., Приходько В. С., Степашко А. А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 6.— С. 108—111.
4. Приходько В. С., Пономарев Г. П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Там же.— 1990.— № 2.— С. 52—68.

ОТНОШЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Проведен сравнительный анализ основных экспериментальных данных и теоретических моделей по отношению V_p/V_s . Показано, что пористость и трещиноватость в глубинных условиях могут оказывать основное влияние на отношение скоростей сейсмических волн.

Величина скорости продольных V_p и поперечных V_s волн связана с плотностью и модулями упругости, а следовательно и с вещественным составом. Кроме того, на плотность и модули упругости непосредственное влияние оказывают флюидонасыщенность, цементированность, давление и температура, пористость и трещиноватость горных пород, т. е. физико-механические свойства геоматериалов. Исследование взаимосвязи физико-механических параметров и вещественного состава горных пород с величиной отношения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн необходимо для адекватной интерпретации геофизических данных. В связи с этим в настоящей работе рассматривается относительное влияние перечисленных факторов на вариации V_p/V_s в глубинных условиях. Представлены основные экспериментальные данные и теоретические модели различных геологических сред. Для теоретических моделей получены выражения V_p/V_s , и на их основе проведены расчеты и сравнительный анализ. Показано, что в земной коре основными причинами изменения V_p/V_s могут быть пористость и трещиноватость горных пород.

Экспериментальные данные

1. Влияние давления на V_p/V_s . На рис. 1, а приведены зависимости отношений V_p/V_s от давления для эклогитов и гранулитов, построенные по данным [20]. При давлении менее 1 кбар наблюдается довольно сложное поведение V_p/V_s . Так, до 0,1 кбар параметр V_p/V_s для всех образцов возрастает, а в следующем интервале $0,1 \leq P \leq 0,3$ кбар гранулиты имеют максимум отношения V_p/V_s . Рисунок 1, б иллюстрирует зависимость скоростей продольных волн от давления. Из рисунка следует, что, начиная с 6—10 кбар значения скоростей в известняка резко падают, достигая минимума при $P = 10—15$ кбар. По данным [26] найдена зависимость V_p/V_s для известняка при высоком давлении до 12 кбар (рис. 1, в). При $P = 8$ кбар наблюдается максимум V_p/V_s , после чего следует его резкое падение. Напомним, что в среднем граница Мохоровичича находится на глубине 35—40 км, что соответствует давлению 10—12 кбар.

2. Влияние температуры на V_p/V_s . Скорости V_p и V_s чувствительны к изменению температуры. На рис. 2, а представлены результаты измерений [11] скоростей V_p , V_s в водонасыщенных массивных песчаниках при варьировании температуры от 20 до 120 °С и вычисленное соотношение V_p/V_s . Зависимость скоростей продольных и поперечных волн от температуры в нефтеносных песчаниках Керн — Ривер показана на рис. 2, б. В обоих случаях поведение параметра V_p/V_s имеет довольно сложный характер. Причем пики и провалы кривых V_p/V_s на этих рисунках фиксируются при разных температурах, что объясняется, по-видимому, различной температурной зависимостью сжимаемости и вязкости воды и нефти.

3. Зависимость V_p/V_s от пористости и флюидонасыщенности. Зависимость соотношения V_p/V_s от пористости водонасыщенных песчаников различного типа при давлении более 350 бар представлена в [29]. Наблюда-

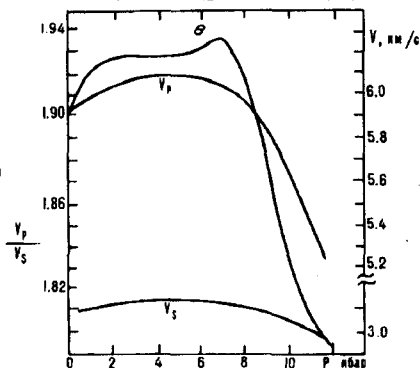
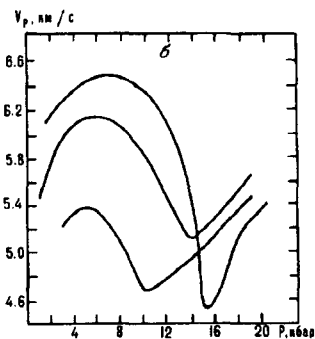
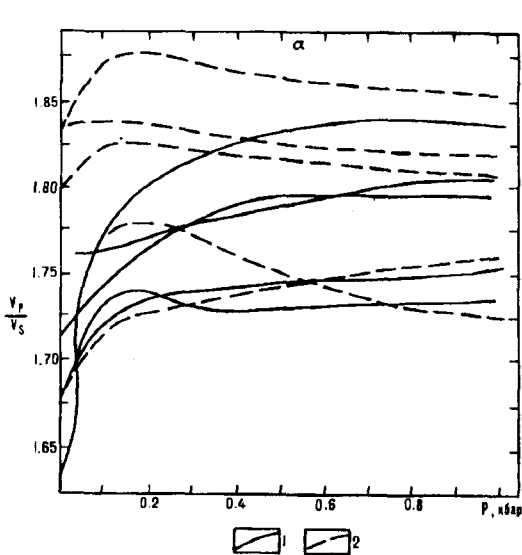


Рис. 1. Зависимость скоростей и их отношения V_p/V_s от давления:

а — в образцах эклогитов (1) и гранулитов (2); б — в известняке различной плотности [26, 32]; в — в известняке.

ется общая тенденция увеличения V_p/V_s с возрастанием пористости. Все случаи $V_p/V_s > 1,7$ приходятся на интервал пористости от 3 до 25 %. Экспериментально установлено [30], что параметр V_p/V_s для карбонатных пород составляет в среднем 1,6—1,87 для сухих и 1,90—1,98 для водонасыщенных пород. В сухих образцах гранита и гранодиорита $V_p/V_s = 1,55—1,73$, а в водонасыщенных — 1,76—1,84.

Зависимость параметра V_p/V_s от степени насыщения песчаников водой на сейсмических, акустических и ультразвуковых частотах носит различный характер (рис. 3) [22, 23]. На высоких сейсмических частотах ($f \sim 500$ Гц)

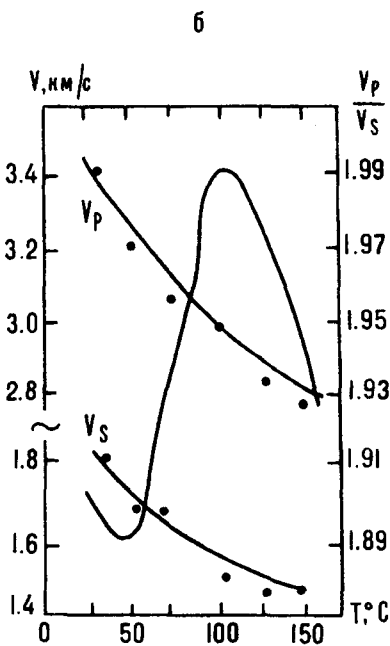
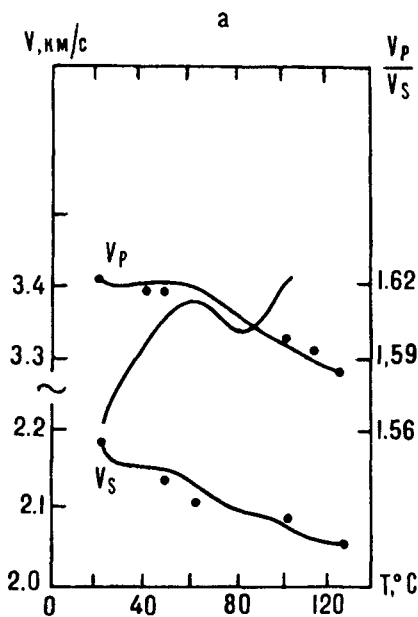


Рис. 2. Температурная зависимость V_p/V_s в песчаниках. Массилон (а) и Керн-Ривер (б).

Рис. 3. Зависимость параметра V_p/V_s от степени насыщения песчаников водой на различных частотах:

1 — 560 Гц; 2 — 5 кГц; 3 — 200 кГц.

V_p/V_s постоянно при степени насыщения от 0 до 98 %, а при содержании 1—2 % воздуха в порах фиксируется быстрое увеличение V_p/V_s . На акустических и ультразвуковых частотах V_p/V_s повышается на всем интервале изменения степени насыщения. Отсюда также следует необходимость учета поведения параметра V_p/V_s на различных частотах при экстраполяции результатов лабораторных измерений в область сейсмических частот. Резкий скачок V_p/V_s во всех случаях наблюдается при степени насыщения порядка 95—98 %. Из рис. 3 видно, что отношение V_p/V_s позволяет различать полностью и частично насыщенные породы, но не дает возможности для определения степени насыщения. При малейшем оттоке жидкости из пористой среды параметр V_p/V_s существенно понижается. Заметим, что подобная ситуация наблюдается непосредственно перед землетрясениями.

Натурные измерения показывают, что V_p/V_s можно использовать и в качестве диагностического признака при выявлении типа порозаполнителя. Существенное различие V_p в водонасыщенных и газонасыщенных породах продемонстрировано на рис. 4, а [16]. Скорости поперечных волн практически не реагируют на тип порозаполнителя. Поведение параметра V_p/V_s для консолидированных осадочных пород, насыщенных газом или водой, показывает (рис. 4, б) [17], что V_p/V_s для водонасыщенных пород в зависимости от давления больше V_p/V_s для газонасыщенных пород на 0,15—0,30.

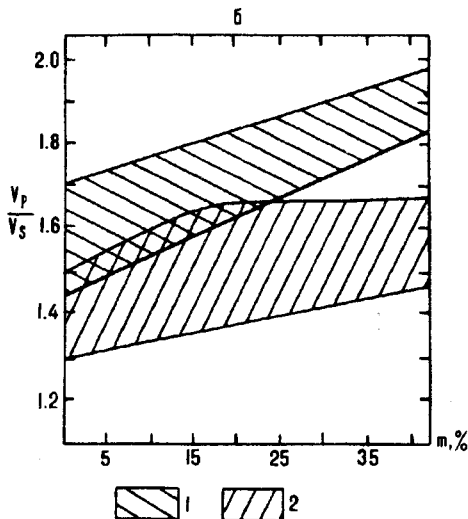
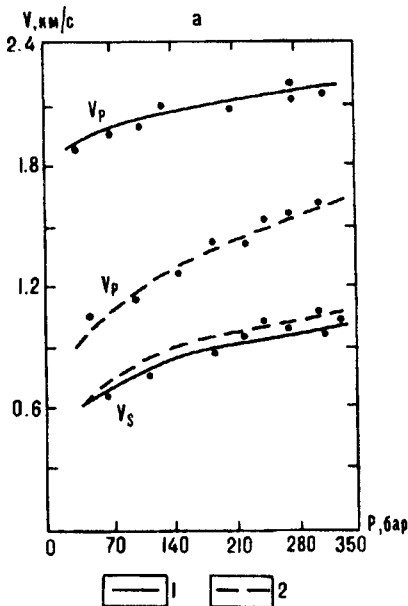
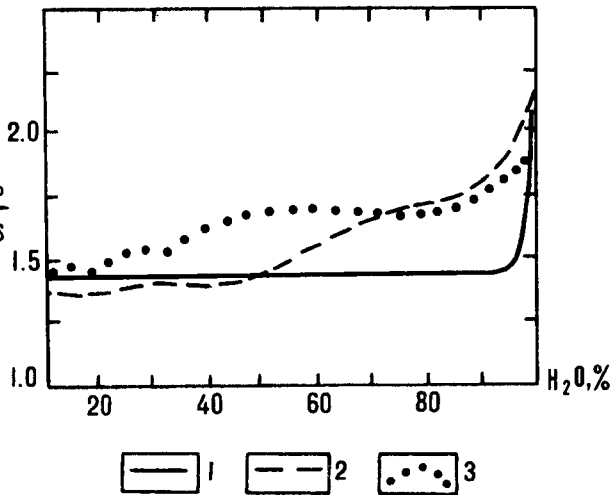


Рис. 4. Зависимость скоростей от давления (а) [16] и V_p/V_s от пористости (б) [17] при насыщении песков (а) и консолидированных осадочных пород (б) различными флюидами.

1 — вода; 2 — газ.

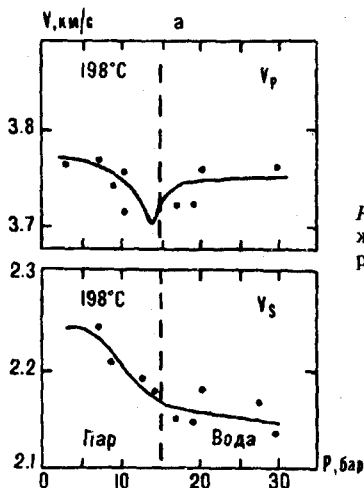
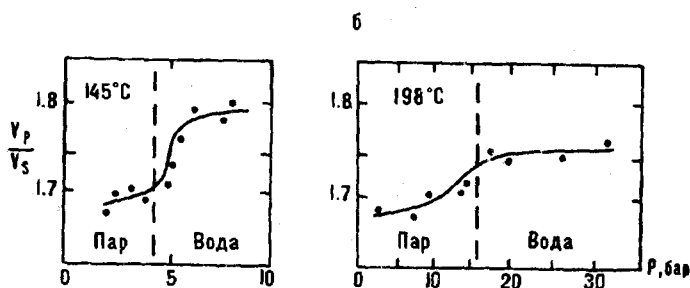


Рис. 5. Влияние фазового перехода пар — жидкость на V_p , V_s (а) и V_p/V_s (б) при различных поровых давлениях и температурах [18].



Лабораторные исследования показывают [4], что отношение V_p/V_s в зависимости от типа кристаллической породы при водонасыщении может повышаться на 10—35 % по сравнению с сухой породой.

4. Влияние фазовых переходов газ — жидкость в насыщенных породах на отношение V_p/V_s . В насыщенных пористых геоматериалах при определенных термодинамических условиях происходят фазовые переходы газ — жидкость. Причем, для каждого значения давления существует вполне определенная температура конденсации, при которой вещество из газообразного состояния переходит в жидкое. При повышении температуры давление фазового перехода увеличивается (рис. 5, б) [18]. При приближении к точке фазового перехода V_p в песчанике резко уменьшается до минимума, а после этого круто возрастает. Изменение V_s носит более плавный характер (рис. 5, а). Фазовый переход при $P \sim 5$ кбар и $T = 145^\circ\text{C}$ характеризуется значениями V_p/V_s от 1,69 до 1,79, при более высоких давлениях и температурах V_p/V_s изменяется от 1,67 до 1,75. При повышении P и T отношение V_p/V_s в точке фазового перехода увеличивается.

