

Номер 1

ISSN 0016-853X

Январь - Февраль 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



**Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский**

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 1996 Январь - Февраль

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1996

О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое <i>Е. Е. Милановский</i>	3
Геодинамическая конвергенция палеоспрединга <i>С. А. Куренков</i>	12
О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) <i>М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный, М. Л. Сомин</i>	22
Шикотанское землетрясение 1994 г.: тектоническая позиция, геодинамические условия <i>Е. А. Рогожин</i>	33
Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже <i>С. Д. Соколов, А. А. Пейве, К. А. Крылов, В. Н. Григорьев, В. Г. Батанова, В. В. Голозубов, М. В. Лучицкая, М. В. Алексютин</i>	47
Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизийной зоны <i>В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер, Г. М. Другова, Р. И. Милькевич, А. Б. Вревский</i>	63
Тектоника Афгано-Таджикской впадины <i>Я. А. Беккер</i>	76
Новые данные по тектонике Индосинийского массива и его обрамления <i>В. А. Буш, Ю. Г. Гатинский, Ю. З. Елизарьев, Г. М. Иванов, В. В. Козлов, В. С. Ларцев, Е. Д. Сулиди-Кондратьев</i>	83

Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 1, 1996

On Correlation between Mesozoic-Cenozoic Phases of Increased Frequency of Geomagnetic Reversals, Sea Level Lowering, and Intense Compressive Deformations in the Earth Crust <i>E. E. Milanovsky</i>	3
Geodynamic Convergence of Paleospreading <i>S. A. Kurenkov</i>	12
Tectonic Mobility of Crystalline Basement Rocks in Anticline Structure Cores of The Northern Onega Region (Baltic Shield) <i>M. G. Leonov, S. Yu. Kolodijny, M. L. Somin</i>	22
The Shikotan Earthquake of 1994: Tectonic Position and Geodynamic Conditions <i>E. A. Rogozhin</i>	33
Elements of Material and Structural Regularity in Serpentinite Melange <i>S. D. Sokolov, A. A. Peyve, K. A. Krylov, V. N. Grigor'ev, V. G. Batanova, V. V. Golozubov, M. V. Luchitskaya, M. V. Aleksutin</i>	47
Structure and Metamorphism of the Belomorsk-Lapland Collision Zone <i>V. A. Glebovitskii, Yu. V. Miller, G. M. Drugova, R. I. Mil'kevich, A. B. Vrevskii</i>	63
Tectonics of the Afghan-Tadzhik Depression <i>Ya. A. Bekker</i>	76
New Data on Tectonics of the Indo-Sinian Massif and Its Framing Zones <i>V. A. Bush, Yu. G. Gatinskii, Yu. Z. Elizar'ev, G. M. Ivanov, V. V. Kozlov, V. S. Lartsev, E. D. Sulidi-Kondrat'ev</i>	83

Сдано в набор 28.09.95 г.

Подписано к печати 14.12.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 6.7 тыс. Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 546 экз.

Зак. 3679

УДК 551.24

О КОРРЕЛЯЦИИ ФАЗ УЧАЩЕНИЯ ИНВЕРСИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ПОНИЖЕНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА И ФАЗ УСИЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

© 1996 г. Е. Е. Милановский

Геологический факультет МГУ, Москва

Поступила в редакцию 27.09.94 г.

Для последних 180 млн. лет истории Земли установлена корреляция во времени между изменениями частоты геомагнитных инверсий, эвстатическими колебаниями уровня океана и глобальными изменениями режима тектонических движений. Фазам учащения геомагнитных инверсий соответствуют резкие падения уровня океана и глобальные фазы усиления сжатия в коре (фазы складчатости), фазам разрежения или отсутствия инверсий – подъем уровня океана и фазы усиления расширения коры (усиления рифтинга и спрединга) и активизации базальтового вулканизма. Поскольку изменения напряженности и инверсии полярности магнитного поля связаны с процессами, происходящими в ядре Земли, главным образом, во внешнем жидком ядре и у его границы с мантией, постольку коррелируемые с ними тектоно-магматические процессы в коре и сопряженные с последними эвстатические колебания уровня океана, очевидно, также, в конечном счете, контролируются этими сверхглубинными процессами. Их полная или почти полная синхронность позволяет предположить, что в ходе процессов, протекавших во внешнем ядре и близ его границы с мантией, многократно происходили некоторые пульсационные изменения объема ядра, которые вызывали периодические изменения напряженного состояния в мантии и коре Земли и ее общего объема.

Проблема корреляции во времени изменений параметров геомагнитного поля с различными событиями геологической истории и возможных причинно-следственных связей между ними привлекает растущее внимание исследователей. В ряде работ [6, 7, 14] было отмечено увеличение средней интенсивности геомагнитного поля на поздних стадиях тектонических циклов, характеризующихся усилением деформаций сжатия. Построенная по данным геолого-геофизических исследований дна океанов для кайнозоя и позднего мезозоя наиболее полная и достоверная шкала инверсий полярности геомагнитного поля [7] показала значительную изменчивость их частоты: в некоторые интервалы мезокайнозойской истории Земли их число достигало 5 и более за 1 млн. лет, тогда как в другие интервалы не превышала 1 - 2 за 1 млн. лет, а в течение некоторых интервалов продолжительностью в несколько миллионов лет или даже в первые десятки миллионов лет геомагнитные инверсии отсутствовали или были крайне редкими. Но неоднократные попытки выявить математически правильную ритмичность в чередовании фаз, характеризовавшихся частыми и редкими геомагнитными инверсиями, не дали убедительных результатов [16]. Вместе с тем, стала намечаться связь эпох, отличавшихся по частоте геомагнитных инверсий, с различными геологическими (тектоническими, магматическими, палеогеографическими) событиями. Так, в частности, установлена связь

длительной (более 30 млн. лет) среднемеловой эпохи (апт–сантон), характеризующийся почти полным отсутствием инверсий, с наивысшим в мезокайнозое подъемом уровня океана и максимальной интенсивностью спрединга и базальтового вулканизма [12]. Обнаружена также приуроченность позднекайнозойской эпохи (конец среднего эоцена – поныне), отличающейся многократными фазами учащения инверсий, к поздним стадиям альпийского тектонического цикла, для которых характерны многочисленные импульсы усиления деформаций сжатия (фазы складчатости) [6, 7]. Однако реальные соотношения конкретных фаз учащения и “разрежения” геомагнитных инверсий с теми или иными геологическими событиями, например, с глобальными колебаниями уровня океана или глобальными фазами усиления деформаций сжатия (фазами складчатости) и растяжения земной коры (фазами интенсификации спрединга и рифтинга), оставались невыясненными. Впрочем, Р. Стотерс [16], используя детальную временную шкалу геомагнитных инверсий для интервала времени от поздней коры до современности, опубликованную в сводке У.Б. Харленда и др. “Шкала геологического времени” [8], построил гистограмму частоты геомагнитных инверсий для последних 160 млн. лет с шагом осреднения в 4 млн. лет и вплотную приблизился к корреляции выявившихся на ней “пиков” резкого учащения