5. Зависимость V_p/V_s от содержания кремнезема. Лабораторные исследования при нормальных условиях показывают [1], что для пород основного состава, содержащих кремнезема менее 56 %, отношение V_p/V_s составляет 1,6—1,8, для диоритов ($\text{SiO}_2 = 55\text{—}60\%$) $V_p/V_s = 1,7$, в гранитах ($\text{SiO}_2 > 70\%$) $V_p/V_s < 1,6$. Прямые измерения [13] дают для минералов $V_p/V_s = 1,48\text{—}2,00$, для магматических пород $V_p/V_s = 1,67\text{—}2,02$, для метаморфических пород — 1,62—1,90, т. е. интервалы изменения отношения скоростей существенно перекрываются для горных пород различного происхождения. Кроме того, для таких горных пород как кварц, андезит, пироксен с содержанием 60 % SiO_2 и пироксен, оливин с $\text{SiO}_2 = 41\%$ параметр V_p/V_s совпадает и равен 1,77.

6. Пористость и трещиноватость горных пород в глубинных условиях. Исследования различных авторов показали [2], что объемные поры при

давлении 10 кбар уменьшают свой объем на 10—15 %. Щелевые поры и микротрещины, имеющие отношение ширины к длине $\alpha_m \sim 10^{-3}—10^{-2}$, закрываются при гидростатическом давлении порядка 1—10 кбар. В гипер-базитовых ксенолитах α_m составляет в среднем 0,6—1,0, но редко $\alpha_m = 0,1—0,3$. Для полного закрытия таких пор необходимо приложить давление около 200—1000 кбар [7], т. е. фактически наличие пористости и трещиноватости возможно на любых «инструментально» доступных глубинах. И если пористость в верхней части земной коры ($H \sim 3—5$ км) с глубиной уменьшается, то это еще не означает ее отсутствия на больших глубинах.

Из анализа геоматериалов Вольской сверхглубокой скважины следует, что на глубине 7—8 км пористость начинает увеличиваться и вплоть до глубины 10—11 км встречаются насыщенные флюидами трещиноватые зоны [12]: на глубине 10 км пористость равна 4,8 %, а на глубине 0,8 км — всего 0,7 % [6]. Существует и немало других подобных результатов [13]. Так, в ряде скважин на глубине свыше 6 км обнаружены породы с пористостью 10—20 %. В скважине 1-Баден (США) в интервале глубин 7,0—8,5 км также наблюдалась значительная трещиноватость. В Калифорнии на глубине свыше 8 км были обнаружены несцементированные пески. Найдены и месторождения нефти и газа на глубине 7 км. В скважине Гравберг-1 (Швеция) при $H = 6$ км было зафиксировано выделение гелия, метана и свободного водорода [9]. Эти данные свидетельствуют о значительной пористости и трещиноватости на больших глубинах.

Теоретические модели

Известно, что скорости продольных и поперечных волн связаны соотношением:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{K^*}{G^*} + \frac{4}{3} \right). \quad (1)$$

Общая зависимость V_p/V_s от K^*/G^* и коэффициента Пуассона σ показана на рис. 6 [29]. Рассмотрим некоторые модели геоматериалов и найдем для них V_p/V_s .

1. Зернистые среды. В сухих пористых зернистых средах модули упругости определяются жесткостью контактов зерен. Причем, воздействие давления и цементирующего вещества увеличивает прочность контактов. К. Винклер [33], используя модель Герца — Миндлина — Дигби, получил выражения для модулей упругости K^* и G^* , из которых следуют соотношения

$$\frac{V_p}{V_s} = \left[\frac{6 (D_n/D_t) + 4}{2 (D_n/D_t) + 3} \right]^{1/2}, \quad (2)$$

$$\frac{D_n}{D_t} = \frac{1}{2} \frac{a}{b} \frac{(2 - \sigma)}{(1 - \sigma)}.$$

Здесь σ — коэффициент Пуассона материала зерен; D_n , D_t — нормальная и тангенциальная жесткость в контактах зерен; a — общий размер всех контактов зерна; b — радиус круга контактов двух зерен. Предельные значения соотношения V_p/V_s при фиксированной нормальной жесткости D_n имеют вид: для неконсолидированных сред ($b = 0$) $D_t = 0$, $V_p/V_s \rightarrow \sqrt{3}$; для сильно сцементированных сред ($b \rightarrow \infty$) $D_t \rightarrow \infty$ и $V_p/V_s \rightarrow \sqrt{4/3}$; для случая $D_n = D_t$, $V_p/V_s = \sqrt{2}$. Диапазон изменения параметра V_p/V_s составляет 1,15—1,73.

К. Винклер [33] по измеренным значениям V_p и V_s в неконсолидированной упаковке стеклянных шариков и сухом песчанике Берга при изменении давления от 5 до 730 бар определял отношение D_n/D_t . Оказалось, что жесткости D_n и D_t в контактах зерен на порядок больше жесткости в контактах шариков, но отношение D_n/D_t для этих типов образцов сравнимы по величине. Для стеклянных шариков $1,50 \leq V_p/V_s \leq 1,58$, а для песчаника

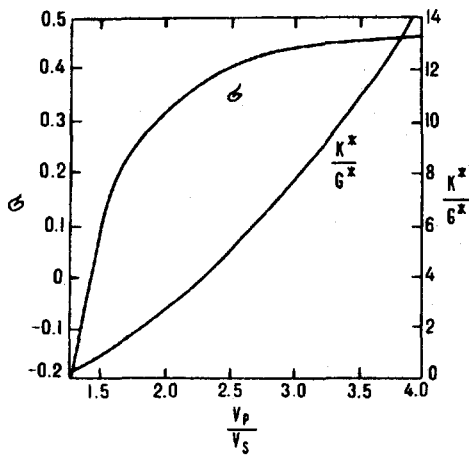


Рис. 6. Взаимосвязь V_p/V_s , модулей упругости и коэффициента Пуассона [29].

Береа $1,53 \leq V_p/V_s \leq 1,59$, что соответствует реальным величинам. Значение V_p/V_s определяется внешним давлением.

2. Трещиноватые среды.

Р. О'Коннелл и Б. Будянский [24] для горных пород с трещинами различной формы и произвольной ориентации предложили выражения для определения эффективных модулей упругости. Для круговых трещин

($a = b \gg c$) параметр V_p/V_s будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left[\left(\frac{V_p}{V_s} \right)_s^2 - \frac{K_s}{G^*} \cdot 16\bar{\sigma} (1 - \bar{\sigma}) \frac{(3 - \bar{\sigma})}{5(1 - 2\bar{\sigma})(2 - \bar{\sigma})} \right]^{1/2}. \quad (3)$$

Здесь a, b — большая и малая полуоси трещин; c — толщина трещины; K_s — модуль упругости материала матрицы; $\bar{\sigma}, G^*$ — эффективные коэффициент Пуассона и модуль сдвига трещиноватой среды. Здесь и далее $(V_p/V_s)_s$ — отношение скоростей в сплошной среде, равно $(K_s/G_s + 4/3)^{1/2}$. Оценки показывают, что при увеличении плотности трещин ϵ от $1/16$ ($G^* = 27,4 \cdot 10^{10}$ дин/см², $\bar{\sigma} = 2/9$) до $5/16$ ($G^* = 14,7 \cdot 10^{10}$ дин/см², $\bar{\sigma} = 1/9$) отношение V_p/V_s понижается от 1,68 до 1,52, т. е. на 9,5 %. При расчетах принималось $K_s = 50 \cdot 10^{10}$ дин/см², $G_s = 30 \cdot 10^{10}$ дин/см².

При частичном насыщении круговых трещин ($\xi = N_2/N$, где N — общее число трещин, N_2 — число насыщенных трещин)

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right)_s^2 - \frac{K_s}{G^*} \frac{16}{9} (1 - \bar{\sigma}) \left[\left(\frac{1 + \bar{\sigma}}{1 - 2\bar{\sigma}} - \frac{2}{5} \right) (1 - \xi) - \frac{6}{5} \frac{1}{(2 - \bar{\sigma})} \right] \epsilon \right\}^{1/2}, \quad (4)$$

$$\epsilon = \frac{9}{32} \frac{(1 + 3\bar{\sigma})(2 - \bar{\sigma})}{(1 - \bar{\sigma}^2)}, \quad \xi = 1 - \frac{2(1 - 2\bar{\sigma})}{(2 - \bar{\sigma})(1 + 3\bar{\sigma})}.$$

Расчеты по (4) показывают, что при $\epsilon = 5/16$ и $\bar{\sigma} = 1/9$ и изменении степени насыщения ξ от 0,6 ($G^* = 18,2 \cdot 10^{10}$ дин/см²) до 0,95 ($G^* = 20,3 \cdot 10^{10}$ дин/см²) V_p/V_s увеличивается от 1,82 до 1,92, т. е. на 5,5 %.

При полном насыщении круговых трещин с учетом выражений для эффективных модулей [24] получим

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right)_s^2 - \frac{K_s}{G^*} \frac{16}{9} (1 - \bar{\sigma}) \left[\left(\frac{1 + \bar{\sigma}}{1 - 2\bar{\sigma}} - \frac{2}{5} \right) D - \frac{6}{5} \frac{1}{(2 - \bar{\sigma})} \right] \epsilon \right\}^{1/2},$$

$$\epsilon = \frac{45}{16} \frac{(\sigma - \bar{\sigma})(2 - \bar{\sigma})}{(1 - \bar{\sigma}^2) [D(1 + 3\sigma)(2 - \bar{\sigma}) - 2(1 - 2\bar{\sigma})]}, \quad (5)$$

$$D = \left[1 + \frac{4}{3\pi} \frac{(1 - \bar{\sigma}^2)}{(1 - 2\bar{\sigma})} \frac{K_l a}{K_s c} \right]^{-1},$$

где K_l — модуль всестороннего сжатия жидкости.

При увеличении плотности полностью водонасыщенных трещин от $1/16$ ($G^* = 27,5 \cdot 10^{10}$ дин/см², $D = 0,758$, $\bar{\sigma} = 2/9$) до $5/16$ ($G^* = 15,8 \cdot 10^{10}$ дин/см²,

$D = 0,808$, $\bar{\sigma} = 1/9$) V_p/V_s меняется от 1,70 до 1,64. Принималось $K_1 = 2,2 \cdot 10^{10}$ дин/см², $\alpha_m = a/c = 0,1$.

Анализ выражений (3) — (5) показывает, что отношение V_p/V_s для сухих трещиноватых горных пород всегда уменьшается, а для частично насыщенных пород с увеличением плотности трещин всегда повышается. Сравнение результатов расчетов с данными лабораторных измерений дает неплохое совпадение при большой плотности трещин. Скорости V_p и V_s в насыщенных жидкостью или газом горных породах строго зависят от формы трещин.

3. Пористые насыщенные среды. Модель пористой насыщенной среды представляет собой взаимопроникающие континуумы, состоящие из зерен и пор, заполненных флюидом.

Из выражений для эффективных модулей упругости [10] среды любой степени сцементированности с учетом сжимаемости матрицы следует

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right)_m^2 + \frac{[1 - \epsilon_s (1 - m)]^2}{(1 - m) \beta G_m} \right\}^{1/2}, \quad (6)$$

где $\epsilon_s = \beta_s K_m$ — жесткость матрицы; $\beta = (1 - m) (1 - \epsilon_s) \beta_s + m \beta_l$ — сжимаемость насыщенной среды; β_s, β_l — сжимаемость твердой и жидкой фаз; m — пористость; $(V_p/V_s)_m = (K_m/G_m + 4/3)^{1/2}$ — отношение скоростей в сухой матрице. Параметр V_p/V_s зависит от сжимаемости, модулей упругости, пористости матрицы, сжимаемости твердой и жидкой фаз. При увеличении пористости от 0,01 ($\epsilon_s = 0,9$, $K_m = 45,3 \cdot 10^{10}$ дин/см², $G_m = 27,2 \cdot 10^{10}$ дин/см²) до 0,10 ($\epsilon_s = 0,38$, $K_m = 18,8 \cdot 10^{10}$ дин/см², $G_m = 11,3 \cdot 10^{10}$ дин/см²) V_p/V_s изменяется от 1,75 до 1,94, т. е. на 11 %. Модули упругости сухой матрицы вычислялись по формулам [25]:

$$\log K_m = 2,698941 - 4,25m, \quad G_m = 3K_m (1 - 2\sigma)/2 (1 + \sigma),$$

где $\sigma = 0,25$ — коэффициент Пуассона материала матрицы; $[K_m] = 10^9$ дин/см². Из (6) следует, что насыщение пор флюидом всегда приводит к увеличению V_p/V_s . Наличие цементирующего материала (например, глинистых частиц) оказывает в три раза меньшее влияние на изменение отношения V_p/V_s , чем пористость [11]. По данным [11], насыщение водой осадочных пород повышает V_p на 22 %, а V_s — на 3 % по сравнению со скоростями в сухой матрице. Для кристаллических пород с общей пористостью около 0,4 % насыщение увеличивает продольную скорость на 15 %, а поперечную — на 4 %. Зависимость $V_p/V_s(m)$ для песчаников различных типов представлена в [29]. Среднее значение V_p/V_s составляет 1,70.

4. Пористые частично насыщенные среды. С. Доменико [15] на основе теории Гассмана получил выражения для скоростей упругих волн низкой частоты в пористой флюидонасыщенной среде с частичным газовым заполнением, из которых следует

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right)_m^2 + \left[\frac{m\rho_f/k\rho - (1 - \epsilon_s)(1 - \epsilon_s - 2m/k)}{G_m [(1 - m - \epsilon_s) \beta_s + m\beta_f]} \left(1 - \frac{\rho_f m}{\rho k} \right) \right]^{-1} \right\}^{1/2}. \quad (7)$$

Здесь β_f — сжимаемость газонасыщенной смеси ($\beta_f = (1 - s) \beta_g + s\beta_l$); β_g — сжимаемость газа; s — степень насыщения жидкости газом; k — коэффициент, учитывающий связь между поровым флюидом и зернами матрицы ($k = 1$ — связи нет, $k = \infty$ — связь идеальная); $\rho_f = (1 - s) \rho_g + s\rho_l$ — плотность флюида; $\rho = (1 - m) \rho_s + m\rho_f$ — плотность насыщенной среды.

Результаты расчетов V_p и V_s (при $k = \infty$) и сравнение их с экспериментальными данными показаны на рис. 7 [15]. Из (7) видно, что при насыщении сухой матрицы газожидкостной смесью параметр V_p/V_s возрастает. Измерения У. Мерфи [22, 23] на акустических и ультразвуковых частотах также свидетельствуют об увеличении параметра V_p/V_s по мере заполнения пор жидкостью (см. рис. 3).

$V, \text{ км/с}$

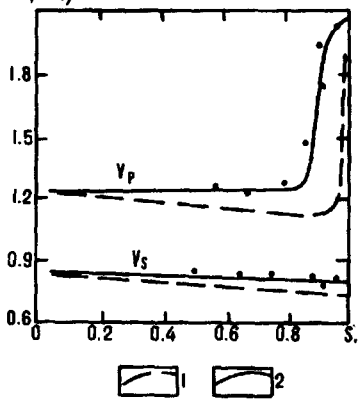


Рис. 7. Сравнение теоретических (1) и экспериментальных (2) значений V_p и V_s при различной степени водонасыщенности горных пород [15].

5. Пористые насыщенные среды с фазовым переходом газ — жидкость. Изменение упругих и динамических характеристик пористой насыщенной среды с фазовыми переходами X . Ито с соавторами [18] предложили описывать следующим образом. При низком поровом давлении, т. е. при насыщении пор паром

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{st} = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_m = \left(\frac{K_m}{G_m} + \frac{4}{3}\right)^{1/2}. \quad (8)$$

При высоком поровом давлении модуль всестороннего сжатия изменится, а модуль сдвига останется прежним (насыщение пор водой)

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)_l = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_m + \frac{(K_s - K_m)^2}{G_m [mK_s^2/K_l + (1 - m)k_s - K_m]} \right\}^{1/2}, \quad (9)$$

$(V_p/V_s)_{st}$, $(V_p/V_s)_l$ — отношение скоростей при насыщении пор паром и водой, соответственно. В области фазового перехода флюид состоит из двух компонент — воды и пара, и отношение скоростей равно

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{st-l} = \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_m^2 + \frac{(K_s - K_m)^2}{G_m [mK_s^2/K_f + (1 - m)K_s - K_m]} \right\}^{1/2}. \quad (10)$$

Здесь $K_f^{-1} = [(1 - \alpha)K_{st} + \alpha K_l]/K_{st}K_l$ — модуль сжимаемости флюида; α — степень насыщения порового пространства паром. Из (8)—(10) видно, что отношение V_p/V_s , а следовательно и коэффициент Пуассона, полностью определяются модулем всестороннего сжатия пористой насыщенной среды. При небольшом процентном содержании пара плотность практически равна плотности воды, а модуль K_f намного меньше модулей K_l и K_{st} , т. е. модули упругости связаны соотношением $K_m < K_f < K_l$. Из (8)—(10) также следует

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{st} < \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{st-l} < \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_l, \quad (11)$$

что и зафиксировано экспериментально (см. рис. 5) [18]. Соотношение (11) позволяет использовать данные сейсмологии и сейсморазведки для определения областей фазового перехода жидкость — газ в некотором интервале глубин.

6. Твердотельные фазовые переходы. Изменение скорости и поглощения сейсмических волн за счет полиморфных фазовых переходов было рассмотрено Дж. Уолшем [31]. Используя полученные Дж. Уолшем выражения для эффективных модулей упругости, запишем

$$\frac{V_p}{V_s} = \left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)_s^2 - \frac{K_s}{G^*} \frac{(N^2/V)(14 - \Omega^2)}{6(1 + \Omega^2)(4 + \Omega^2)} \right]^{1/2}, \quad (12)$$

$$\Omega = \frac{\omega r}{\varepsilon^T k G_s}.$$

Здесь N — общее число точек фазовых переходов в объеме V ; r — радиус сферической границы между фазами; ε^T — деформация перехода; k — постоянная, определяемая из опыта. Второе слагаемое в правой части (12) всегда отрицательно за исключением случая $\Omega^2 > 14$. При $\Omega^2 \approx 14$ это слагаемое равно нулю и никаких изменений V_p/V_s за счет фазовых переходов

при такой частоте не происходит. В области, где V_p и V_s принимают значения ниже нормальных, параметр V_p/V_s имеет относительно низкое значение, если изменение скоростей связано с фазовыми переходами. Если же V_p/V_s имеет относительно высокое значение, то основным механизмом деформации является скольжение по границам зерен. Теория Дж. Уолша находит подтверждение в опытах по измерению скоростей (см. рис. 1, б, в). Полиморфные фазовые переходы, вероятно, можно непосредственно наблюдать при сейсмологических исследованиях. Фазовые переходы I и II рода (по теории Ландау) применительно к Земле рассмотрены в [27].

7. Горные породы с различным содержанием кремнезема. Скорости продольных и поперечных волн в нормальных условиях зависят также от типа горных пород и минералов. Поэтому параметр V_p/V_s должен быть непосредственно связан с литологией, определяемой в основном процентным содержанием кремнезема. Авторы [14] предложили эмпирическую формулу для описания взаимосвязи указанных величин:

$$\Sigma\text{SiO}_2 = 152,4 - 20,82 \frac{V_p}{V_s} - 2,58 \frac{K}{\rho},$$

$$\frac{K}{\rho} = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2, \quad (13)$$

откуда получим:

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{1}{2S} [(R^2 + P)^{1/2} - R],$$

$$P = 4S (152,4 - \Sigma\text{SiO}_2) + \frac{16}{3} S^2, \quad (14)$$

$$S = 2,58V_s^2, \quad R = 20,82.$$

Здесь SiO_2 измеряется в %, а V_s — в км/с. Из (14) следует, что V_p/V_s зависит от содержания в породе кремнезема и скорости поперечных волн. В [3] предложены ограничения на использование эмпирической зависимости (13): $V_p/V_s \leq 1,84$, $40 \% \leq \text{SiO}_2 \leq 75 \%$, и считается целесообразным вводить поправки на давление. При этом указывается, что пренебрежение влиянием давления может привести к заниженной оценке (6—7 %) значения ΣSiO_2 при увеличении давления от 0,5 до 10 кбар.

Анализ результатов

Для выяснения возможного относительного влияния на параметр V_p/V_s каждого из описанных механизмов были проведены соответствующие расчеты с использованием характерных значений физических параметров для каждого случая (табл. 1). Оказалось, что наибольшее влияние на отношение V_p/V_s имеют пористость и трещиноватость геоматериала. Максимальное изменение вносят пористые насыщенные среды, описываемые моделью [10]. Значение пористости порядка 10 % вполне реально и неоднократно наблюдалось в условиях естественного залегания геоматериалов на больших глубинах [6, 13].

Кроме того, результаты расчетов Р. О'Коннелла и Б. Будянского [24] и их сравнение с физико-механическими свойствами доломитов, известняков, песчаников [29] в определенных диапазонах изменения входящих в модель параметров дают неплохое совпадение теории и эксперимента. Г. Мавко [21] и Х. Шмелинг [28] развили подход Р. О'Коннелла и Б. Будянского на случай изолированных и связанных включений в виде эллипсоидов, сфероидов, трубок, пленок и показали, что значения скоростей определяются линейными размерами и геометрией размещения жидкости.

Наименьшее изменение V_p/V_s дает литологическая модель: при увеличении процентного содержания SiO_2 на 20 % отношение скоростей возрастает всего на 2,5 %, что сравнимо с точностью измерений. Расчеты по (14)

Изменение отношения V_p/V_s в моделях различных сред

| Модель среды | Формула | Параметр | $\frac{V_p}{V_s}$ | $\Delta \frac{V_p}{V_s}$ |
|-------------------------------------|---------|--------------------------------------------|-------------------|--------------------------|
| Зернистая | (2) | $D_n/D_t = 2,3$ $D_n/D_t = 3,6$ | 1,53 1,59 | 4 % |
| Трещиноватая | (3) | $\epsilon = 1/16$ $\epsilon = 5/16$ | 1,68 1,52 | 9,5 % |
| Трещиноватая с частичным насыщением | (4) | $\xi = 0,60$ $\xi = 0,95$ | 1,82 1,92 | 5,5 % |
| Трещиноватая насыщенная | (5) | $\epsilon = 1/16$ $\epsilon = 5/16$ | 1,70 1,64 | 3,5 % |
| Пористая насыщенная | (6) | $m = 0,01$ $m = 0,10$ | 1,75 1,94 | 11 % |
| Литологическая | (14) | $\Sigma SiO_2 = 62$ $\Sigma SiO_2 = 50$ | 1,67 1,63 | 2,5 % |

(рис. 8, табл. 2, 3) с использованием независимых экспериментальных данных для различных регионов Земли [6, 19, 20] ставят под сомнение вывод о том, что основное влияние на вариации V_p/V_s в глубинных условиях оказывает содержание кремнезема в горной породе [5]. Сильный разброс зависимости V_p/V_s (SiO_2) очевиден и не дает возможности однозначно описать такой результат. Эмпирические соотношения (13) были получены в предположении, что пористость и трещиноватость ввиду своей незначительности на глубине более 3—5 км практически никакого влияния на скорости сейсмических волн не оказывают. Однако сверхглубокое бурение внесло существенные коррективы в представления о физико-механическом состоянии глубинных геоматериалов. Нет достаточных оснований и для использования выведенной формулы (13) для ультразвукового диапазона при вычислении содержания SiO_2 посредством измерения V_p/V_s на низких сейсмических частотах в натуральных условиях. По крайней мере для насыщенных пористых сред такая экстраполяция недопустима ввиду различной степени дисперсии скорости продольных и поперечных волн (см. рис. 3).

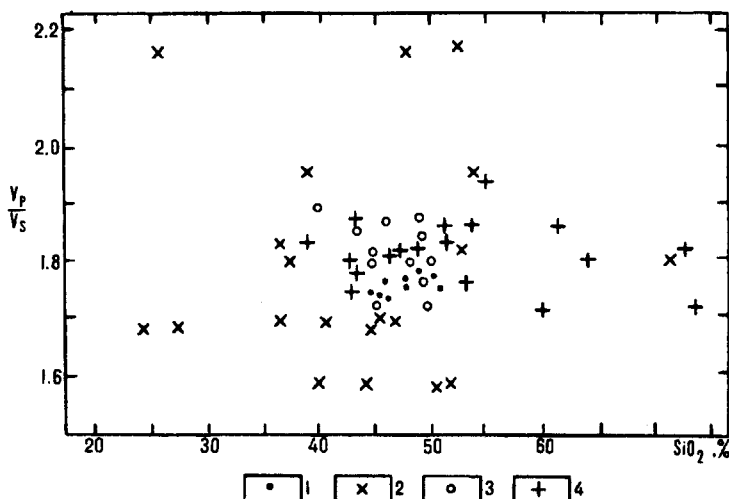


Рис. 8. Влияние процентного содержания кремнезема в ксенолитах (1), породах Кольской сверхглубокой скважины (2), эколитах (3) и гранулитах (4) на параметр V_p/V_s , вычисленный по данным [6, 20, 32].

Сравнение экспериментальных и расчетных значений V_p/V_s при нормальном давлении

| Порода | SiO ₂ , % | V_p , км/с | V_s , км/с | V_p/V_s (эксп) | V_p/V_s (теор) | Источник экспериментальных данных |
|-----------|----------------------|--------------|--------------|------------------|------------------|-----------------------------------|
| Эклогит | 49 | 7,95 | 4,46 | 1,78 | 1,63 | [19] |
| Гранулит | 62 | 7,24 | 3,83 | 1,85 | 1,67 | » |
| Гранулит | 50 | 7,99 | 4,50 | 1,78 | 1,63 | » |
| Эклогит | 45 | 7,47 | 4,27 | 1,75 | 1,69 | » |
| Гранулит | 51 | 7,46 | 4,24 | 1,76 | 1,66 | » |
| Эклогит | 50 | 7,88 | 4,37 | 1,80 | 1,65 | [20] |
| Эклогит | 47 | 7,98 | 4,46 | 1,79 | 1,65 | » |
| Эклогит | 49 | 7,95 | 4,60 | 1,73 | 1,62 | » |
| Эклогит | 48 | 8,14 | 4,51 | 1,80 | 1,64 | » |
| Эклогит | 45 | 8,17 | 4,72 | 1,73 | 1,62 | » |
| Эклогит | 44 | 8,34 | 4,60 | 1,81 | 1,64 | » |
| Гранулит | 70 | 6,52 | 3,55 | 1,83 | 1,67 | » |
| Гранулит | 67 | 6,43 | 3,56 | 1,81 | 1,69 | » |
| Гранулит | 60 | 6,51 | 3,79 | 1,72 | 1,69 | » |
| Гранулит | 53 | 6,66 | 3,75 | 1,77 | 1,75 | » |
| Гранулит | 46 | 7,04 | 3,92 | 1,80 | 1,76 | » |
| Гранулит | 42 | 7,02 | 3,89 | 1,80 | 2,06 | » |
| Гранулит | 47 | 7,21 | 4,11 | 1,75 | 1,71 | » |
| МетатUFFы | 46 | 6,30 | 3,70 | 1,70 | 1,80 | [6] |
| ТUFFы | 46 | 6,30 | 3,70 | 1,70 | 1,81 | » |
| ТUFFы | 40 | 6,30 | 3,74 | 1,70 | 1,80 | » |
| Амфиболит | 52 | 4,06 | 2,55 | 1,59 | 2,15 | » |
| Мигматит | 40 | 4,00 | 2,55 | 1,59 | 2,28 | » |
| Мигматит | 45 | 4,06 | 2,55 | 1,59 | 2,23 | » |
| Сланцы | 53 | 5,28 | 2,88 | 1,83 | 2,00 | » |
| Мигматит | 51 | 4,06 | 2,55 | 1,59 | 2,19 | » |

С увеличением глубины давление и температура возрастают, поэтому их совместное влияние на скорости в определенной степени будет компенсироваться в земной коре, что и подтверждается экспериментально (см. рис. 1, 2). В консолидированных горных породах при насыщении пор водой V_p/V_s увеличивается от 1,42 до 1,98, а при насыщении пор газом — от 1,30 до 1,69 (см. рис. 4, б). При малейшем оттоке воды (~2—5 %) из пористой среды параметр V_p/V_s понижается до 30 % (см. рис. 3). Фазовые переходы вода — пар в пористо-трещиноватых средах незначительно сказываются на отношении скоростей (см. рис. 5). Все это также свидетельствует о преобладающей роли пористости и трещиноватости в изменении V_p/V_s .

По-видимому, одним из основных аргументов в пользу главенствующего влияния пористости и трещиноватости на отношение V_p/V_s в глубинных условиях может служить изменение этой величины перед землетрясением. Согласно дилатационной модели при накоплении напряжений в насыщенных водой горных породах снижается степень содержания воды и возникает резкое падение V_p , а V_s при этом меняется незначительно. В результате происходит уменьшение величины V_p/V_s (см. рис. 3). Обычно наблюдаемое уменьшение V_p/V_s превышает 10 %.