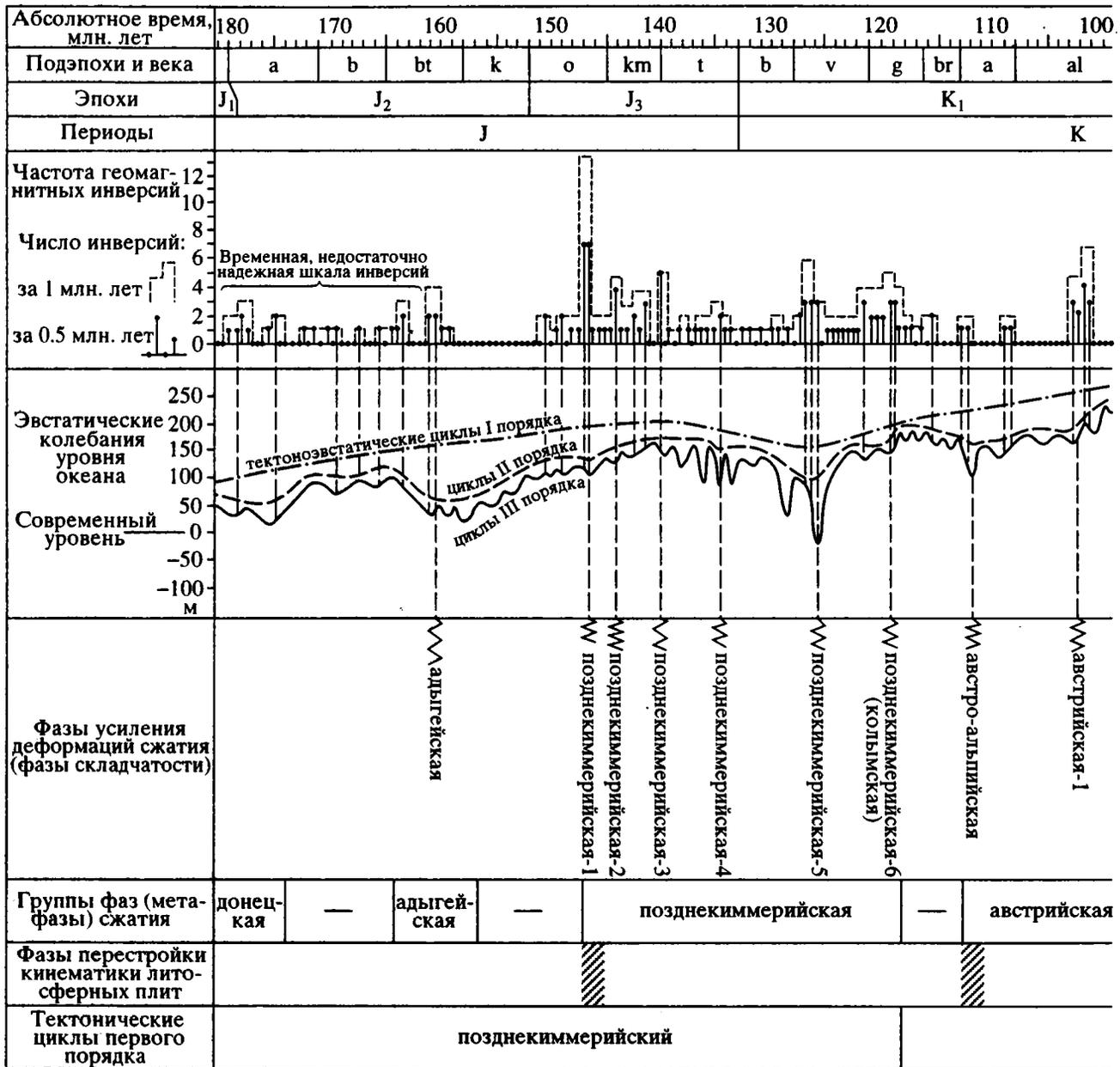


Рис. 1. Диаграмма корреляции изменений частоты геомагнитных инверсий, эвстатических колебаний уровня океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в средней и поздней юре, мелу и кайнозое.

Кривая эвстатических колебаний уровня океана – по Б. Хаку, Дж. Харденболу, П. Вэйлу [11]. Частота инверсий геомагнитного поля для интервалов времени в 0.5 и 1 млн. лет подсчитана автором по данным магнитохроностратиграфической шкалы инверсий, по [8, 11, с дополнениями по 17], “привязанной” во времени к шкале колебаний уровня океана, по [11].

инверсий с известными фазами складчатости, однако, не сделал соответствующих выводов.

Достигнутые в последнее время успехи в области сейсмостратиграфических исследований, разработке так называемой секвентной стратиграфии и изучении колебаний уровня океана в мезозое и кайнозое [2, 10] позволили Б. Хаку, Я. Харденболу и Р. Вэйлу [11] выявить цикличность эвстати-

ческих колебаний уровня океана, построить детальную схему корреляции шкал геомагнитных инверсий, стандартных хроностратиграфических и биостратиграфических подразделений, выделенных в многочисленных стратиграфических разрезах мезокайнозоя различных регионов Земли секвенций, контролируемых колебаниями уровня океана, и изобразить последние в виде эвстатической

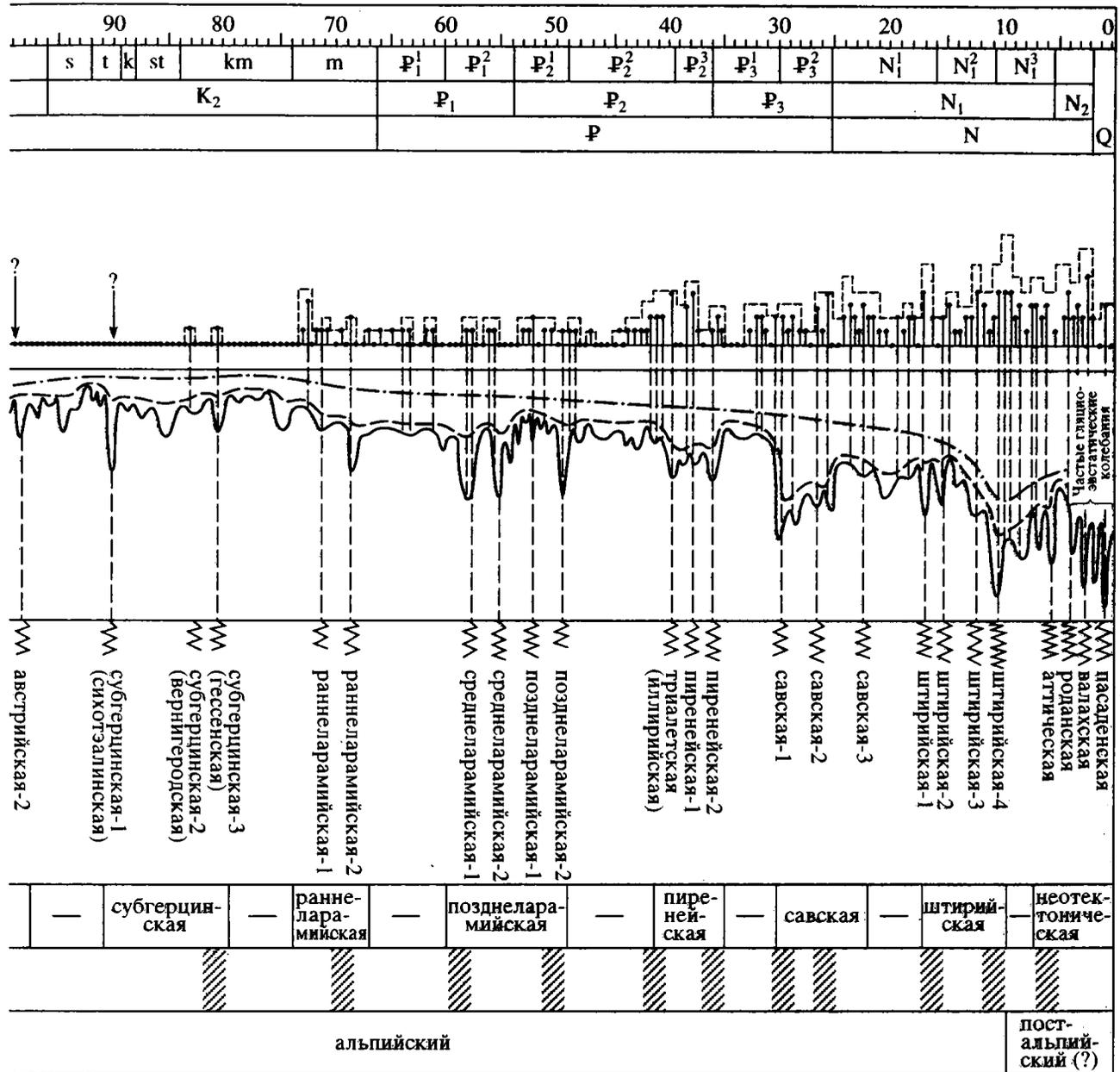


Рис. 1. Оксичание.

кривой, показывающей как геологическое время этих колебаний, там и амплитуды отклонений уровня океана от его современного положения в течение многочисленных эвстатических циклов I, II и III порядка. Шкала геомагнитных инверсий, изображенная на корреляционной диаграмме Б. Хака и др. [11], представляет несколько уточненный и дополненный вариант шкалы, приведенной ранее в книге Б. Харленда и др. [8], но отличается от нее в отношении датировки абсолютного возраста стратиграфических подразделений и геомагнитных инверсий (особенно для донеогеновой части шкалы).

Одним из главных факторов, контролирующих показанные на диаграмме Б. Хака и др. [11] колебания уровня океана и вызывающих цикличность нескольких порядков в разрезах осадочных толщ (формирование секвенций), по всей вероятности, являются периодические изменения тектонического режима и, в частности, горизонтальных напряжений в литосфере, выражающиеся в неравномерных, чередующихся во времени фазах усиления деформаций сжатия и растяжения в земной коре (реорганизация кинематики взаимоперемещения литосферных плит). На связь подъемов уровня океана с фазами усиления растяжения

коры, а его падений – с фазами усиления ее сжатия неоднократно указывал автор эти строк [3 - 5 и пр.].