Выяснение причин, влияющих на изменение соотношения скоростей, непосредственно связано с установлением природы сейсмических границ в глубинных условиях. В [8] отмечено, что на глубине более 4—5 км основным фактором, определяющим скорости сейсмических волн, является напряженное состояние пород, которое обусловлено литостатическим давлением, температурой, насыщенностью флюидом, а следовательно пористостью и трещиноватостью. Кроме того, в зоне бурения Кольской сверхглубокой скважины площадки отражения сейсмических волн расположены горизонтально, а

Сравнение экспериментальных [20] и расчетных значений V_p/V_s при различном давлении

| Порода | SiO ₂ , % | P = 0,5 кбар | | P = 4 кбар | |
|----------|----------------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|
| | | V_p/V_s (эсп) | V_p/V_s (теор) | V_p/V_s (эсп) | V_p/V_s (теор) |
| Эклогит | 50 | 1,79 | 1,60 | 1,80 | 1,65 |
| Эклогит | 49 | 1,75 | 1,68 | 1,79 | 1,65 |
| Эклогит | 47 | 1,79 | 1,68 | 1,79 | 1,65 |
| Гранулит | 71 | 1,75 | 1,66 | 1,73 | 1,62 |
| Гранулит | 67 | 1,82 | 1,72 | 1,80 | 1,69 |
| Гранулит | 42 | 1,73 | 1,80 | 1,75 | 1,71 |

смена вещественного состава происходит по границам с углом наклона порядка 45°. Зафиксировано по меньшей мере три случая совпадения трещиноватого слоя в коре и сейсмических границ: на Украинском щите, в Кольской сверхглубокой и в скважине Гравберг-1 (Швеция) [9]. По мнению В. Н. Николаевского, «интерпретация сейсмических границ земной коры как трещиноватых тел имеет первостепенное значение для всей глубинной геологии и тектонических построений. Отражающие площадки могут соответствовать вмещающим минеральным ресурсам».

Таким образом, рассмотренные экспериментальные и теоретические данные свидетельствуют о том, что нельзя изменение V_p/V_s объяснить только сменой вещественного состава, а уменьшение V_p/V_s с глубиной может быть связано с пористостью и трещиноватостью в земной коре и фазовыми переходами в верхней мантии.

Автор признателен проф. В. Н. Николаевскому за обсуждение результатов работы и полезные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алейников А. Л., Невзоров Н. И., Ферштатер Г. Б., Халевин Н. И. Построение петрофизической модели земной коры (на примере Урала) // Сов. геология.— 1978.— № 8.— С. 137—141.
2. Волярович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1974.
3. Глубинное строение территории СССР/Белоусов В. В., Павленкова Н. И., Егоркин А. В. и др.— М.: Наука, 1991.
4. Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Скорость упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 179, № 1.— С. 76—79.
5. Егоркин А. В. Средние скорости объемных волн в консолидированной коре Сибири // Геология и геофизика.— 1989.— № 9.— С. 105—112.
6. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.— М.: Недра, 1984.
7. Левыкин А. И., Фарберов А. И., Зубин М. Н. и др. Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканиках Камчатки при давлениях до 20 кбар // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1977.— С. 136—151.
8. Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С. и др. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 1.— С. 71—76.
9. Николаевский В. Н. Изучение земной коры путем бурения // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1988.— № 1.— С. 116—119.
10. Николаевский В. Н., Басниев К. С., Горбунов А. Т., Зотов Г. А. Механика насыщенных пористых сред.— М.: Недра, 1970.
11. Нур А. Использование сейсмических свойств горных пород для изучения и мониторинга пластов-коллекторов // Сейсмическая томография.— М.: Мир, 1990.— С. 213—250.
12. Павленкова Н. И. Кольская скважина и ее значение при глубинных сейсмических зондированиях // Сов. геология.— 1989.— № 6.— С. 16—23.
13. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика)/Под ред. Н. Б. Дортман.— М.: Недра, 1984.
14. Халевин Н. И., Алейников А. Л., Колупаева Е. Н. и др. О совместном применении продольных и поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании // Геология и геофизика.— 1986.— № 10.— С. 94—98.
15. Domenico S. N. Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir // Geophysics.— 1976.— V. 41, N 5.— P. 882—894.

16. Domenico S. N. Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs // *Ibid.*— 1977.— V. 42, N 7.— P. 1339—1368.
17. Gregory A. R. Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks // *Ibid.*— 1976.— V. 41, N 5.— P. 895—921.
18. Ito H., De Vibliss J., Nur A. Compressional and shear waves in saturated rocks during water-steam transition // *J. Geophys. Res.*— 1979.— V. 84, N B9.— P. 4731—4735.
19. Jackson I., Arculus R. J. Laboratory wave velocity measurements on lower crustal xenoliths from Cakcuteroo, South Australia // *Tectonophysics.*— 1984.— V. 101, N 1—2.— P. 185—197.
20. Manghnani M. H., Ramanantoandro R., Clark S. P. Compressional and shear wave velocities in granulite facies of rocks and eclogites to 10 kbar // *J. Geophys. Res.*— 1974.— V. 79, N 35.— P. 5427—5446.
21. Mavko G. M. Velocity and attenuation in partially molten rocks // *Ibid.*— 1980.— V. 85, N B10.— P. 5173—5189.
22. Murphy W. F. Effects of partial saturation on attenuation in Massillon sandstone and Vycor glass // *J. Acoust. Soc. Am.*— 1982.— V. 71, N 6.— P. 1458—1468.
23. Murphy W. F. Acoustic measures of partial gas saturation in Tight sandstones // *J. Geophys. Res.*— 1984.— V. 89, N B13.— P. 11549—11559.
24. O'Connell R. J., Budiansky B. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids // *Ibid.*— 1974.— V. 79, N 35.— P. 5412—5426.
25. Ogushwitz P. R. Applicability of Biot theory. 1. Low-porosity materials // *J. Acoust. Soc. Am.*— 1985.— V. 77, N 2.— P. 429—440.
26. Peselnick L., Wilson W. H. Wave velocities and hysteresis in Solenhofen limestone for pressures up to 12 kilobars // *J. Geophys. Res.*— 1968.— V. 73, N 10.— P. 3271—3280.
27. Steller H., Franck S. On the change of seismic velocities at pressure — and temperature — induced phase transitions // *Phys. Earth Planet. Inter.*— 1980.— V. 22, N 3—4.— P. 216—220.
28. Schmeling H. Numerical models on the influence of the partial melt on elastic, anelastic and electric properties // *Ibid.*— 1985.— V. 41, N 1.— P. 34—57.
29. Tatham R. H. V_p/V_s and lithology // *Geophysics.*— 1982.— V. 47, N 3.— P. 336—344.
30. Volarovich M. P., Budnikov V. A. Velocities of elastic waves and V_p/V_s ratios in dry and water saturated samples at high pressure // *Pure and Appl. Geophys.*— 1979.— V. 117, N 4.— P. 795—805.
31. Walsh J. B. Wave velocity and attenuation in rocks undergoing polymorphic transformations // *J. Geophys. Res.*— 1973.— V. 78, N 8.— P. 1253—1261.
32. Wang C., Meltzer M. Propagation of sound waves on a rock undergoing phase transformations // *Ibid.*— P. 1293—1298.
33. Winkler K. W. Contact stiffness in granular porous materials: comparison between theory and experiment // *Geophys. Res. Lett.*— 1983.— V. 10, N 11.— P. 1073—1076.

ИТуГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 июня 1993 г

УДК 550.36 : 528.1

Г. Д. Еремин

ВЫЧИСЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ПОГРЕШНОСТИ РАЗНОСТИ ТЕМПЕРАТУР ПРИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Решается обратная задача теории погрешностей: каковы должны быть абсолютные погрешности аргументов функции, чтобы абсолютная погрешность функции не превышала заданной величины. На основании решения обратной задачи даются рекомендации по технике температурных измерений при определении разности температур в геотермии; полученные численные значения абсолютных погрешностей аргументов функции обеспечивают точность определения разности температур в 1 % от вычисляемой величины.

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [2] на основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения для регистрируемой разности частот кварцевого термоградиентометра получено выражение

$$F_{1,i}(t) = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} \cdot I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) - x_3^{(i)} \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t), \quad (i = 2, 3, \dots, N), \quad (1.1)$$

где $x_1^{(i)} = T_k(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i$;

$$x_2^{(i)} = k_1 (T_n - T_k); \quad (1.2)$$

$$x_3^{(i)} = k_i (T_n - T_k - \Delta T_i); \quad (1.3)$$

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

$$\varphi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) Y_0(lau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) Y_1(lau);$$

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

$l = (\kappa_1/\kappa_2)^{1/2}$; $J_0(z)$, $J_1(z)$; $Y_0(z)$, $Y_1(z)$ — функции Бесселя нулевого и первого порядка, первого и второго рода соответственно; λ_1 , κ_1 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности зонда; a — радиус зонда; λ_2 , κ_2 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности морских отложений; T_n — начальная температура зонда; T_k — температура поверхности дна; ΔT_i — разница температур между температурой среды на глубине h_i и температурой поверхности дна; N — число датчиков температур.

В качестве датчика температуры в кварцевом термоградиентометре используется термочувствительный кварцевый резонатор (кварц), который характеризуется в рабочем диапазоне температур линейной зависимостью частоты F от температуры T :

$$F = kT + b, \quad (1.4)$$

где k — температурный коэффициент частоты кварцевого резонатора; b — частота кварца при $T = 0$.

Соотношение (1.1) позволяет по известным теплофизическим свойствам зонда и по температурным измерениям определить разность температур ΔT_i .

В силу равенств (1.2), (1.3) для искомой разности температур получаем

$$\Delta T_i = \frac{x_2^{(i)}}{k_1} - \frac{x_3^{(i)}}{k_i}, \quad (1.5)$$

где численные значения величин $x_2^{(i)}$, $x_3^{(i)}$ и их абсолютные погрешности $\delta x_2^{(i)}$, $\delta x_3^{(i)}$ определяются методом наименьших квадратов с использованием уравнения (1.1), измеренному времени t соответствует измеренная разность частот $F_{1,i}(t)$; температурные коэффициенты k_1 , k_i и их ошибки δk_1 , δk_i также определяются методом наименьших квадратов с использованием температурной градуировки кварцевых резонаторов с применением формулы (1.4), где измеренной температуре T соответствует измеренная частота F .

§ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ПОГРЕШНОСТИ РАЗНОСТИ ТЕМПЕРАТУР

В настоящей работе рассматриваются погрешности, связанные с действием над приближенными числами (погрешность действия). При вычислениях с приближенными числами погрешности исходных данных в какой-то мере переносятся в результат вычислений. В этом отношении погрешности действия являются неустранимыми.

Для определения абсолютной погрешности при вычислении разности температур используем понятие дифференциала в приближенных вычислениях при оценке погрешностей. Тогда за максимальную абсолютную погрешность для разницы температур на основании выражения (1.5) можно принять

$$\delta(\Delta T_i) = \frac{\delta x_2^{(i)}}{k_1} + \frac{x_2^{(i)} \delta k_1}{k_1^2} + \frac{\delta x_3^{(i)}}{k_i} + \frac{x_3^{(i)} \delta k_i}{k_i^2}, \quad (2.1)$$

а для относительной погрешности —

$$\frac{\delta(\Delta T_i)}{\Delta T_i} = \epsilon. \quad (2.2)$$

Для облегчения изложения в дальнейшем преобразуем выражение (2.1). С этой целью сделаем некоторые предположения. Допустим, что $k \approx k_1 \approx k_i$. Положим также, что $|T_n - T_k| \gg |\Delta T_i|$. Тогда из соотношений (1.2), (1.3) можно заключить, что

$$x \approx x_2^{(i)} \approx x_3^{(i)}.$$

Из этих предположений для абсолютной погрешности (2.1) непосредственно вытекает

$$\delta(\Delta T_i) = \frac{2\delta x}{k} + \frac{2x\delta k}{k^2}. \quad (2.3)$$

Сформулируем теперь обратную задачу теории погрешностей: каковы должны быть абсолютные погрешности аргументов функции, чтобы абсолютная погрешность функции не превышала заданной величины?

Простейшее решение обратной задачи дается так называемым принципом равных влияний. Согласно этому принципу из формул (2.2) и (2.3) для абсолютных погрешностей можно записать

$$\delta x = \frac{k\epsilon\Delta T_i}{4}, \quad (2.4)$$

$$\delta k = \frac{k^2\epsilon\Delta T_i}{4x}. \quad (2.5)$$

Найдем численное значение величины x , входящей в равенство (2.5). Для этого условимся, например, что $|T_n - T_k| = 1^\circ\text{C}$. Это означает, что начальная температура зонда должна отличаться на 1°C от температуры поверхности дна. Тогда при среднем значении $k = 200$ Гц/ $^\circ\text{C}$ из уравнения (1.2) нетрудно видеть, что $x = 200$ Гц.

Вычислим теперь предельные абсолютные погрешности по формулам (2.4), (2.5), если $\epsilon = 0,01$; $\Delta T_i = 0,05^\circ\text{C}$.

Произведя численные расчеты, получим

$$\delta x = 0,025 \text{ Гц}, \quad (2.6)$$

$$\delta k = 0,025 \text{ Гц}/^\circ\text{C}. \quad (2.7)$$

Остановимся более подробно на анализе выражения (2.5). Для этого рассмотрим определение абсолютной погрешности температурного коэффициента частоты при больших и малых x .

Положив $x = 2000$ Гц, из выражения (1.2) при $k = 200$ Гц/ $^\circ\text{C}$ для разности температур легко показать, что $T_n - T_k = 10^\circ\text{C}$. Тогда для абсолютной погрешности (2.5) находим:

$$\delta k = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ Гц}/^\circ\text{C}.$$

Чтобы получить такую погрешность при определении температурного коэффициента частоты, необходимо производить измерения температуры при температурной градуировке кварцевых резонаторов с точностью $\delta T = \pm 5 \cdot 10^{-4}^\circ\text{C}$ (рис. 1). Однако, измерение температуры с этой точностью при градуировке кварцев связано с большими техническими трудностями и практически неосуществимо.

Далее, примем, что $x = 1$ Гц. Тогда $T_n - T_k = 0,005^\circ\text{C}$ и для величины погрешности δk выводим без труда

$$\delta k = 5,0 \text{ Гц}/^\circ\text{C}.$$

Это показывает, что требование к точности измерения температур при градуировке термочувствительных кварцевых резонаторов существенно снижается, при этом требование к температурным измерениям при геотер-

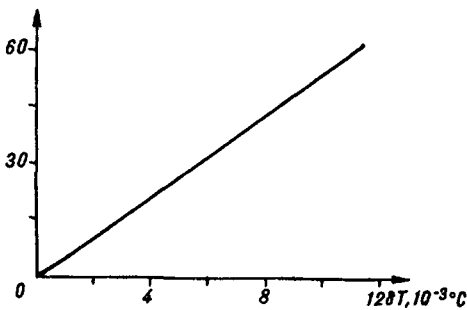
$\delta k, 10^{-3} \text{Гц}/^\circ\text{C}$ 

Рис. 1. Зависимость точности определения температурного коэффициента частоты кварца k от точности измерения температуры T при $\delta F = 0,1$ Гц.

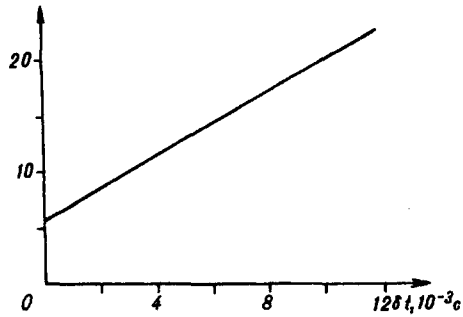
 $\delta x, 10^{-3} \text{Гц}$ 

Рис. 2. Зависимость точности определения величины x от точности измерения времени t при $\delta F_{1,i}(t) = 0,01$ Гц.

мических исследованиях существенно возрастает. Ясно, что условие $T_n - T_k = 0,005$ °C практически трудно осуществимо.

Таким образом, за счет разумного выбора разности температур между начальной температурой зонда и измеряемой температурой среды ($|T_n - T_k| \approx 1$ °C) можно добиться практически осуществимой точности температурной градуировки кварцев, получение которой будет показано ниже.

Следовательно, на основании абсолютных ошибок (2.6), (2.7) при условии, что температура измерительного зонда отличается от температуры поверхности дна на 1 °C, вычисляется относительная ошибка разности температур, которая составляет 1% от измеряемой величины.

Для определения абсолютных погрешностей δx , δk по температурным измерениям сформулируем следующие задачи.

I. С какой абсолютной погрешностью $\delta F_{1,i}(t)$ необходимо производить регистрацию разности частот $F_{1,i}(t)$ и с какой абсолютной погрешностью δt необходимо измерять время t при температурных наблюдениях, чтобы абсолютная погрешность δx вычисляемой величины x не превышала заданной точности (2.6)?

II. С какой точностью δF необходимо производить регистрацию частот F и с какой точностью δT производить измерения температуры T при температурной градуировке термочувствительных кварцевых резонаторов, чтобы абсолютная погрешность δk определяемой величины температурного коэффициента частоты k не превышала заданной величины (2.7)?

Для решения поставленных задач, т. е. для определения искомым ошибок, рассмотрим численное моделирование температурных измерений, используемых при геотермических исследованиях.

I. Для простоты вычислений и удобства изложения предположим, что теплофизические характеристики измерительного зонда и морских донных отложений одинаковы, т. е. $\lambda = \lambda_1 = \lambda_2$, $\kappa = \kappa_1 = \kappa_2$. Тогда для относительной температуры имеет место равенство [1]

$$I(\lambda, \kappa, \lambda, \kappa, a, t) = 1 - \exp\left(-\frac{a^2}{4\kappa t}\right). \quad (2.8)$$

Подставив равенство (2.8) в соотношение (1.1), после преобразований для разности частот напишем

$$F_{1,i}(t) = z_1^{(i)} - z_2^{(i)} \exp\left(-\frac{a^2}{4\kappa^{(1)}t}\right) + z_3^{(i)} \exp\left(-\frac{a^2}{4\kappa^{(i)}t}\right), \quad (2.9)$$

где $z_1^{(i)} = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} - x_3^{(i)}$; $z_2^{(i)} = x_2^{(i)}$; $z_3^{(i)} = x_3^{(i)}$.

С целью получения теоретических значений разности частот по формуле (2.9) были произведены расчеты для различных значений времени t_j при $i = 3$; $z_1^{(3)} = 419,5$, $z_2^{(3)} = 200$, $z_3^{(3)} = 180,5$ Гц; $a = 1$ см; $\kappa^{(1)} = 5 \cdot 10^{-3}$, $\kappa^{(3)} = 10 \cdot 10^{-3}$ см²/с; $j = 1, 2, \dots, M$, где M — количество заданных различных значений времени на отрезке $[0, 1 \cdot 10^4]$.

Рассмотрим теперь получение случайных чисел, распределенных по нормальному закону $N(\mu, \sigma^2)$, где μ — математическое ожидание, σ^2 — дисперсия [3].

Из последовательности случайных чисел v_1, v_2, \dots , имеющих распределение $N(0, 1)$, при помощи линейного преобразования

$$v_n^* = \mu + \sigma v_n, \quad n = 1, 2, \dots, \quad (2.10)$$

при любых μ и $\sigma > 0$ можно найти последовательность нормально распределенных случайных чисел v_1^*, v_2^*, \dots с параметрами μ и σ^2 .

Подставляя в выражение (2.10) теоретические значения времени и разности частот вместо значения μ , определим значения t_j^* и соответствующие им значения $F_{1,3}^*(t_j^*)$, характеризующиеся своими стандартными отклонениями σ_1 и σ_2 , которые можно интерпретировать как точность измерений времени и разности частот при температурных наблюдениях:

$$t_n^* = t_n + \sigma_1 v_n,$$

$$F_{1,3}^*(t_j^*) = F_{1,3}(t_j^*) + \sigma_2 v_j,$$

где $\sigma_1 = 0, 2, 4, \dots, 14 \cdot 10^{-3}$; $\sigma_2 = 0, 3, 6, \dots, 21 \cdot 10^{-3}$; v_n, v_j — последовательность случайных чисел, численные значения которых взяты из таблицы [3]; $n = 1, 2, \dots, M$.

Найденные в результате линейных преобразований значения времени и разностей частот были обработаны методом наименьших квадратов с использованием зависимости (2.9) при известных параметрах $a, \chi^{(1)}, \chi^{(3)}$. В результате обработки вычислены значения $z_m^{(3)}$ и оценены их ошибки $\delta z_m^{(3)}$ ($m = 1, 2, 3$).

График, построенный на основании полученных значений при $\sigma_2 = 9 \cdot 10^{-3}$, изображен на рис. 2. Из этого графика замечаем, что требуемая погрешность $\delta \chi = 0,02$ Гц достигается при погрешности измерения времени, равной 0,01 с.

Таким образом, регистрируя разность частот при геотермических исследованиях с точностью $\pm 0,01$ Гц, время — с точностью $\pm 0,01$ с, величины $x_2^{(i)}, x_3^{(i)}$ определяются с точностью $\pm 0,02$ Гц.

II. Для определения абсолютной погрешности температурного коэффициента частоты кварца рассмотрим численное моделирование температурной градуировки термочувствительных кварцевых резонаторов.

Для заданных значений температур T были вычислены теоретические значения частот F по формуле (1.4) при $k = 200$ Гц/°С, $b = 4999976$ Гц. Вычисленные значения частот, а также температур преобразовывались совершенно аналогично, как и в случае I.

Обработка модельных значений методом наименьших квадратов с применением соотношения (1.4), в котором значению температуры T^* соответствует частота F^* , позволила определить численные значения коэффициентов k, b и оценить их ошибки $\delta k, \delta b$.

При использовании найденных значений был построен график (см. рис. 1). Из этого графика при погрешности определения температуры, равной 0,005 °С, находим, что абсолютная погрешность температурного коэффициента составляет 0,03 Гц/°С.

Таким образом, при измерении температуры термостата, в котором находится кварцевый резонатор, с точностью $\pm 0,005$ °С, частоты кварца — с точностью $\pm 0,1$ Гц величина температурного коэффициента частоты кварца определяется с точностью $\pm 0,03$ Гц/°С.

§ 3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Относительная погрешность при определении разности температур, составляющая примерно 1 % от вычисляемой величины, достигается при следующих условиях: 1. При градуировке термочувствительных кварцевых резонаторов точность измерения температуры должна быть не ниже 0,005 °С,

точность измерения частоты — 0,1 Гц. 2. При регистрации зависимости температуры зонда во времени точность измерения времени должна быть не ниже 0,01 с, точность измерения разности частот — 0,01 Гц. 3. Начальная температура измерительного зонда должна отличаться от температуры морских отложений не более, чем на 1 °С, т. е. $|T_n - T_k| \leq 1$ °С, при этом, воспользовавшись формулами (1.2), (1.3), определяем:

$$|x_2^{(i)}| \leq 200, \quad |x_3^{(i)}| \leq 200 \text{ Гц.}$$

Отметим, что выводы и утверждения, полученные на основании решения обратной задачи теории погрешностей при равенстве теплофизических свойств измерительного зонда и морских осадков, верны и в общем случае.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремин Г. Д. О методике расчета температурного градиента при геотермических исследованиях в океане // *Океанология*. — 1986. — Т. 26, № 6. — С. 1018—1021.
2. Еремин Г. Д. Новый способ определения теплового потока в океане // *Тихоокеан. геология*. — 1991. — № 2. — С. 109—115.
3. Мюллер П. и др. Таблицы по математической статистике. — М.: Финансы и статистика, 1982.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
14 мая 1993 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 563.14:551.7(571.65)

В. Т. Крымсалова

РАДИОЛЯРИИ И СТРАТИГРАФИЯ
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МЕЖДУРЕЧЬЯ ТАЛЯИН — ПРАВЫЙ ТАЛЯЙНЫН

(хр. Рарыткин, Корякское нагорье)

Вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения зоны Тальяинского глубинного разлома на основе остатков макрофауны датировались мелом либо поздней юрой — ранним мелом (пекульнейвеемская свита). При проведении крупномасштабного картирования из этих отложений были отобраны пробы на радиоляриевый анализ, что позволило детализировать существующую схему стратиграфии и расширить возрастной диапазон исследованных отложений. Выделены среднеюрская тальяинская толща, верхнеюрская зучувьтинская и раннемеловая кэптчакылская толщи. Показано большое значение радиоляриевой микрофауны для детального расчленения кремнистых толщ, имеющих в Корякском нагорье большие мощности.

Вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения хр. Рарыткин сложно дислоцированы, фациально изменчивы и бедны остатками макрофауны. В зоне Тальяинского глубинного разлома это аллохтон, представляющий собой систему многочисленных чешуй, в пределах которого тектонически совмещенные разнотипные породы [2]. В этом районе вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Н. Н. Ярошенко в 1955 г. были выделены в красно-озерскую свиту позднеюрско-раннемелового возраста. В. Ф. Белый [1] рассматривал их как нерасчлененный мел внутренней (эвгеосинклиальной) зоны и полагал, что яшмы и вулканиты, парагенетически связанные между собой, в разных местах этой зоны занимают разное стратиграфическое положение. При геолого-съёмочных работах, проводившихся в 80-х гг., в этом районе была закартирована пекульнейвеемская свита. Н. Ю. Брагиным [2] там были установлены два разновозрастных комплекса радиолярий: позднекимеридж-раннетитонский и валанжин-готеривский. К западу от зоны Тальяинского глубинного разлома (междуречье Тальяин — Правый Тальяйнын) Г. П. Тереховой, проводившей стратиграфические работы в 1985 г., были найдены остатки бухий и иноцерамов и выделен готерив. На Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000, изданной в 1987 г., в зоне Тальяинского глубинного разлома показаны нижняя и верхняя подсвиты пекульнейвеемской свиты.

В 1988 г. в рассматриваемом районе проводились крупномасштабные геолого-съёмочные работы (см. рисунок). Большое значение придавалось отбору проб на радиоляриевый анализ. Находки радиолярий в хр. Рарыткин известны с середины 50-х гг. Однако детальное изучение их со специальным отбором проб проведено впервые. Выделены разновозрастные комплексы радиолярий [3—6], которые позволили подразделить вмещающие отложения на три толщи в интервале средняя юра — ранний мел. Контакты между толщами почти повсеместно тектонические, что хорошо согласуется с приведенными выше данными о структуре района. Интенсивно проявленной тектоникой эти отложения не только разбиты на отдельные блоки, но часто передроблены и изменены. Ниже приводится описание выделенных подразделений.

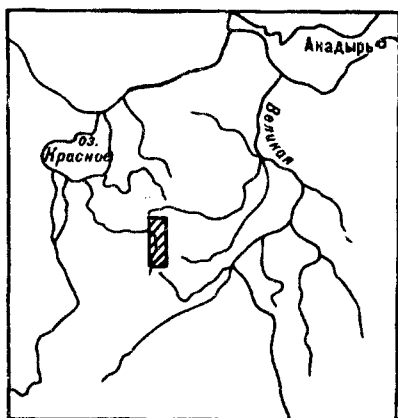


Схема расположения района исследований (заштрихован).

Талаяйнынская толща J_2n . Название толщи происходит от р. Талаяйнын, в бассейне которой установлены отложения с характерным среднеюрским комплексом радиолярий. В эту толщу объединены наиболее древние отложения района, которые обнажены в верховьях р. Луговая (приток р. Талаяй) в нескольких тектонических блоках и охарактеризованы радиоляриями байоса и бата— келловея. Талаяйнынская толща представлена терригенными и кремнисто-вулканогенными отложениями и подразделена на две подтолщи.

Нижняя сложена туфоалевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками, базальтами и яшмоидами. В верховьях р. Луговая зеленовато-серые туфоалевролиты включают прослойки вишнево-красных кремнистых гемацитовых аргиллитов, содержащих радиолярии: *Parvicingula matura* Pess. et Whalen, *Parvicingula* sp. C in Yao, *Paronaella* sp., *Tricolocapsa* (?) sp., *Stichocapsa* sp. В состав этой подтолщи включен также мощный пакет (более 200 м) светло-серых среднезернистых туфопесчаников с большим количеством мелкой дресвы черных аргиллитов и гравия яшм. Выше залегает пакет переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. Эти породы сменяются базальтами с прослоями яшм (обр. 596/3), в которых определены: *Orbiculiforma* sp., *Tricolocapsa* sp., *Xitus* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Archicapsa pachyderma* (Tan). Мощность подтолщи не менее 500 м. Возраст датируется байосом.

Верхняя талаяйнынская подтолща сложена базальтами, лавобрекчиями, туфогравелитами, туфоалевролитами, аргиллитами, яшмоидами и радиоляритами. Базальты зеленовато-серые с единичными тонкими (первые сантиметры) слоями яшмоидов и прослоями (первые метры) неравномернозернистых туфогравелитов. Темно-серые туфоалевролиты содержат линзочки и слои туффита, слои черных аргиллитов и пестроокрашенных бордово-зелено-голубых и сургучно-вишневых окремненных аргиллитов, яшмоидов и радиоляритов, в которых определены: *Parvicingula* cf. *elegans* Pess. et Whalen, *P. aff. burnsensis* Pess. et Whalen (обр. 12). В обр. 834 определены: *Parvicingula elegans* Pess. et Whalen, *P. vera* Pess. et Whalen, *Canoptum? anulatum* Pess. et Pois. Мощность верхней подтолщи около 300 м. Возраст ограничен батом — келловеем.