Задачей данной работы было построение детальной гистограммы изменений частоты геомагнитных инверсий для интервала от средней юры до современности продолжительностью 180 млн. лет, датированных в соответствии с хроностратиграфической схемой Б. Хака и др. [11], и ее сопоставление с кривой эвстатических колебаний уровня океана тех же авторов, а также с глобальными фазами усиления деформаций сжатия в земной коре (“фазами складчатости”), шкала которых была впервые намечена Г. Штилле [15] и в дальнейшем проверена, уточнена и дополнена многими исследователями. На построенной нами гистограмме частоты геомагнитных инверсий для этого интервала (рис. 1) показано число инверсий, имевших место на протяжении отрезков времени в 0.5 млн. лет, причем учитывались как эпохи (хроны), так и эпизоды (субхроны) прямой и обратной полярности. Кроме того, были суммированы данные о количестве инверсий, происходивших в течение 1 млн. лет. На гистограмме хорошо видно, что, начиная с миоцена, т.е. в последние 25 млн. лет, преобладающая частота инверсий составляла 2 за 0.5 млн. лет; с конца среднего эоцена до конца палеогена (между 42 и 25 млн. лет назад) число инверсий в основном колебалось от 0 до 2 за 0.5 млн. лет; на протяжении палеогена, раннего и большей части среднего эоцена оно варьировало от 0 до 1 за 0.5 млн. лет. В конце раннего мела (апт – альб) и позднем мелу (кроме маастрихта) резко преобладали интервалы времени с отсутствием инверсий в течение нескольких и даже многих миллионов лет; в поздней юре и начале мела (с оксфорда до баррема) – интервалы с частотой инверсий около 1 за 0.5 млн. лет, а в средней юре частота колебалась от 0 (в келлоеве) до 0 - 1 (в аалене и бате) за 0.5 млн. лет.

На этом фоне резко выделяются относительно короткие (от 0.5 - 1 до 2, крайне редко – до 3 - 4 млн. лет) интервалы времени, когда частота инверсий возрастала до 3 - 4, а изредка – даже до 5 - 7 за 0.5 млн. лет или до 5 - 6, а в некоторых случаях – даже до 8 - 14 за 1 млн. лет. “Пики” частоты инверсий отстоят один от другого на разные отрезки времени – от 2 - 3 до 10 млн. лет и более и при этом образуют два главных сгущения. Одно из них – в оксфорде – готериве – в целом отвечает позднекимерийской, другое – с конца среднего эоцена до неогена включительно – главной альпийской эпохе складчатости.

Сравним “пики” учащения геомагнитных инверсий и интервалы между ними, когда инверсии были редкими или отсутствовали, с кривой эвстатических колебаний уровня океана. Бросается

в глаза, что длительные (от нескольких до первых десятков миллионов лет) интервалы с почти полным отсутствием инверсий (келлоеве, большая часть апта, альб – сантон, поздний кампан – ранний маастрихт, средняя часть палеогена, начало олигоцена) совпадают с эпохами сильного подъема или очень высокого стояния уровня океана. Напротив, более короткие отрезки времени, к которым приурочены пики учащения инверсий, совпадают с непродолжительными эпизодами более или менее резкого относительного понижения уровня океана с амплитудой от нескольких десятков до 100 - 150 м. При этом почти каждому резкому падению уровня океана отвечает синхронный ему пик учащения инверсий или их появление на фоне более или менее длительного отсутствия.

Видимое исключение, казалось бы, представляла эпоха от конца апта до начала кампана, когда на фоне очень высокого стояния уровня океана (до 200 - 250 м выше современного) имели место несколько коротких эпизодов его снижения, не отмеченные в существующих шкалах учащениями геомагнитных инверсий. Однако недавно Дж. Тардуно и др. [17] обнаружили в средней части альбских отложений Умбрийских Апеннин пачку мощностью 32 м, в ходе накопления которой за 2 млн. лет произошло 12 инверсий полярности геомагнитного поля. Это открытие показывает, что внутри длительной среднемеловой эпохи “спокойного магнитного поля” с доминирующей нормальной полярностью и низкой интенсивностью имела место, по крайней мере, одна, а, возможно, несколько других, пока еще достоверно не установленных кратковременных фаз, в течение которых происходили обращения геомагнитного поля, синхронные с эпизодами падения уровня океана (в частности, в конце альба и на рубеже турона и коньяка).

Очень частые и короткие (измеряемые десятками тысяч и тысячами лет) колебания уровня океана, имевшие место в позднем плиоцене и антропогене, также не находят адекватного отражения на гистограмме частоты геомагнитных инверсий, но совершенно очевидно, что эти колебания в основном имели гляциоэвстатическую природу и контролировались многократными резкими изменениями общего объема вод Мирового океана в связи с “забором” части их в мощные и обширные ледниковые щиты континентов, что приводило к падениям уровня океана во время ледниковых эпох до 150 м и более ниже современного.

Обратимся теперь к сопоставлению изменений частоты геомагнитных инверсий и соответствующих им колебаний уровня океана с глобальными фазами усиления деформаций растяжения и расширения земной коры (фазами усиления спрединга и рифтинга) и фазами усиления деформаций

сжатия (фазами складчатости, замедления спрединга и реорганизации кинематики литосферных плит). На протяжении поздней юры, мела и кайнозоя Г. Штилле [15] выделил ряд фаз складчатости или, точнее, фаз усиления складчатых и шарьяжно-надвиговых деформаций в геосинклинальных областях и более слабых ("германотипных") деформаций сжатия в некоторых других областях (в частности, на молодых плитах). Вначале, в основном на материале складчатых областей Европы, были намечены такие фазы, как позднекиммерийская (в конце юры), австрийская (в конце раннего мела), субгерцинская (в середине позднего мела), ларамийская (в самом конце мела – начале палеогена), пиренейская (на рубеже эоцена и олигоцена), савская (на рубеже олигоцена и миоцена), штирийская (в среднем миоцене), аттическая (в конце миоцена), роданская и валахская (в плиоцене). В ходе последующего более детального изучения истории деформаций сжатия в складчатых областях разных континентов эта концепция в основном подтвердилась, но были дополнительно выявлены некоторые новые фазы (например, адыгейская в конце средней юры, триалетская, или иллирийская, в конце среднего эоцена и пр.). Также обнаружилось, что в различных складчатых областях или их зонах деформации, соответствующие той или иной фазе, проявлялись не вполне одновременно или повторялись в них через короткие промежутки времени и что многие из фаз складчатости, выделенные Г. Штилле (например, позднекиммерийская, австрийская, субгерцинская, ларамийская, пиренейская, савская, штирийская), в действительности либо состоят из нескольких подфаз, либо должны рассматриваться в качестве мегафаз (или групп из нескольких близких по времени фаз), некоторым из которых стали давать самостоятельные названия [1, 18, 19 и др.]. Эти фазы (или подфазы) показаны в нижней части корреляционной таблицы (см. рис. 1). Как можно видеть из нее, они отвечают во времени моментам понижения уровня океана и, вместе с тем, фазам учащения геомагнитных инверсий.

В отличие от позднекиммерийских, а также позднеальпийских фаз сжатия, которым на гистограмме частоты геомагнитных инверсий отвечают их резкие пики, раннеальпийским фазам сжатия либо соответствуют более слабо выраженные пики, либо эти фазы вообще не отмечены на существующих шкалах геомагнитных инверсий их учащениями. Однако, как уже говорилось, это явление, возможно, лишь кажущееся и связано с недостаточной пока изученностью геомагнитной летописи Земли. На это, в частности, указывает обнаружение в разрезах Апеннин резкого пика учащения инверсий на уровне средней части альба, синхронного австрийской фазе складчатости. Интервалы времени между отдельными

фазами активизации сжатия и, особенно, между группами сближенных фаз (или мегафазами) характеризуются относительным усилением деформаций растяжения коры в форме рифтинга на континентах и их окраинах, ее расширения в форме спрединга в океанах, а также активизацией базальтового вулканизма в глобальном масштабе. На кривой эвстатических колебаний этим интервалам отвечают периоды подъема и высокого стояния уровня океана (особенно в мелу и палеогене), а на гистограмме геомагнитных инверсий – периоды с относительно низкой частотой их проявления или даже с почти полным их отсутствием (в келловее, альбе, кампане, среднем палеоцене).

Итак, проведенная для второй половины мезозоя и кайнозоя корреляция изменений частоты геомагнитных инверсий, эвстатических колебаний уровня океана и чередующихся фаз усиления деформаций сжатия (сокращения) и растяжения (расширения) коры показывает, что относительно короткие фазы учащения геомагнитных инверсий синхронизируются с короткими фазами понижения уровня океана и фазами усиления деформаций сжатия (фазами складчатости), а многие из них – также с фазами перестройки кинематики литосферных плит в пределах ложа океанов. Напротив, более продолжительные фазы, характеризующиеся более редкими геомагнитными инверсиями или их отсутствием, коррелируются с фазами относительного подъема и высокого стояния уровня океана и фазами интенсификации спрединга, рифтинга и базальтового вулканизма (рис. 2).

Эмпирически установленная корреляция во времени событий в истории геомагнитного поля Земли, тектонических деформаций коры и колебаний уровня океана, несомненно, должна указывать на внутреннюю взаимосвязь этих явлений. Совпадение кратковременных резких падений уровня океана с фазами усиления сжатия в коре, очевидно, может свидетельствовать о том, что в основном они контролируются происходящими в эти фазы такими деформациями верхней части земной коры и ее поверхности, в том числе дна океанов, которые в целом увеличивают их глубину и емкость океанических впадин как главных вместилищ водной массы гидросферы. Внутриокеанические спрединговые хребты в такие фазы несколько оседают. Совпадение со многими из фаз усиления сжатия в коре и падения уровня океана фаз реорганизации кинематики литосферных плит, разделенных спрединговыми поясами, которая выражается во временном замедлении или приостановке спрединга и некоторой переориентировке движения дивергирующих плит, вероятно, указывает на то, что в подобные моменты притормаживаются конвекционные течения в мантии,

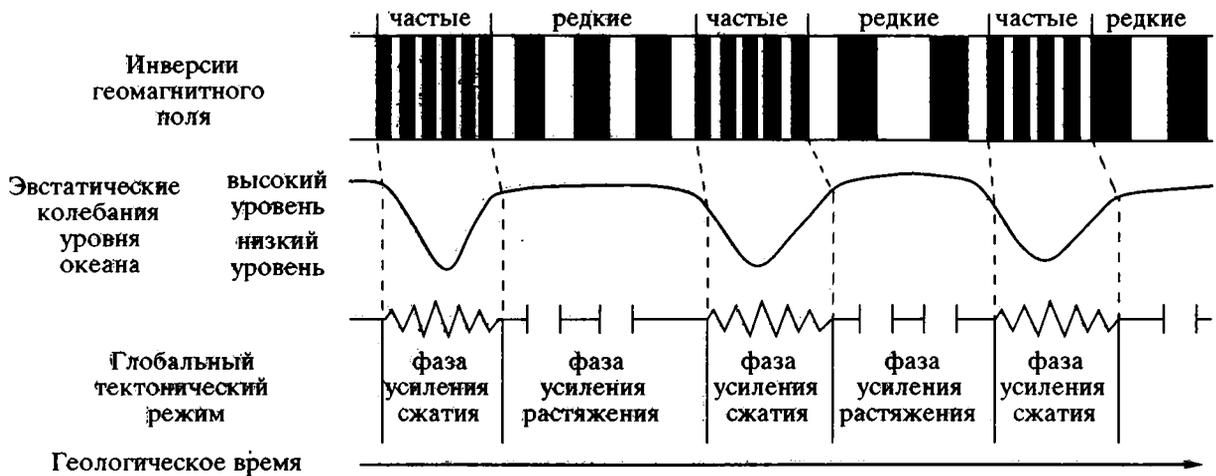


Рис. 2. Принципиальная схема соотношений во времени изменений частоты геомагнитных инверсий, тектоноэвстатических колебаний уровня океана и глобальных фаз усиления тектонических деформаций сжатия и расширения земной коры в мезозое и кайнозое.

после чего их план может претерпевать некоторые изменения.

Напротив, совпадение более длительных фаз относительного подъема и высокого стояния уровня океана с фазами усиления горизонтального растяжения и расширения коры (рифтинга и спрединга), по-видимому, объясняется некоторым общим «разглаживанием» поверхности Земли и, в том числе, большей части ложа океанов (за исключением расширяющихся и, вероятно, воздымающихся в такие фазы внутриокеанических спрединговых хребтов), что в целом приводит к уменьшению общей емкости океанических впадин и, соответственно, к подъему уровня океана и его трансгрессиям.

Магнитное поле Земли, согласно современным представлениям, формируется в ходе процессов, происходящих во внешнем жидком и, возможно, внутреннем твердом ядре, а также в пограничной зоне между ядром и нижней мантией. Эти процессы, характер которых пока недостаточно ясен и здесь не обсуждается, в конечном счете контролируют эволюцию вышележащих оболочек Земли — ее мантии и коры. В изменениях напряженности геомагнитного поля и инверсиях его полярности, то относительно редких, то резко учащающихся, по-видимому, проявляется неравномерность и циклический характер тех чрезвычайно глубинных процессов, которые происходят в ядре и низах мантии Земли и отзвуком которых являются тектоно-магматические процессы в ее коре и эвстатические колебания уровня океана на ее поверхности.

Каким же способом могли передаваться от границы внешнего ядра через толщу мантии мощностью почти в 3000 км к поверхности Земли те глубинные энергетические импульсы, «сигнала-

ми» которых являются многочисленные инверсии геомагнитного поля и периодически чередовавшиеся фазы их учащения и разрежения, а результатами их воздействия на земную кору — многократно сменявшие друг друга фазы усиления ее сжатия и растяжения и синхронные им эвстатические колебания уровня океана? Можно допустить два главных, вероятно, взаимосвязанных способа передачи этих импульсов через мантию в земную кору: 1) распространение тепловых волн от поверхности ядра и 2) периодические изменения напряженного состояния мантии и коры и объема Земли в целом под воздействием пульсационных изменений объема ее ядра.

Естественно предположить, что на протяжении истории Земли тепловыделение с поверхности ядра многократно изменялось, и при периодически происходивших его усилениях через мантию к поверхности Земли распространялись термические волны, которые, достигая земной коры, вызывали в ней разнообразные тектонические деформации а также метаморфические, магматические и другие геологические процессы. Конечно, в основном речь может идти о конвективном способе распространения глубинного тепла (т.е. с восходящими потоками вещества теплоносителей), поскольку кондуктивное распространение тепла (благодаря теплопроводности вещества мантии и коры) происходит чрезвычайно медленно. Так, например, по мнению В.В. Белоусова [9], неравномерность в подъеме anomalно горячих глубинных масс может объяснить наличие тектоно-магматических циклов и изменения в ходе геологических процессов во времени в целом.

Обсуждая недавно эту проблему, Р. Ларсон и П. Олсон [13] подчеркнули, что эпохи, характеризовавшиеся редкими геомагнитными инверсиями

и, в особенности, их почти полным отсутствием на протяжении нескольких десятков миллионов лет (например, эпоха “среднемелового суперхрона”), отличались активизацией конвективных процессов во внешнем ядре и усилением выделения тепловой энергии, распространявшейся от его поверхности в мантию и далее в кору. В такие эпохи интенсифицировался процесс формирования в низах мантии мощных горячих плюмажей (“суперплюмов”) и их подъема через мантию к подошве коры. Напротив, эпохи, характеризовавшиеся более частыми инверсиями геомагнитного поля, должны были отличаться менее устойчивой и в целом относительно пониженной теплоотдачей от поверхности ядра в мантию. Согласно расчетам этих исследователей, скорость конвективного переноса тепла, распространявшегося с поднимающимися через высоковязкую мантию обширными мантийными плюмажами, формировавшимися в подобные эпохи, не могла превышать 10 см/год. Следовательно, появление горячих пятен в верхах мантии и коре должно было бы запаздывать по отношению к началу фазы усиления теплоотдачи от ядра или к моменту возникновения плюмажей в низах мантии (т.е. к началу “суперхрона”) не меньше, чем на 30 млн. лет. В этом случае фактическую одновременность начала среднемелового суперхрона на уровне границы ядра и мантии и начала резкого усиления базальтового вулканизма на земной поверхности следовало бы рассматривать как случайное совпадение причинно не связанных между собой событий и считать, что глобальное усиление спрединга, рифтинга и базальтового вулканизма в апте – альбе было обусловлено воздействием на земную кору более ранней тепловой волны, “стартовавшей” от границы ядра на 30 млн. лет раньше, т.е. приблизительно в середине поздней юры. Ощущая сомнительность такого допущения о случайном совпадении во времени этих событий, Р. Ларсон и П. Олсон высказали также альтернативное предположение о том, что тепловые волны распространялись от границы ядра к коре в основном через проводящие каналы в мантии, роль которых могли играть уже существовавшие к тому времени более древние, в частности, юрские мантийные плюмажи, вновь активизировавшиеся в раннемеловое время. В этом случае скорость подъема тепловых волн могла быть на порядок большей и достигать 100 см/год, и поэтому запаздывание начала глобального усиления базальтового вулканизма, спрединга и рифтинга в конце раннего мела по сравнению со временем начала мощного импульса усиления теплоотдачи от внешнего ядра в мантию могло бы сократиться до нескольких, скажем, до 3 - 5 млн. лет, что, по мнению Р. Ларсона и П. Олсона [13], могло бы удовлетворительно объяснить приблизительное совпадение эпохи “среднемелового суперхрона” (контролируемой процессами, происходившими на

уровне границы ядра и мантии) и среднемеловой эпохи усиления спрединга и базальтового вулканизма на поверхности Земли.