Эучувиткинская толща ($J_3e\delta$). Название происходит от р. Эучувиткин, в верховьях которой кремнисто-вулканогенные отложения, охарактеризованные позднеюрскими радиоляриями, имеют наибольшее распространение. Терригенные породы в состав толщи включены в значительной мере условно. Они представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком, тонкозернистыми туфопесчаниками, а также туфоалевролитами и черными аргиллитами, линзовидно-волнисто-слоистыми и параллельно-слоистыми. Переходы между описанными разностями обычно постепенные, границы неотчетливые. Иногда наблюдается их флишоидное переслаивание. Аргиллиты занимают подчиненное положение и встречаются в виде прослоев.

Кремнисто-вулканогенный комплекс представлен базальтами миндалекаменными, вишневого, бордового цвета либо брекчиевидными афировыми полосчатой, пятнистой окраски (черно-зелено-красной). Часто в них наблюдается шаровая и подушечная отдельность. Небольшие (мощность 0,5—17 м) линзовидные слои радиолярийсодержащих пород заключены в толщах спилитизированных базальтов. Яшмоиды и радиоляриты иногда обогащены спиклами губок. От терригенных пород — тонкозернистых туфопесчаников,

туфоалевролитов и аргиллитов, кремнисто-вулканогенные отложения обычно отделены разломами.

В бассейне р. Эучувьткин распространена мощная толща спилитизированных базальтов, среди которых обнажаются сургучного и кирпично-красного цвета яшмоиды, кремнистые гематитовые алевролиты, ритмично чередующиеся с кремнистыми аргиллитами, в которых (обр. 164) установлены: *Parvicingula?* *hsui* Pess., *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Williriedellum carpaticum* Dumitr., *Williriedellum* sp. group A in Matsuoka, *Tricolocapsa* sp. D in Aita, *Amphipyndax tsunoensis* Aita.

На правобережье р. Правый Талыйнин среди базальтов наблюдаются редкие выступы — останцы кирпично-красных кремнистых гематитовых алевролитов и аргиллитов, в которых (обр. 595/2) определены: *Triposyclia trigonum* Rust, *Paronaella pygmaea* Baumg., *P. ex gr. casmaliaensis* Pess., *Spongocapsula palmerae* Pess., *Crucella* sp. В истоках р. Эучувьткин на протяжении 200 м обнажаются базальты. Потоки их чередуются с гематитовыми алевролитами, обогащенными радиоляриями. Всего насчитывается 9 прослоев алевролитов мощностью 0,7—1,5 м. В обр. 114а определены: *Pantanellium riedeli* Pess., *Triposyclia ex gr. blakei* Pess., *Orbiculiforma mclaughlini* Pess., *Paronaella* sp., *Parvicingula* sp., *Spongocapsula* sp. Мощность эучувьткинской толщи в наиболее полных разрезах не менее 500 м. В основании ее залегают эффузивные отложения с редкими слоями яшмоидов и радиоляритов, большая часть которых охарактеризована радиоляриями кимериджа — раннего титона. Средняя и верхняя части толщи представлены существенно алевритовой и песчаниковой пачками. Для рассматриваемой толщи характерно присутствие мощных пакетов тонкозернистых туфопесчаников, чем она отличается от нижней и верхней толщ.

Кэпэтчакыльская толща (К_{кп}). Название от р. Кэпэтчакыль, в бассейне которой закартированы отложения готерива. Для рассматриваемой толщи характерны разнозернистые (от мелко- до грубозернистых) туфопесчаники, очень неплотные, с дресвой черных аргиллитов, «плавающей» галькой и гравием яшм и известково-кремнистыми конкрециями. По простиранию они замещаются очень плотными туфопесчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Для песчаников этой толщи характерна петрографическая и структурная незрелость обломочного материала, большое количество песчано-глинистого матрикса, в котором отчетливо различимы плохо сортированные и окатанные обломки и кристаллы разных минералов и пород. Эти песчаники полосой (ширина которой достигает 2,5 км) субмеридионального направления протягиваются в центральной части рассматриваемого района. Они занимают наиболее высокое стратиграфическое положение и на этом основании включены в состав верхней толщи. Наиболее полный разрез существенно песчаниковой пачки вскрыт на водоразделе Талыйн — Правый Талыйнин, где в основании наблюдается слой конгломератов.

В состав толщи включена также существенно алевролитовая пачка (мощностью не менее 100 м), распространенная в бассейне р. Луговая (правобережье р. Талыйн). В алевролитах обнаружены остатки призматических слоев иноцерамов готеривского облика. Меньшим распространением пользуются кремнисто-эффузивные отложения, охарактеризованные комплексами радиолярной берриаса — готерива. В бассейне среднего течения ручья Крутой распространена толща базальтов мелкопорфировых, массивных и миндалякаменных с редкими слоями яшмоидов, обогащенных радиоляриями, в которых (обр. 110^а) определены: *Williriedellum aff. salymica* Kozlova, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Parvicingula khabakovi* Zham., *Triactoma cf. echioides* Fog. На руч. Поворотный (приток р. Эучувьткин) в юго-западной части рассматриваемой территории распространена пачка очень плотных массивно-слоистых разнозернистых (от мелко- до гравелитистых) туфопесчаников, чередующихся с потоками базальтов. В базальтах присутствуют редкие слои тонкорассланцованных листоватых кремнистых гематитовых аргиллитов, вишневых яшм и голубовато-зеленых кремней. В верхней части базальты ярко-красные и ярко-зеленые, брекчиевидные, с прослоями алевролитов и линзами радиолярнойсодержащих яшмоидов, в которых (обр. 176) определены

ны: *Holocryptocanium* sp., *Pantanellium berriasianum* Baum., *Ristola* cf. *boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Archaeodictyomitra* sp. Общая мощность элэптчакыльской толщи не менее 600 м. Возраст ее берриас — готерив.

Таким образом, вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения междуречья Тальян — Правый Тальянын на основе радиолярий подразделены на толщи, выделены отдельные пачки терригенных пород, удовлетворяющие требованиям крупномасштабного картирования. Для этих отложений характерны многочисленные зоны дробления, сложная дислоцированность, что не позволяет, как отмечалось В. П. Зинкевичем [2], дешифрировать там тектонические структуры. Отчетливо выражены многочисленные разломы, по которым разновозрастные блоки приведены в контакт.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельй В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. — Магадан, 1963. — С. 106—126.
2. Зинкевич В. П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарытгинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. — М.: Наука, 1982. — С. 106—135.
3. Козлова Г. Э. Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. — 1983. — № 528. — С. 47—55.
4. Baumgartner P., Bernoulli D. Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a Late Jurassic — Early Cretaceous Section near Achladi (Ewoia, Eastern Greece) // *Eclage. geol. Helvetiae* (Basel). — 1979. — V. 69, N 3. — P. 601—626.
5. Foreman H. P. Radiolaria from the North Pacific. DSDP Leg. 32 // Initial Reports of the DSDP. — 1975. — V. 32. — P. 579—676.
6. Pessagno E., Whalen P. Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, eastcentral Oregon and the Queen Charlotta Islands, B. C. // *Micropaleontology*. — 1982. — V. 28, N 2. — P. 111—169.

Севвостгеолком
Магадан

Поступила в редакцию
7 июня 1993 г.

УДК 550.831

В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев, Ю. В. Пятаков, Л. Д. Швец

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БЛОКОВО-ГРАДИЕНТНЫХ МОДЕЛЕЙ

На базе привлечения устойчивых методов квадратичного программирования разработана методика интерпретации аномального гравитационного поля (в линейной постановке), позволяющая восстанавливать по известному полю плотностную структуру тектоносферы в классе трехмерных блоково-градиентных моделей.

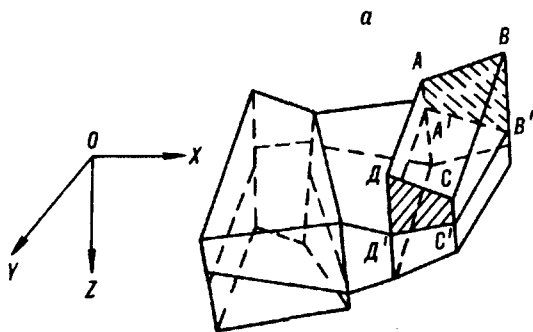
Изучение строения и развития тектоносферы Мирового океана имеет исключительно важное значение при решении кардинальных вопросов теоретической и прикладной геологии [12].

Поскольку основная часть исследуемых регионов представлена акваториями, что затрудняет и ограничивает непосредственное исследование верхней части осадочных толщ посредством глубоководного бурения, большая роль в таких исследованиях отводится методам гравиметрии.

Основные методологические положения использования данных гравиметрии были сформулированы в многочисленных исследованиях на эту тему, в том числе и авторами настоящей работы [2, 4, 10, 11, 14]. В подавляющем большинстве случаев эти построения проводились применительно к двумерным моделям с постоянными плотностями.

Рис. 1. Объемное моделирование блоково-градиентных сред.

a — описание геологической структуры аппроксимирующими блоками, *б* — аппроксимирующие блоки-призмы.



Необходимость привлечения трехмерных моделей вытекает из принципа адекватности и поэтому достаточно очевидна. Остановимся подробнее на использовании градиентных трехмерных моделей.

Термин «градиентные модели» неоднократно использовался различными авторами [13, 15] и означает отражение в моделях тенденции к изменению плотности пород в пределах геологических толщ.

На примере осадочных пород, рассматриваемых в монографии [9], эта тенденция, в частности, наиболее адекватно будет описываться экспоненциальными зависимостями [4, 6]:

$$\sigma(H) = B_0 - B_1 \cdot \exp(-B_2 H), \quad (1)$$

где H — глубина залегания пород; B_0, B_1, B_2 — параметры, определяемые составом осадочных пород и геологическими условиями их формирования.

Поскольку при априори известных диапазонах изменения глубин исследуемых объектов зависимость (1) достаточно удовлетворительно может аппроксимироваться линейными законами вида:

$$\sigma(H) = \sigma_0 + kH, \quad (2)$$

будем полагать, что плотности в слоях изменяются согласно (2).

Понятие «блоковые конструкции» и методология их построения достаточно хорошо описаны в работах [2, 9, 10], поэтому подробно останавливаться на этом вопросе не будем.

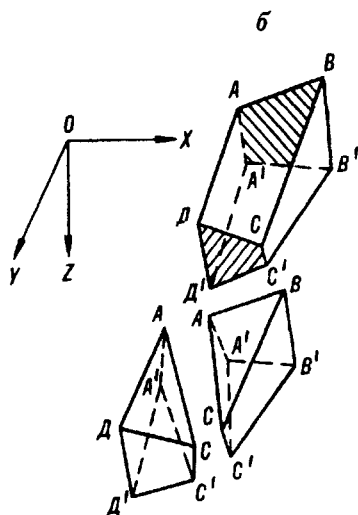
Итак, полагаем, что строение изучаемого геологического объекта отражено некоторой трехмерной блоковой конструкцией (частный фрагмент такой конструкции показан на рис. 1, *a*), а плотности в блоках изменяются согласно (2).

Тогда гравитационный эффект всего объекта определяется суммированием эффектов отдельных блоков:

$$V_z(x, y, z) = \sum_{j=1, N} (A_j' \sigma_0 + A_j'' k_j), \quad (3)$$

где N — количество блоков; σ_0, k_j — параметры плотности j -го блока; A_j', A_j'' — гравитационные эффекты j -го блока при σ_0 и k_j равных нулю и (или) единице соответственно.

Ввиду того, что вертикальные треугольные призмы (см. рис. 1, *б*) обладают хорошими аппроксимационными свойствами, будем полагать, что геологический объект представлен набором таких призм.



Гравитационный эффект отдельной j -й призмы:

$$V_{zj} = A_j' \sigma_{0j} + A_j'' k_j \quad (4)$$

выражается через элементарные аналитические функции в работе [13].

Параметры σ_{0j} и k_j при известном пространственном расположении блоков могут быть определены по внешнему гравитационному полю путем решения обратной линейной задачи гравиметрии [15]. Ввиду того, что внешняя обратная задача гравиметрии в общем случае является теоретически неоднозначной [12], считаем необходимым более подробно остановиться на этом вопросе.

К исследованиям такого рода побуждают не только частные практические вопросы (например, установления возможного необходимого минимума дополнительной геологической информации, обеспечивающего единственность решения обратной линейной задачи гравиметрии), но, как это будет показано далее, ряд важных следствий общеметодологического характера, которые могут существенно расширить область практического использования методов гравиметрии.

Итак, гравитационный эффект геоблока, аппроксимирующего геологическую среду (вертикальной треугольной призмы с плотностью (2)), определяется известным соотношением:

$$V_z(x, y, z) = f \int_{Q_j} (\sigma_{0j} + k_j Y) \frac{(Y - z)}{R^3} d\xi d\eta dY, \quad (5)$$

где Q_j — призма; $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (Y - z)^2}$.

Рассматривая вторые производные $V_z(x, y, z)$, в частности:

$$V_{zz}(x, y, z) = f \int_{Q_j} (\sigma_{0j} + k_j Y) \cdot \frac{\partial^2 (1/R)}{\partial z^2} d\xi d\eta dY, \quad (6)$$

заметим, что (6) можно представить в виде

$$V_{zz}(x, y, z) = (\sigma_{0j} + k_j z) \cdot \frac{\partial^2 \varphi(x, y, z)}{\partial z^2} + P(x, y, z), \quad (7)$$

где $P(x, y, z)$ — непрерывная функция; $\varphi(x, y, z)$ — гравитационный потенциал однородной призмы Q_j с постоянной единичной плотностью.

Далее, следуя схеме, предложенной в работе В. Н. Страхова [17] для однородных многогранников с постоянной плотностью, можно доказать единственность решения общей обратной задачи гравиметрии на основании исследования особенностей поведения вторых производных потенциала $\varphi(x, y, z)$ вблизи ребер призм [14]. То есть задачи определения по известному внешнему полю не только параметров плотностей σ_{0j} и k_j призм, но и геометрической формы и пространственного расположения как отдельных призм, так и их совокупности, или, иначе говоря, смешанной обратной задачи гравиметрии.

В практическом плане это означает, что при решении обратной задачи гравиметрии можно задаваться априорным геометрическим пространственным расположением аппроксимирующих призм, автоматически уточняя это расположение в процессе решения вместе с параметрами σ_{0j} и k_j .