Однако приведенные выше данные говорят о том, что в действительности имело место не только примерное совпадение во времени длительных эпох (суперхронов), отличавшихся редкостью геомагнитных инверсий, с эпохами усиления спрединга, рифтинга, базальтового вулканизма и высокого стояния уровня океана, но также практически почти полное совпадение или близость в геологическом масштабе времени (с точностью, по крайней мере, до 0.5 - 1 млн. лет) гораздо более кратковременных фаз учащения геомагнитных инверсий с непродолжительными фазами усиления сжатия в коре и моментами резкого падения уровня океана, т.е. синхронность в ритмике процессов, протекавших на уровне границы ядра и мантии, и процессов, происходивших в верхней части коры и на поверхности Земли. При этом не отмечается признаков запаздывания последних по отношению к пикам учащения геомагнитных инверсий более чем на 0.5 - 1 млн. лет. Следовательно, передача энергетических импульсов от поверхности ядра к поверхности Земли происходила, по крайней мере, еще на порядок быстрее, чем предполагают Р. Ларсон и П. Олсон, и ее вряд ли возможно объяснить лишь распространением тепловых волн конвективным путем с помощью проводящих каналов, в частности, мантийных плюмажей, хотя как фактор, контролирующей длиннопериодную цикличность тектоно-магматических процессов, они, вероятно, играют очень большую, возможно, даже определяющую роль. Что же касается природы более короткопериодной ритмичности различных глубинных и приповерхностных процессов продолжительностью в первые миллионы и менее миллиона лет и, в частности, совпадения фаз учащения геомагнитных инверсий с фазами усиления сжатия в коре и моментами падения уровня океана, то в качестве рабочей гипотезы можно высказать предположение о том, что в ходе процессов, протекавших во внешнем ядре Земли и близ его границы с мантией, многократно происходили некоторые изменения объема ядра пульсационного характера, которые вызывали изменения напряженного состояния в мантии и коре и общего объема Земли.

В частности, в эпохи и фазы некоторого расширения ядра, отмеченные сравнительно редкими геомагнитными инверсиями или их длительным отсутствием, соответственно несколько возрастала объем Земли в целом и площадь ее поверхности, происходило некоторое разуплотнение вещества мантии, в ней усиливались конвективные течения, отражавшиеся в активизации перемещений литосферных плит, и рост мантийных плюмажей, служивших главными каналами подъема

глубинного тепла; адиабатический разогрев верхних горизонтов мантии приводил к разрастанию астенولينз и астеносферы в целом и возникновению в них очагов выплавления базальтовой магмы. Благодаря растяжению земной коры в такие фазы базальтовые расплавы проникали в ее верхние горизонты или изливались на поверхность Земли в областях, испытывавших наиболее интенсивное расширение, сконцентрированное в линейных спрединговых и рифтовых зонах, а также рассеянное в пределах базальтовых плато океанов и трапповых бассейнов континентов. Главные неровности поверхности Земли и, в частности, ложа океанов, за исключением спрединговых хребтов в их пределах, несколько "разглаживались", что уменьшало емкость океанических впадин и приводило к эвстатическим повышениям уровня океана.

С подобными фазами чередовались более короткие фазы, отмеченные частыми геомагнитными инверсиями, когда объем ядра несколько уменьшался и соответственно несколько сокращался объем всей Земли и площадь ее поверхности. Вещество мантии испытывало в такие фазы некоторое уплотнение, конвекция и рост мантийных плюмажей в ней затруднялись или даже приостанавливались, астенولينзы и астенослои и очаги выплавления базальтовой магмы в верхах мантии сокращались или отмирали; проницаемость коры снижалась, в ней и, по-видимому, также в мантии возрастали избыточные девиаторные напряжения, рифтинг временно прекращался, спрединг ослабевал или приостанавливался; в тектонических зонах, нижняя часть коры которых была в эти фазы (фазы складчатости) наиболее прогретой и пластичной, происходили или усиливались деформации сжатия. Некоторое сокращение площади поверхности Земли в связи с ее общим сжатием проявлялось также в крупных короблениях земной коры, усилении ее неровностей, в частности, в воздымании горных сооружений и континентальных массивов и опускании впадин дна океанов, что увеличивало их емкость и приводило к эвстатическим падениям уровня океана.

В целом фазы некоторого расширения ядра и Земли характеризовались наибольшим выделением и расходом энергии самых глубинных геосфер, в первую очередь ядра, которая затрачивалась, в частности, на преодоление нагрузки вышележащих оболочек нашей планеты, а фазы некоторого сокращения объема ядра и Земли в целом (сопровождаемого учащением геомагнитных инверсий) отличались относительно несколько пониженным выделением энергии самых глубинных геосфер. Главным источником энергии, расходовавшейся в такие фазы на деформации сжатия в земной коре, очевидно, являлась гравитационная энергия, накопившаяся в ней в предшествовавшие фазы преобладавшего расширения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во Ин. лит., 1961. 836 с.
2. Вэйл П.Р., Митчел Р.М. мл., Томсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. 1982. Т. 1. С. 160 - 183.
3. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3 - 16.
4. Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионной фазы пульсаций Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 10 - 29.
5. Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копачевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С.О. О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // Докл. АН СССР. 1992. Т.326. № 2. С. 313 - 317.
6. Никишин А.М., Лейбов М.Б. О корреляции эпох тектонической истории Земли с изменениями ее магнитного поля // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 1. С. 167 - 170.
7. Палеомагнитология. / Под ред. Храмова А.Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
8. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 141 с.
9. Belousov V.V. Certain trends in Present-day geosciences // Critical aspects of the plate tectonics theory. Vol. I. Theophrastus publications. Athens, 1990. P. 3 - 16.
10. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156 - 1167.
11. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. USA, Oklahoma: Tulsa, 1988. № 42. P. 11 - 108.
12. Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. Vol. 19. № 10. P. 963 - 966.
13. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 107. № 3/4. P. 437 - 447.
14. Prevot M., Derder M.El.M., McWilliams M., Thompson J. Intensity of the Earth's magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 97. № 1/2. P. 129 - 139.
15. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraeger, 1924. 248 s.
16. Stothers R.B. Periodicity of the Earth's magnetic reversals // Nature. 1986. Vol. 322. P. 444 - 446.
17. Tarduno J.A., Lowrie W., Sliter W.V., Bralower T.J., Heller F. Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian Contessa section, Umbrian Apennines,

- Italy: implications for the existence of a Mid-cretaceous mixed polarity interval // Journ. geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B1. P. 241 - 271.
18. *Tollmann A.* Die alpidischen Gebirgsbildungen – Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten // Geotekt. Forschungen. 1966. 21. 156 s.
19. *Trümpy R.* The timing of orogenetic events in the Central Alps // Gravity and tectonics // Eds. K.A. de Long and R. Scholten. New-York: J. Wiley and sons, 1973. P. 229 - 251.

Рецензент: В.Е. Хаин

On Correlation between Mesozoic-Cenozoic Phases of Increased Frequency of Geomagnetic Reversals, Sea Level Lowering, and Intense Compressive Deformations in the Earth Crust

E. E. Milanovsky

It is shown for the last 180 Ma of the Earth history that changes in frequency of geomagnetic reversals, eustatic fluctuations of sea level, and global regime of tectonic movements are interrelated. Phases of more frequent geomagnetic reversals are correlative with periods of intense sea level lowering and phases of strong compressive deformations in the crust (folding phases). In contrast, phases with rare or no reversals coincide in time with periods of high sea level and extreme crustal extension (accelerated rifting and spreading) associated with active basaltic volcanism. Because the geomagnetic-field intensity and reversals depend on processes in the Earth's core, first of all in the outer liquid core, the correlative tectono-magmatic processes in the crust and associated eustatic fluctuations of sea level seem to be also under the control of these superdeep processes. The complete, or nearly complete synchronism of events under consideration suggests that processes in the outer core were responsible for some pulsation of core volume, and this resulted in periodic changes in the stresscondition state of the crust, mantle, and entire volume of the globe.

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНВЕРГЕНЦИЯ ПАЛЕОСПРЕДИНГА

© 1996 г. С. А. Куренков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.05.94 г.

Изучение базитовых частей офиолитовых ассоциаций Тянь-Шаня, Мугоджар, Западного Саяна, Центральной и Южной Монголии, Тувы, Казахстана позволило выявить особенности строения комплексов "дайка в дайке". Существование разновидностей объясняется тем, что дайковые комплексы формируются в геодинамических условиях спрединга как концентрированного, так и рассеянного типов. В результате детального изучения дайковых комплексов в траппах Тунгусской синеклизы установлен континентальный тип рассеянного спрединга. Следует подчеркнуть, что в офиолитах дайковые комплексы формируются при новообразовании океанической коры, в траппах – при преобразовании континентальной. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга заключается в структурно-морфологической тождественности магматических образований, формирующихся при спрединге как океанических, так и континентальных литосферных блоков.

ВВЕДЕНИЕ

Процесс, определяемый термином "спрединг, или **растекание океанического дна** (sea floor spreading)", служит основой геотектонических гипотез, трактующих историю Земли с мобилистских позиций.

Явление спрединга установлено благодаря изучению дна современных океанов. Первые предположения о "растекании океанического дна" были высказаны Г. Хессом и Р. Дитцем в 1961 - 1962 гг. [3, 39, 44, 45]. К этой идее они шли, анализируя строение обнаруженной к этому времени мировой системы океанических хребтов. Чуть позднее Ф. Вайн и Д. Мэтьюз в своих построениях соединили геомагнитные особенности строения дна, выразившиеся в линейных (полосовых) аномалиях, с гипотезой спрединга [2]. С этого момента представления о растекании океанического дна можно считать окончательно оформившимися.