В математическом плане задача формализуется системой линейных (при решении обратной линейной задачи гравиметрии) или нелинейных (при решении смешанной обратной задачи гравиметрии) уравнений [4]:

$$\sum_{j=1, N} (A_j' \sigma_{0j} + A_j'' k_j) + B_0 + B_1 x_i + B_2 y_i = V_{zi}, \quad j = 1, N; \quad i = 1, M; \\ B_0 + B_1 x_i + B_2 y_i = B, \quad (8)$$

где B — линейная функция, аппроксимирующая региональный фон; V_{zi} — наблюдаемое значение гравитационного поля в точке с координатами (x_i, y_i, z_i) .

Рис. 2. Модельный пример.

a — модель среды (три слоя, 22 аппроксимирующих блока); b — сеть наблюдений (49 точек, $z = -1$ м).

Следуя В. И. Старостенко [15], некорректную задачу (8) можно свести к задаче минимизации параметрического функционала А. Н. Тихонова:

$$f(x) = \|Ax - b\|^2 + 2\Omega(x), \quad (9)$$

где x — неизвестные задачи; b — наблюдаемое гравитационное поле; $\Omega(x)$ — регуляризирующий функционал, определенный таким образом, что множество $\bar{x} = \{x: \Omega(x) \leq C, C > 0\}$ — есть компакт в x [15].

Задача может быть решена методами нелинейного программирования, обобщенными на случай ограничений на неизвестные:

$$x^{(H)} \leq x \leq x^{(b)}. \quad (10)$$

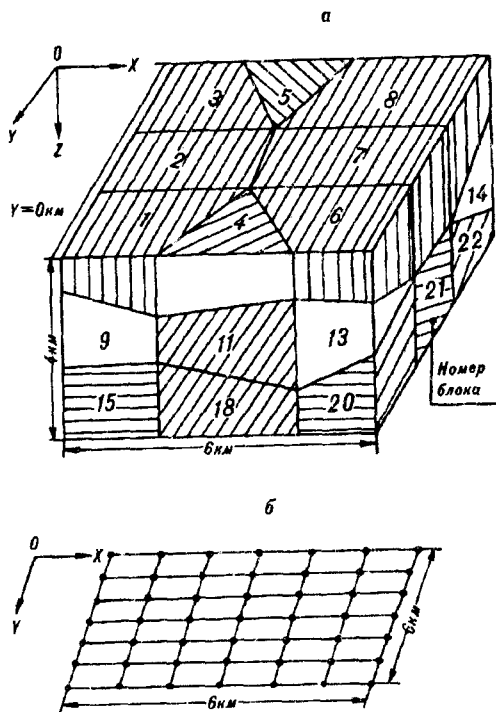
Необходимо отметить, что, как замечено в работах [5—8], использование в качестве регуляризирующего функционала $\Omega(x)$ квадрата нормы $\|x - x_0\|^2$, где x_0 — начальное приближение решения обратной задачи, может привести к отрицательным эффектам: проявлению свойств «гармоничности» решения на конструкциях блочного типа. Не рассматривая примеров положительных результатов, полученных в работе [1] и основанных на исследовании зависимости свойств решения обратной задачи от геометрических размеров блоков, заметим, что избежать вышеуказанных нежелательных эффектов можно также и путем варьирования вида регуляризирующего функционала $\Omega(x)$ (в частности, проектируя критерии [8] на блочные конструкции). Это не противоречит условиям задачи (9) и не приводит к существенным изменениям программных модулей решения обратных задач, использующих функционалы вида $\Omega(x) = \|x - x_0\|^2$. Примеры и указание на необходимость исследования свойств решений от вида стабилизирующего функционала приводились в работе В. И. Старостенко [16].

В качестве иллюстрации к изложенным выше положениям методологического плана приведем пример их практического использования, полученный с помощью программного комплекса, разработанного в ЦГИИ ГП «Восток-геология» [4].

Модель, представленная на рис. 2, является трудной с точки зрения глубинной разрешимости. «База» наблюдений может быть недостаточной для восстановления плотности на гл. лнах 4 км.

Из полученных результатов (см. таблицу) следует: при «перемещении» блока к поверхности ошибка восстановления плотности, как правило, уменьшается; в целом, плотность на «кровле» блока восстанавливается с меньшей ошибкой, чем на «подошве», с уменьшением уровня помехи в наблюдаемом поле ошибка восстановления плотности закономерно уменьшается. Все это свидетельствует об устойчивости решения задачи.

В заключение отметим, что полученные в работе положительные результаты позволяют получать новые данные о строении и эволюции тектоносферы Тихого океана на основе использования методов трехмерного блочно-градиентного моделирования.



К решению обратной задачи на тестовой модели (ошибки восстановления плотности среды, $\times 10^{-2}$ г/см³)

| Но- мер слоя | Номер блока | Поле точное | | Помеха $\pm 0,10$ мГл | | Помеха $\pm 0,50$ мГл | |
|--------------------|----------------|-------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-------------|
| | | «Кровля» | «Подошва» | «Кровля» | «Подошва» | «Кровля» | «Подошва» |
| 1 | 1 | 0(0) | 0 | +1(0) | -1 | 0(-1) | -2 |
| | 2 | 0(0) | 0 | -2(-1) | +1 | -13(-5) | +15 |
| | 3 | 0(0) | 0 | -2(0) | +5 | -3(0) | +3 |
| | 4 | 0(0) | 0 | +2(+1) | -1 | 0(+1) | -14 |
| | 5 | 0(0) | 0 | -3(-1) | +6 | -11(-3) | +16 |
| | 6 | 0(0) | 0 | +1(-1) | -2 | +6(-4) | -16 |
| | 7 | 0(0) | 0 | +2(0) | -4 | +4(0) | -10 |
| | 8 | 0(0) | 0 | -3(0) | +8 | -6(0) | +16 |
| | С. К. О. | 0,0(0,0) | 0,0 | 2,1(0,7) | 4,3 | 7,0(2,6) | 12,6 |
| С. К. О. | | 0,0(0,0) | | 3,4(0,7) | | 10,2(2,6) | |
| 2 | 9 | 0(0) | -2 | -8(-7) | -10 | -11(-13) | -13 |
| | 10 | 0(0) | 0 | -11(-13) | -11 | -23(-17) | -13 |
| | 11 | +2(0) | -7 | -8(-9) | -10 | -10(-18) | -14 |
| | 12 | (0) | 0 | -9(-8) | -9 | 0(-1) | 0 |
| | 13 | +2(0) | -6 | +1(+3) | -5 | -20*(+20*) | -10 |
| | 14 | 0(0) | 0 | 11(-9) | -11 | +16(-8) | +16 |
| | С. К. О. | 1,210 | 3,8 | 8,7(8,7) | 9,6 | 15,3(14,4) | 14,4 |
| | С. К. О. | | 2,8(0,0) | | 9,2(8,7) | | 14,9(14,4) |
| | С. К. О. | | | | | | |
| 3 | 15 | 0(0) | 0 | +7(+5) | +5 | +4(+4) | +3 |
| | 16 | 0(0) | 0 | 0(+3) | +2 | +15(+25*) | +12 |
| | 17 | +1(0) | -1 | +0(+3) | +2 | +3(-1) | 0 |
| | 18 | +1(0) | +9 | +4(+3) | +11 | 0(-3) | +10 |
| | 19 | 0(0) | 0 | +3(+7) | +4 | +6(+14) | +6 |
| | 20 | + (0) | +3 | +4(+2) | +7 | 0(+4) | +14 |
| | 21 | -1(0) | -1 | -3(-5) | -1 | -5(-13*) | 0 |
| | 22 | + (0) | 0 | +5(+8) | +3 | +7(+13) | +2 |
| | С. К. О. | 0,8(0,0) | 3,4 | 4,0(4,2) | 5,3 | 6,7(12,2) | 7,8 |
| | С. К. О. | | 2,5(0,0) | | 4,7(4,2) | | 7,3(12,2) |
| С. К. О. | 0,8(0,0) | 2,9 | 5,3(5,4) | 6,5 | 9,8(10,7) | 11,6 | |
| С. К. О. | 2,1(0,0) | | 5,9(5,4) | | | 10,7(10,7) | |
| | | 100 итера- ций | | 23 итерации | | | 25 итераций |

Пр и м е ч а н и е. В скобках приведены ошибки решения задачи при постоянной плотности блоков. Звездочкой помечены решения на ограничениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексидзе М. А. Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии.— М.: Наука, 1987.
2. Исаев В. И. Интерпретация гравитационного поля методом нелинейного программирования // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 6.— С. 63—69.
3. Исаев В. И., Пятаков Ю. В. Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных блоково-градиентно-слоистых сред // Геофизический журн.— 1990.— Т. 12, № 3.— С. 72—79.
4. Исаев В. И., Пятаков Ю. В. и др. Объемное моделирование в гравитационном поле плотности сейсмического тела // Интерпретация гравитационных и магнитных полей.— Киев: Наук. думка.— С. 145—155.
5. Кобрунов А. И. О некоторых особенностях методов подбора в геофизических задачах // Докл. АН УССР, Б.— 1981.— № 4.— С. 10—13.
6. Кобрунов А. И. К теории методов подбора // Геофизический журн.— 1983.— Т. 5, № 5.— С. 34—43.
7. Кобрунов А. И. Оценки эквивалентности в методах подбора // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений.— Вып. 30.— Львов, 1983.— С. 51—54.
8. Кобрунов А. И. Теория интерпретации данных гравиметрии для сложностроенных сред.— Киев: УМКВО, 1989.
9. Косыгин В. Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана.— Владивосток, 1991.
10. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 2.— С. 113—116.

11. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1984.
12. Новиков П. С. Об единственности решения обратной задачи потенциала // Докл. АН СССР. — 1938. — Т. 18, № 3. — С. 165—168.
13. Пятаков Ю. В. Решение прямой задачи гравиметрии для неоднородных сред // Геофизический журн. — 1991. — Т. 13, № 5. — С. 79—85.
14. Пятаков Ю. В. Решение прямых и обратных задач гравиметрии для объемных блоково-градиентно-слоистых сред: Автореф. канд. дис. — Киев: Институт геофизики, 1992.
15. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наук. думка, 1978.
16. Старостенко В. И., Заворотько А. Н. Решение обратных задач гравиметрии для нескольких контактовых поверхностей // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1982. — № 3. — С. 46—61.
17. Страхов В. Н., Лапина М. И. Прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников // Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР. — Киев: Наук. думка, 1983. — С. 3—87.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
28 мая 1993 г.

УДК 551.243

А. О. Морин

ВЛИЯНИЕ ЭКСПОЗИЦИИ ОБНАЖЕНИЯ НА ИЗМЕРЕНИЕ ОРИЕНТИРОВОК ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

При анализе ориентировки более 60 тысяч трещин, измеренных на 457 вертикальных скальных обнажениях в породах различного возраста и генезиса, установлено, что на практике число попавших в выборку трещин, субпараллельных обнажению, занижается по сравнению с субперпендикулярными к нему в десятки раз. Получено аналитическое выражение зависимости числа измеренных трещин от ориентировки обнажения, что позволило предложить поправочный коэффициент, учитывающий фактическую вероятность измерения трещины. Введение поправки на экспозицию обнажения дает возможность более адекватно оценивать тектоническую трещиноватость.

Во многих методических руководствах по изучению тектонической трещиноватости указывается на необходимость выбора при массовом замере трещиноватости обнажений с различно ориентированными стенками*. Это мотивируется тем, что трещины, субпараллельные плоской стенке обнажения, имеют значительно меньшую вероятность попасть в измеренную выборку, снижая тем самым ее репрезентативность. Однако избежать измерений трещиноватости на плоских скальных обнажениях практически невозможно. С другой стороны, реальные обнажения, в какой-то мере, трехмерны, и некоторая часть трещин, субпараллельных обнажению, при обычных в исследовании трещиноватости массовых замерах неизбежно попадает в выборку. Поскольку сведений о степени влияния ориентировки обнажения на измеренную трещиноватость не приводится, то возникает необходимость количественно оценить фактическую степень этого влияния и необходимость введения соответствующих поправок.

Исходные данные и методика. Исходными данными послужили массовые невыборочные измерения ориентировок трещин в Западном Приохотье в породах различного возраста (нижний архей — мел) и генезиса. На каждом обнажении, обычно представляющем собой скальную стенку, ориентировка которой фиксировалась, измерялась ориентировка 100—170 трещин. Расстояние между точками наблюдения, как правило, более километра. Всего в анализ вовлечены данные по 457 обнажениям, при этом они приблизительно равномерно распределены по ориентировке (рис. 1).

Методика анализа основана на очевидном утверждении, что у полной совокупности ориентировок трещин (60 806 измерений), характеризующейся их приблизительно равномерным пространственным распределением при

* Николаев П. Н. Методика тектонодинамического анализа. — М.: Недра, 1992.

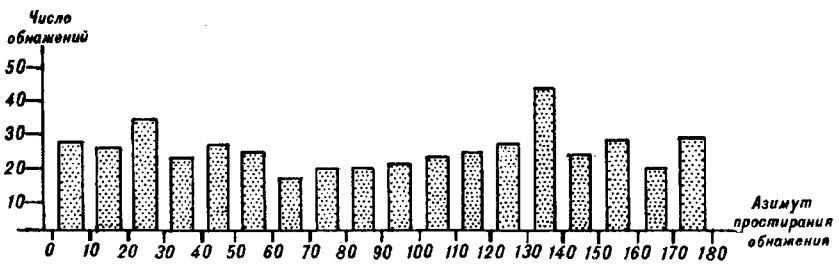


Рис. 1. Распределение обнажений по простиранию.

произвольно ориентированных коренных выходах, не может быть зависимости между числом измеренных трещин и их углом с плоскостью обнажения. Если же такая зависимость обнаруживается, то это свидетельствует о систематическом нарушении репрезентативности выборки, которое вносится в ходе измерения ориентировок трещин и сохраняется также для каждой конкретной точки наблюдения. При машинной реализации этого подхода обнажение аппроксимировалось вертикальной плоскостью и подсчитывалось число трещин в зависимости от их угла с ней по всем точкам наблюдения.

Обсуждение результатов. По результатам обработки данных была построена гистограмма распределения числа измеренных трещин в зависимости от угла между плоскостями трещин и обнажения (рис. 2). Видно, что фактическое распределение весьма неравномерно: в наблюдаемую полную совокупность попали в основном трещины, расположенные приблизительно под прямым углом к обнажениям, и в гораздо меньшем количестве — ориентированные субпараллельно им. Аналитическое выражение зависимости числа трещин от ориентировки обнажения несложно получить путем подбора эмпирической осредняющей кривой методом наименьших квадратов. Если принять модель нормального распределения, эта зависимость имеет вид: $N(a) = 7093 \times \exp(-0,02096 \times (a - 90)^2)$, где N — число измеренных трещин, a — угол между плоскостями трещин и коренных выходов (в градусах). Здесь обращают на себя внимание отклонения от нормального распределения, обусловленные симметрично-ступенчатым видом гистограммы. Эти отклонения, возможно, связаны со статистической неоднородностью исходной совокупности — наличием регионально проявленных ортогональных систем трещин.