В последующие двадцать лет было получено множество фактов, подтвердивших реальность спредингового процесса. Постепенно явление стали единодушно относить к разряду общепризнанных.

Как это часто случается в эмпирических науках, явления и понятия, в самом начале их изучения не получившие четкого определения, приобретают свойства терминов свободного пользования и широкого толкования. Существовали такие, как, например, в "Толковом словаре английских геологических терминов" [35, с. 119], где предлагается под спредингом океанического дна понимать гипотезу, "согласно которой океаническая кора нарастает за счет подъема конвективных течений магмы вдоль срединно-океанических хребтов или мировой рифтовой системы

и последующего раздвижения вновь созданного материала со скоростью от 1 до 10 см в год". На современном уровне развития геотектоники подобного рода толкования представляются неверными: спрединг не гипотеза, а реальный геологический процесс.

В качестве рабочего понятия в данном исследовании используется следующее определение: под **спредингом** понимается процесс в земной коре, выражающийся в раздвигании ее блоков и заполнении высвобождающегося пространства магмой.

Следовательно, **спрединг** представляет собой коровое проявление разуплотнения мантийного вещества в мантийном диапире, которое, скорее всего, связано с восходящими ветвями конвективных ячей в глубинах Земли [36]. Поэтому изучение спрединговых структур помогает пролить свет не только на процессы формирования коры, но и позволяет судить о характере глубинных процессов, возбуждающих в литосфере геодинамическое состояние растяжения.

К сожалению, те области Земли с океанической корой, где был выявлен спрединг, скрыты мощными толщами воды.

Возможность для непосредственного изучения океанической коры создалась благодаря идентификации с ней офиолитовых ассоциаций, включенных в виде тектонических покровов в структуру фанерозойских складчатых областей [20 - 23]. В обнажениях таких офиолитовых фрагментов является уникальная возможность изучать все горизонты разреза океанической коры. Установлено, что максимальное количество информации о процессе спрединга удастся извлечь из изучения пород, являющихся аналогом 2-го слоя океанической

коры: базальтовых подушечных лав и дайковых комплексов [8, 9, 16, 25].

В самом начале развития современных мобилистских воззрений на процессы, формирующие лик Земли, предполагалось, что существует строгая приуроченность спрединговых центров к срединно-океаническим хребтам океанов. Дальнейшее изучение спрединга в целом подтвердило правильность подобных представлений. В добавление к этому удалось выявить существование структур с повторным возникновением спрединга и явление его рассеивания. В последнее время эта проблема рассматривалась в работах Ю.М. Пущаровского и С.В. Руженцева [28, 29], В.Е. Хаина [36].

Рассеивание выражается в синхронном или близком по времени проявлении множественных зон магмовыведения. Отдельные признаки начала рассредоточения спрединга выявляются в областях срединно-океанических хребтов. По мере удаления от последних обнаруживаются явные следы рассеивания спрединга. Выясняется, что диффузное расположение осей раздвигания при спрединге – одно из неперемняемых условий растяжения земной коры, указывающее на скрытые сложности конвективного процесса и тектоническую расслоенность литосферы. Изучение закономерностей внутреннего строения офиолитов показывает, что при их формировании, особенно базитовой части, происходило перераспределение поля растягивающих напряжений по вертикали, что свидетельствует о “многоэтажности” процесса спрединга. На каждом “этаже” при раздвигании блоков земной коры формируются специфические структуры, выявление которых позволяет воссоздавать модели геодинамической ситуации растяжения.

Особенности строения магмоподводящих комплексов траппов, внедрявшихся в тело древних платформ, демонстрируют тождественность морфометрических параметров дайковых серий с аналогичными образованиями, формировавшимися в условиях палеоокеанического спрединга [13, 15]. Континентальный спрединг, имеющий отчетливо рассеянный характер, оказался ответственным за появление гигантских объемов кратковременных базальтовых выплавов в пределах Тунгусской синеклизы [14]. В еще более отчетливой форме в траппах континентов проявляется многоэтажность спрединга и независимость развития процесса от состава магмы [15]. Это означает, что спрединговая реализация геодинамической ситуации растяжения может раскрываться адекватным геомеханизмом в океанических и континентальных блоках земной коры.

В данном исследовании предпринята попытка разобраться в закономерностях процесса спрединга, принципах его рассеивания, его “много-

этажности” и в других, более частных геодинамических явлениях, сопровождающих условия растяжения в земной коре.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Достаточно протяженный отрезок времени процесс спрединга расценивался как сравнительно простой геодинамический механизм. Над зоной разуплотненной мантии – мантийным диапиром – происходит перманентное раздвигание плит, сопровождаемое заполнением высвобождающегося пространства постоянно генерируемой магмой [47].

Позднее стали накапливаться факты нарушения стройности созданной картины процесса. Детализация и уточнение магнитных карт, анализ геоморфологических и тектонических образований дна океанов выявили существенные нарушения симметричности расположения структур, в том числе полосовых аномалий, по отношению к осям срединных хребтов [12, 42]. Это сразу расширило сферу применения идеи К. Саймудсена [51] о джампинге (перескоке) осей магмовыведения. Скачки осей растяжения свидетельствуют о неравномерности процесса растяжения [6], указывая на приложение дополнительных геодинамических сил, в числе которых можно назвать сдвиговую компоненту растяжения, а также ротационный эффект.

Дальнейшее развитие идея о многообразии реализации растягивающих геодинамических обстановок получила в попытках объяснить существование участков океанических структур, лишенных полосовых аномалий. Было высказано предположение о существовании ситуации, когда значительная часть океанической плиты, подвергаясь растягивающим усилиям, приобретает несколько одновременных или почти синхронных осей магмовыведения, – возникли представления о диффузности спрединга.

Основываясь на анализе обнаруженных в траппах континентов специфических спрединговых комплексов типа “дайка в дайке”, Ю.М. Пущаровский высказал мысль о необходимости развить идею о спрединговом механизме становления мафитовых магматитов в теле древней платформы как крайнем выражении рассеяносрединговой геодинамической ситуации. В целом соглашаясь с этой идеей, В.Е. Хаин считал целесообразным определить такой механизм становления траппов как континентальный спрединг [36].

Таким образом, к середине восьмидесятых годов стало очевидным, что спрединг представляет собой мощный геодинамический процесс, ответственный не только за образование новой коры на дивергентных границах плит, но и приводящий

к существенному “дорабатыванию” океанической коры и к преобразованию платформенных блоков.

Широкий спектр структур, которые формировались в условиях спрединга как палеоокеанической, так и континентальной земной коры, создает предпосылку для эволюционного анализа процессов растяжения в фанерозойской истории Земли.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СПРЕДИНГА

Максимальное количество информации о процессе спрединга извлекается при комплексном изучении пород, являющихся аналогом 2-го слоя океанической коры: базальтовых подушечных лав и дайковых комплексов. Последние представлены сериями специфического строения, которые лучше всего определяются термином “дайка в дайке” (sheeted dykes complex).

Сам механизм формирования подобных комплексов, который обеспечивает непрерывное внедрение магмы в постоянно, но импульсивно раскрывающуюся трещину или их систему, предопределяет консервацию в магматических образованиях множества сведений об особенностях геодинамического процесса растяжения.

Интерпретация таких сложно построенных систем магматических тел с фиксированных позиций оказалась невозможна. В частности, в эвгеосинклинальной зоне Мугоджар серии даек, вложенных одна в другую, принимались за пакеты потоков массивных лав, позднее тектоническими деформациями переведенные в субвертикальное залегание [1].

До середины семидесятых годов в офиолитовой литературе господствовало мнение Т. Тайера [33], суть которого в том, что дайковые горизонты не характерны для офиолитовых разрезов. Но постепенно стали множиться примеры офиолитовых разрезов, в которых устанавливались дайковые “горизонты”: острова Кипр [40 - 42, 49, 52], Ньюфаундленд [17, 38, 43, 53, 55, 59], Маккуори [56, 57], в Турции [58], Монголии [5, 25], Омане [50], Норвегии [54], Калифорнии [46]. На территории бывшего СССР комплексы типа “дайка в дайке” изучены на Камчатке [18], на острове Шикотан [19], на Урале [24, 27, 30 - 32, 34], Южном Тянь-Шане [16], Южном Гиссаре [26], Западном Саяне [4, 37].

В 1980 г. значительная часть материалов по строению и условиям формирования дайковых комплексов обобщена в работе А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова [25].

Горизонты “стратифицированного” габбро неоднородностью строения и гетерогенностью вещественного состава также во многом обязаны особенностям спредингового механизма. К сожа-

лению, эти закономерности с трудом вычитываются из анализа особенностей реальных объектов.

ИСПОЛЬЗУЕМАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

В процессе спрединга происходит раздвижение плит земной коры с одновременным заполнением высвобождающегося пространства магмой, формируются **спрединговые комплексы**. На разных уровнях глубинности они представлены соответствующими породами или их ассоциациями (сверху вниз): потоки пиллоу-лав, дайковые горизонты с зонами переходов в лавам и к габбро, магматическое (изотропное) габбро (реликты вторичных магматических камер).

Комплексом “**дайка в дайке**” принято называть пакет из пластинчатых магматических тел, внедрившихся одно в другое как результат последовательного заполнения магмой пространства, образующегося при пульсирующем раскрытии одной и той же трещины или их системы. В англоязычной литературе этому термину эквивалентно понятие “sheeted dykes complex”, которое часто переводится термином “**параллельные дайки**”. Это определение не лучшим образом передает принципиальную сущность комплекса, так как параллельными могут быть не только вложенные одно в другое, но и изолированные дайковые тела. Понятия “**сближенные дайки**” и “**сближенные рои даек**” полнее передают строение комплексов, но их предпочтительнее оставить за действительно сближенными дайками или роями даек, то есть такими совокупностями первично вертикальных магматических тел, которые разделены небольшими по ширине вмещающими пространствами. Определения типа “**пластинчатые дайки**”, “**расщепленные дайки**” лишены связи с характерными чертами строения рассматриваемых дайковых комплексов, а поэтому отнесены к разряду неудачных.

Дайка в традиционном понимании – стенообразное магматическое тело, первоначально занимающее в пространстве положение, близкое к вертикальному. Такое тело характеризуется наличием двух **эндоконтактов** (закалок), представленных субпараллельными закальными зонами, ограничивающими дайку с двух сторон.

В процессе спрединга дайки могут разрываться на две или несколько частей. В случае, когда дайка рвется пополам, образуется магматическое тело, у которого один эндоконтат представлен криптокристаллическими фациями и, следовательно, является **закальным (активным)**, а другой выражен раскристаллизованными породами – **пассивный**. Такое тело можно определить как **полудайку (однозакальная дайка)**. В случае разрыва дайки более чем на две части может получиться

тело, лишенное обоих эндоконтактов, – **пассивная дайка**.

В тех случаях, когда центральные и краевые части существенно отличаются по составу (например мафитовая и ультрамафитовая), **дайки** носят название **телескопированных**.

В системах “дайка в дайке” встречаются остатки междайковых пространств, получившие в зарубежной, а теперь и в отечественной геологии специальный термин – **скрин**.

В изученных разрезах нередко появляются пластовые образования – **силлы**. В этих случаях терминологический аппарат не требует серьезных корректировок. Серию из нескольких вложенных одно в другое пластовых тел правомочно называть “**силл в силле**”, а разорванные тела – “**полусиллами**”, так же, как и пластовые тела, лишенные в процессе формирования эндоконтактных зон, “**пассивными силлами**”. В системах типа “силл в силле” могут сохраняться остатки вмещающих пород, которые для отличия их от дайковых ситуаций определяются термином “**септа**”, с соответствующим определением, указывающим на вещественный состав.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выявление характера геодинамического развития спрединга базируется на тех разрезах офиолитовых ассоциаций, где лучше сохранились базальтоидные комплексы. При выборе объектов учитывались условия обнаженности: она должна быть площадной и обязательно иметь глубокие вертикальные врезы. Сами объекты должны быть представительными по размерам, дабы избежать выявления случайных, незакономерных особенностей строения. И, пожалуй, самое главное требование – регион, в котором располагается опорный объект, должен отличаться высокой степенью изученности.

Южные Мугоджары. Офиолиты Мугоджар, так же, как многие другие фрагменты палеоокеанических структур Урала, соответствуют требованиям всестороннего изучения процесса спрединга. Из общего ряда южномугоджарские офиолиты выгодно выделяются кайнотипностью облика пород. Кроме того, они, в сравнении с другими офиолитами, слабо затронуты процессами пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

Лучше других в офиолитовом разрезе Южных Мугоджар представлены палеоаналоги базальтового слоя (2-й слой коры океанического типа), в которых наиболее хорошо выражен комплекс типа “дайка в дайке” [7, 10, 11]. По условиям обнаженности, доступности и представительности дайковые серии Мугоджар могут соперничать с хорошо известными в мировой литературе дай-

ковыми комплексами Ньюфаундленда, Троодоса, Омана. Благодаря этому в Мугоджарах удалось в полной мере применить комплексный подход к изучению офиолитов, включающий не только традиционные приемы, но и термобарогеохимию, петрохимию, геохимию, палео- и петромагнетизм [16].

В южномугоджарских офиолитах хорошо представлены зоны переходов между габбровыми, дайковыми и лавовыми “горизонтами”, что позволяет затрагивать также проблему многоэтажности спрединга.

Южный Тянь-Шань. На офиолитах Алайского хребта и Северо-Восточной Ферганы, располагающихся в герцинидах Южного Тянь-Шаня, в отличие от южномугоджарских, сильно сказались складчатые, а также и дизъюнктивные дислокации, нередко превращающие офиолиты в серпентинитовый меланж [16].

В выбранных объектах привлекают значительные объемы лавовых, дайковых и силловых комплексов, свидетельствующие о существенной специфике спредингового процесса. По времени образования алайские офиолиты соответствуют южномугоджарским и, видимо, являются обдуриваемыми частями некогда единого палеоокеанического бассейна.

Южный Урал. В пределах Хабарнинского офиолитового массива широко представлен дайковый комплекс специфического строения. Здесь установлены блоки, состоящие из разноориентированных комплексов “дайка в дайке”. Внутри каждого блока пакеты даек имеют выдержанные простираения. По соотношениям закальных зон выявляется асинхронность формирования дайковых пакетов [25].

Центральная и юго-восточная Монголия. В пределах хребтов Хантайшири и Наран, входящих в каледониды Озерной зоны, офиолитовые комплексы привлекают представительностью мафитовых горизонтов и неординарностью их строения [5, 25], которая выражается в сочетании дайковых и силловых комплексов.

Сказанное целиком относится к каледонской офиолитовой ассоциации Баян-Хонгорской зоны. Дайковые комплексы здесь развиты наиболее широко.

Тува и Западный Саян. Шатский офиолитовый массив имеет специфический дайковый комплекс и выделяется среди других объектов хорошо выраженными зонами перехода от габбро магматических камер к дайкам.

Карашатский массив недостаточно обнажен, но обнаруживает многие черты строения, присущие Шатскому массиву. Помимо впервые установленных здесь серий типа “дайка в дайке”, наблюдаются реликты вторичных магматических камер и “корни” даек.

Офиолиты Куртушубинского горста обнажены практически только в одном сечении, но настолько идеально, что позволяют выявить такие черты и детали строения дайкового комплекса, которые трудно выявить в других разрезах: многоэтажность формирования горизонта “дайка в дайке”, габбровые брекчии, переход от полосчатого габбро к изотропному.

Центральный Казахстан. Массив горы Карул-Чеку слагается офиолитами, имеющими полный набор стандартной ассоциации, но выделяются тем, что дайковый комплекс практически нацело замещен серией силлов, вложенных один в другой.

Офиолиты Тектурмасской зоны деформированы и плохо обнажены. Тем не менее в крупных блоках серпентинитового меланжа наблюдается хорошо выраженный дайковый комплекс.

Мобилистические концепции, объясняющие происхождение базальтов в составе океанической коры современных и древних океанов, обходили вниманием трапповый магматизм платформ, невзирая на то, что многие характеристики, в том числе петрохимические, оказываются идентичными как для базальтов континентов, так и для базальтов океанов. По сути, самым существенным отличием являются наличие или отсутствие водной среды в момент излияния. Сходство предполагает подобие геодинамического механизма формирования траппов и базитов океанической коры.

Восточная Сибирь. Значительная часть Сибири в триасовое время подвергалась магматической активизации, в результате чего сформировалась уникальная по объемам и масштабам проявления трапповая формация.

Траппы Тунгусской синеклизы изучались в бассейнах рек Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска и Маймеча. Повсеместно удалось обнаружить существование дайковых серий с элементами “дайка в дайке” [13, 15]. В низовьях р. Маймечы выявились комплексы типа “дайка в дайке” не только в типичных траппах, но и среди ультраосновных и щелочных магматических образований [14, 15].

Таймыр. Мафитовые комплексы складчатой области Таймыра традиционно относятся к возрастным и вещественным аналогам траппов Тунгусской синеклизы. От последних они выгодно отличаются наличием складчатых деформаций, что позволило изучать более низкие горизонты трапповой формации [15].

ТИПИЗАЦИЯ СПРЕДИНГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Базируясь на установленных особенностях и закономерностях строения дайковых комплексов, сохранившихся в обдуцированных палеооке-

анических структурах и траппах континентов, можно типизировать спрединговые комплексы. Основой их классификации послужили морфометрические параметры: мощности отдельных магматических тел и их закальных зон, линейность, выдержанность по простираанию и по разрезу. Необходимо учитывать способ заполнения пространства – концентрированный (сплошной) или расщепленный (рассеянный). Кроме того, спрединг подразделяется на первичный и повторный. Последний накладывается на ранее сформированную океаническую кору.