По вероятностной кривой видно, что в практике полевых работ число измеренных трещин, субпараллельных обнажению, занижается по сравнению с перпендикулярными к нему приблизительно в 40 раз. Такое (неожиданно) сильное различие дает основание считать, что обычно применяемые для анализа тектонической трещиноватости круговые диаграммы представляют существенно искаженную информацию, особенно по выраженности систем трещин, и что необходимо проведение соответствующей коррекции наблюдений, ликвидирующей это различие.

Коррекция наблюдений. Очевидным путем исправления искажений при измерении ориентировок трещин на плоских скальных обнажениях будет введение «веса замера», когда предполагается, что при единичном измерении определяется ориентировка не одной, а $K(a)$ трещин, где $K(a)$ зависит от угла между плоскостями обнажения и трещины. Соответственно диаграмма строится по сумме $K(a)$ трещин, попадающих в окно палетки осреднения. Если принять условие равенства числа измерений и суммы взвешенных замеров, что выполняется при $a \approx 45^\circ$ ($N(45) = 2914$), то $K(a) = 2914 / (7093 \times \exp(-0,02096 \times (a - 90)^2))$, где a — угол между трещиной и обнажением. При этом вес единичного измерения ориентировки трещины $K(a) < 1$, если трещина отклоняется от плоскости обнажения в интервале $45-90^\circ$, и $K(a) > 1$, если трещина расположена под углом менее 45° к обнажению (см. таблицу). Напомним, что угол между трещиной и обнажением определяется из соотношений: $\cos(a) = X_T \times X_0 + Y_T \times Y_0 + Z_T \times Z_0$, где $X_{T(0)} = \cos(\text{аз. пд. трещины (обнажения)}) \times \sin(\text{уг. пд. тре-}$

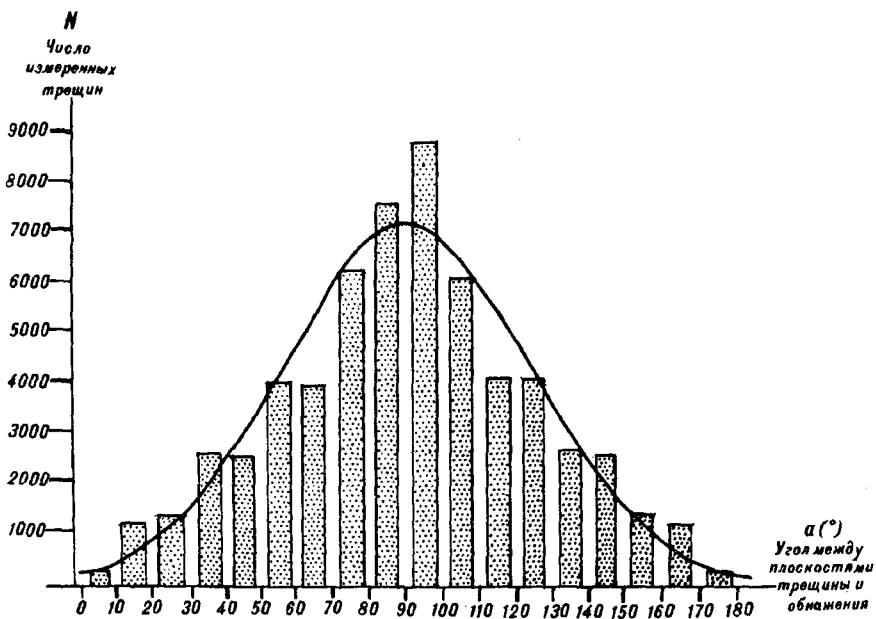


Рис. 2. Распределение измеренных трещин относительно ориентировки обнажения. Осредняющая кривая вида: $N(a) = 7093 \times \exp(- (0,02096 \times (a - 90))^2)$.

щины (обнажения)); $Y_{T(o)} = -\sin$ (аз. пд. трещины (обнажения)) $\times \sin$ (уг. пд. трещины (обнажения)); $Z_{T(o)} = \cos$ (уг. пд. трещины (обнажения)).

В широко распространенном частном случае вертикального скального обнажения соотношение упрощается: $\cos(a) = X_T \times X_a + Y_T \times Y_a$, где $X_a = -\sin$ (аз. пр. обнажения), $Y_a = -\cos$ (аз. пр. обнажения).

Более простой и быстрый способ, дающий практически тот же результат, состоит в пересчете числа измеренных трещин в окне осреднения палетки диаграммы в зависимости от угла между ориентировками обнажения и окна. Пересчет производится по формуле $M_d = M_n \times K(a)$, где a — угол между плоскостью обнажения и плоскостью, нормаль к которой определяет центр окна палетки осреднения; M_n — число трещин, попадающих в окно палетки осреднения; M_d — пересчитанное значение для построения изолиний плотности трещиноватости на диаграмме.

Основная проблема, возникающая при подобной коррекции наблюдений, состоит в выборе эталонного уровня, при котором искажения наблюдаемых данных минимальны. При указанном выборе в 45° (см. таблицу) измеренное число трещин, параллельных коренному выходу, в результате пересчета будет завышено в 14 раз, что переводит возможные случайные или ошибоч-

Значения функции вероятности $N(a)$ при 60 806 замерах и веса замера $K(a)$ при уровне 45° и 30°

| a | $N(a)$ | $K(a, 45)$ | $K(a, 30)$ | a | $N(a)$ | $K(a, 45)$ | $K(a, 30)$ |
|-----|--------|------------|------------|-----|--------|------------|------------|
| 0 | 202 | 14,42 | 7,22 | 50 | 3512 | 0,83 | 0,42 |
| 5 | 297 | 9,85 | 4,92 | 55 | 4141 | 0,70 | 0,35 |
| 10 | 426 | 6,84 | 3,42 | 60 | 4777 | 0,61 | 0,31 |
| 15 | 599 | 4,86 | 2,43 | 65 | 5390 | 0,54 | 0,27 |
| 20 | 824 | 3,54 | 1,77 | 70 | 5950 | 0,49 | 0,25 |
| 25 | 1108 | 2,63 | 1,32 | 75 | 6425 | 0,45 | 0,23 |
| 30 | 1459 | 2,00 | 1,00 | 80 | 6788 | 0,43 | 0,21 |
| 35 | 1878 | 1,55 | 0,78 | 85 | 7016 | 0,42 | 0,21 |
| 40 | 2365 | 1,23 | 0,62 | 90 | 7093 | 0,41 | 0,21 |
| 45 | 2914 | 1,00 | 0,50 | | | | |

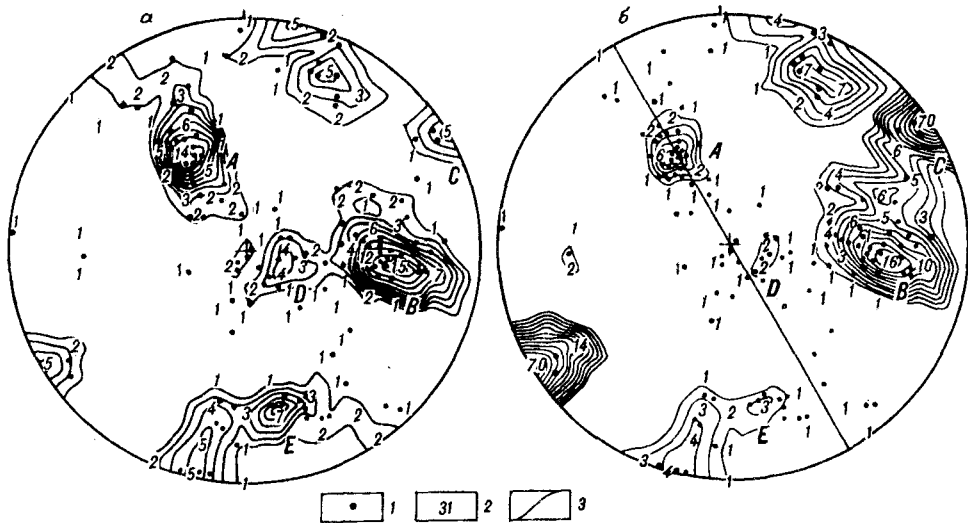


Рис. 3. Диаграмма трещиноватости для исходных (а) и пересчитанных (б) данных.

Проекция Вульфа, палетка Пронина, верхняя полусфера. Кварцевые диориты, 135 замеров, простирание обнажения 150°. 1 — полюса трещин; 2 — число трещин, попавших в окно палетки (для (б) — округленные до ближайшего целого значения); 3 — изолинии числа трещин в окне палетки. А — D — индексы максимума трещиноватости.

ные замеры в ранг выраженных систем трещин. Если пренебречь требованием равенства числа измерений и суммы взвешенных замеров и принять в качестве эталонного уровня 30° , при котором увеличение и уменьшение наблюдаемых данных приблизительно равно, то, напротив, системы субнормальных к обнажению трещин перейдут в разряд фоновой трещиноватости. Вероятно, выбор уровня следует производить, исходя из нужд конкретного исследования. Подчеркнем однако, что численная величина поправочного коэффициента носит усредненный характер и верна только для оговоренных выше условий и методики измерения трещиноватости.

Сравнение стандартной и пересчитанной диаграмм трещиноватости приведено на рис. 3. На стандартной диаграмме видно, что наиболее мощными в точке наблюдения являются системы трещин А и В и что действительно при массовом невыборочном измерении ориентировок трещин на вертикальном скальном обнажении в выборку попали в основном трещины, приблизительно ортогональные плоскости обнажения. После построения диаграммы по пересчитанным данным заметны изменения в выраженности: наиболее мощной представляется система трещин С, ориентировка которой приблизительно совпадает с ориентировкой обнажения. Вероятно, трещины именно этой системы определяют собственно плоскость обнажения. Система А стала гораздо менее выраженной, системы D и E практически не проявлены.

Выводы. 1. Анализ ориентировки более 60 тысяч трещин, измеренных на 457 вертикальных скальных обнажениях, показал, что существует сильная зависимость между числом измеренных трещин и их ориентировкой относительно обнажения. Измеренная совокупность в основном представлена трещинами, ориентированными под прямым или близким к нему углом к плоскости обнажения. Трещины, субпараллельные обнажению, попадают в выборку гораздо реже, приблизительно в соотношении 1 : 40.

2. Аналитическое выражение зависимости числа трещин от ориентировки обнажения, полученное подбором эмпирической осредняющей кривой нормального распределения методом наименьших квадратов, при оговоренных выше условиях и методике измерения трещин, имеет вид: $N(a) = 7093 \times \exp(- (0,02096 \times (a - 90))^2)$, где $N(a)$ — число измеренных трещин, a — угол между плоскостями трещин и коренных выходов (в градусах).

3. При измерении трещиноватости на плоских скальных обнажениях предлагается вводить поправочный коэффициент, учитывающий фактиче-

скую вероятность попадания трещины в выборку. Простейший способ состоит в пересчете числа измеренных трещин в окне осреднения палетки диаграммы трещиноватости в зависимости от угла между ориентировками обнажения и окна. Пересчет производится по формуле: $M_d = M_n \times 2914/N(a)$, где M_n — число трещин, попадающих в окно палетки осреднения; M_d — пересчитанное значение для построения изолиний плотности трещиноватости на диаграмме; a — угол между плоскостью обнажения и плоскостью, нормаль к которой определяет центр окна палетки осреднения.

*ИТиг ДВО РАН
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
2 июня 1993 г.*

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ

(несоблюдение правил задерживает публикацию статей)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилежащих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, в высших учебных заведениях.

3. Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение, подписанное руководителем организации, в которой производилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экз., один из них обязательно первый. Рукопись, в том числе приложения, список литературы, должны быть напечатаны на одной стороне листа через два интервала (27 строк на стр., 60 знаков в строке, поля: верхнее 20, правое 10 мм, лента машинки — средней жирности).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами. Корректурa предоставляется авторам лишь для контроля, стилистическая правка, дополнения, сокращения в ней не допускаются.

8. Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

9. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны. Необходимо соблюдать различие между прописными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (*K* и *k*, *O* и *o*, *C* и *c* и т. д.), подчеркивая двумя черточками прописные буквы снизу, строчные — сверху, а также между буквами, похожими одна на другую (*q* и *g*, *l* и *e* и т. д.). Латинскую букву *I* следует писать, как римскую единицу, и отличать ее от буквы *J* (йот).

10. Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответственно дугой Π или \cup . Штрихи, единицы, запятые необходимо четко различать.

11. Греческие буквы следует подчеркивать красным карандашом, гротические — синим, рукописные — желтым.

12. Векторы набираются буквами полужирного шрифта, для отличия их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях помещать «п/ж».

13. Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

14. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературу даются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

15. Список литературы оформляется в соответствии с ГОСТ 7. I— 84 по следующему образцу: *Леонов М. Г.* Олисторомы в структуре складчатых областей. — М.: Наука, 1981; *Бурый И. В., Шарикова Н. К.* Стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.— С. 14— 26.; *Юшманов Ю. П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разрезу (Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 8—10. Если у статьи или книги число авторов не более 4-х, то указываются все, если более 4-х— то три и словосочетание «и др.».

16. Иллюстрирование статей возможно лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемого материала. Общее количество иллюстраций— не более пяти, вклейки не допускаются.

17. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размера журнальной полосы, прилагается к рукописи в конверте в двух экз., один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, выполненными на глянцевого фотобумаге.

18. Рисунки необходимо пронумеровать и приложить в двух экз. напечатанный через два интервала список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи.

19. На чертежах, картах должно быть приведено минимальное, соответствующее тексту, количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно в подписи к рисунку.

20. Место расположения рисунков и таблиц необходимо указать на полях рукописи.

21. Правка иллюстрационного материала в корректуре не допускается.

22. Для обеспечения качественного перевода журнала просим в ссылках на иностранную литературу указывать полное наименование источника на иностранном языке без произвольных сокращений, а также представлять вместе с рукописью список упомянутых в статье зарубежных географических и геологических названий и имен иностранных авторов на европейских языках или в английской транскрипции восточных языков в именительном падеже ед. числа; русские географические названия также выносить отдельным списком в именительном падеже ед. числа.

23. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), домашние и служебные адреса и телефоны.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65.
ИТиГ ДВО РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, ВО «Наука». Сибирская издательская
фирма. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Ливина*
Мл. редактор *М. А. Языкова*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Технический редактор *Т. Н. Дригун*
Корректор *В. В. Борисова*

Сдано в набор 05.10.93. Подписано к печати 19.01.94. Формат 70 × 108 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 11,9.
Уч.-изд. л. 15. Тираж 270 экз. Заказ № 752.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
Новосибирская типография № 4 ВО «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

(Адрес подписчика)