Геодинамическая основа для образования спрединговых комплексов любого типа одинакова – необходимо существование поля растягивающих напряжений с одновременной магомгенерацией. Оба фактора взаимосвязаны, и их воздействии на земную кору приводит к импульсивному раздвиганию блоков с синхронным заполнением высвободившегося пространства магмой мафитового, реже мафит-ультрамафитового составов.

Активные спрединговые процессы тяготеют к зонам разогретой мантии, т.е. к тем участкам литосферы, где идет магомгенерация. В современных океанах и других бассейнах таковыми зонами в первую очередь являются системы срединно-океанических хребтов. Однако это, видимо, не единственная ситуация, когда возникает спрединг. Он проявляется в краевоморских структурах, в междугловых бассейнах, в обширных поднятиях ложа океанов. Такое разнообразие глобальных структур, где проявляется спрединг, не может не отражаться на строении соответствующих комплексов. Предлагаемая классификация представляет собой попытку увязать магматические структуры с типом спрединга.

Линейный спрединг насыщенного типа (концентрированный спрединг). Геодинамические параметры концентрированного спрединга лучше всего обоснованы на примере Шулдакского дайкового комплекса южномугоджарских офиолитов. Здесь раздвигание блоков происходило равномерно с примерно одинаковой частотой импульсов. В результате столь же закономерно образовывались полости отрыва, в которых преобладают линейно вытянутые отрезки. При этом, несмотря на продолжительность процесса раздвигания блоков, выдержанными оказываются векторы движения, о чем однозначно свидетельствует параллельность простираания даек. В поле напряжений постоянно действовала сдвиговая компонента, но ее участие в спрединге не нарушало линейности процесса.

В развитии спрединга линейного типа существует закономерная цикличность. На ранних фазах действия палеорифтовой системы происходит равномерно-импульсивное раздвигание. В каждый импульс спрединга благодаря избыточному

менее его начальная и заключительная фазы по геодинамическим параметрам мало отличаются от соответствующих характеристик концентрированного спрединга.

При сходстве геодинамического сценария при рассеянном спрединге наблюдаются значительные отличия в составе инъецируемой магмы. В офиолитах Южного Тянь-Шаня существует отчетливая гомодромная последовательность, зафиксированная как в интрузивном, так и в эффузивном комплексах, согласно которой в начальные фазы спрединга поступают ультраосновные расплавы, сменяющиеся дифференцированными толеитами. Магматическая специфика связана с возможными петрологическими аномалиями магмогенерирующей мантии. При этом, несомненно, существует влияние геодинамических факторов, отличающих рассеянный спрединг от концентрированного.

Обращает на себе внимание то, что в условиях рассредоточения осей раздвигания блоков в общем поле растягивающих напряжений возникают усилия, расслаивающие твердую часть коры на субгоризонтальные полости. Заполняясь магмой, часть из них служит промежуточными магматическими камерами, где завершается процесс кристаллизационной дифференциации. Этим фактором хорошо объясняется появление ультрамафитовых магматических образований на активной фазе действия одного палеорифта и их быстрая смена дифференцированными толеитами, представляющими базальтоидную фракцию вторичной магматической камеры. Завершение разового спредингового цикла недифференцированными разностями вынуждает предполагать повышение глубинности проникновения расколов в область, где обновляется поступающая магма.

Процесс активного формирования силлов, включающий образование пакетов типа "силл в силле", повсеместно сопровождает геодинамическую ситуацию диффузного спрединга. Нет сомнений, что это взаимосвязанные явления. Рассеянное растяжение во всех случаях происходит в условиях утолщенной океанической коры. Можно допустить, что появление сложных силловых комплексов в сочетании с дайковыми представляет собой геодинамическую компенсацию при растяжении коры повышенной мощности.

В целом спрединговая геодинамика как при концентрированном, так и рассеянном типе тождественна по многим характеристикам. Последний выделяется заметно большими флуктуациями. Допустимо предполагать, что многие изменения связаны с мощностью той части коры, которая подвергается спредингу.

Континентальный спрединг. Формирование траппов на протяжении мезозойской истории Сибирской платформы и мафитов покровно-склад-

чатого сооружения Таймыра происходило в геодинамических условиях рассеянного спрединга [15]. В увеличении степени его диффузности значительную роль играли силловые комплексы, служившие промежуточными магматическими камерами. С их помощью через систему дайковых комплексов магма поступала в поверхностные горизонты.

Анализ магнитометрических и частично гравиметрических данных показал, что распределение зон магмовыведения носило блоковый характер. В каждом из выделенных блоков, по данным бурения, в чехольной части содержится разное количество силлов. При этом сохраняется суммарная мощность разреза (осадочные породы и базальты силлов).

Другое подобие палеоокеанического и континентального спрединга заключено в тождественности структурно-морфологических характеристик ультраосновных, щелочных и базальтовых серий типа "дайки в дайке".

В этих двух линиях подобия скрывается геодинамическая конвергенция палеоспрединга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение спрединговых структур показывает, что на протяжении значительного отрезка истории Земли, неогая во всяком случае, существуют постоянные или периодически возникающие растягивающие геодинамические режимы. Они воздействуют на различные элементы земной коры: океанические, континентальные и переходные от одних к другим. Анализ значительного количества материалов позволил выявить закономерности спрединга и сформулировать их в виде нескольких принципиальных положений.

1. Спрединг представляет глобальное геодинамическое явление, приводящее к существенным преобразованиям коры при внутриплитном спрединге и новообразованиям при спрединге на дивергентных границах плит. Реализация спредингового режима требует соблюдения определенных условий, которые можно подразделить на необходимые и достаточные.

Необходимые условия: а) наличие геодинамического режима растяжения; б) блок (плита) земной коры, попавший в условия растяжения, должен иметь систему трещин, нарушающих его сплошность, т.е. требуется существование дивергентных границ.

Достаточные условия: а) наличие продолжительно действующего геодинамического импульса как отражение преобразования непрерывных растягивающих усилий в дискретный геодинамический процесс; б) мультиплицированность дискретно-импульсивного геодинамического процесса; в) перманентное поступление магматического

вещества, активно реагирующего на характер геодинамической ситуации.

2. Геодинамические условия растяжения в разных структурах земной коры образуют систему закономерно изменяющихся спрединговых структур, укладываемых в единый ряд, отражающий последовательность от простого к сложному.

В соответствии с эволюционной последовательностью от примитивного к зрелому типу спрединговых структур располагаются следующие образцы: насыщенный линейный спрединг → насыщенный мозаичный спрединг → линейный и нелинейный спрединг с признаками рассеивания → рассеянный спрединг повторного типа → силловый тип спрединга → континентальный спрединг рассеянного типа.

3. Морфоструктурный облик спрединговых структур, а, следовательно, и геодинамический характер спредингового процесса, не зависит от состава магматического вещества, участвующего в данной геодинамической ситуации.

Наличие типичных спрединговых образований, сложенных не только базитами, но и щелочными, ультраосновными и кислыми магматами, свидетельствует, что спрединг может протекать при совершенно различных условиях и режимах магмогенерации, а, кроме того, это означает, что спрединг не вызывается внедрением магмы.

4. Парадоксальность процесса спрединга состоит в том, что на фоне преобладания горизонтальных движений специфика геодинамического режима фиксируется не только изменениями латерального, но, главным образом, вертикального набора магматических образований (принцип вертикального растяжения).

Вертикальный разрез спрединговых комплексов, а, следовательно, и способ реализации усилий растяжения, определяется совокупностью магматических образований (снизу вверх): магматическая камера → дайковые корни → дайки (каналы магмовыведения) → лавы. Этот набор реализуется в любых типах коры, причем степень зрелости коры активно влияет на "разветвленность" ствола магматических образований. Усложнение системы магмовыведения по вертикали в основном выражается в формировании пакетов из множественных внедрений пластовых тел (силлов). Общая мощность вертикальной магматической компоненты сохраняется, но происходит принципиальное перераспределение по вертикали: количество тел увеличивается, а мощность их закономерно уменьшается.

5. Эмпирически устанавливается, что степень рассеивания спрединга зависит от мощности земной коры, вовлекаемой в ситуацию растяжения.

Амплитуды рассредоточения осей магмовыведения и диапазон растяжения системы магмовыведения по вертикали поддаются количественной

оценке, демонстрируя при этом зависимость амплитуды от мощности вовлекаемой в растяжение коры. Таким образом, степень зрелости спредингового процесса или его эволюционная продвинутость находится в прямой зависимости от степени зрелости коры, попадающей в условия растяжения. Это означает, что существует прямое сопряжение эволюционных закономерностей развития земной коры с эволюционным трендом спредингового процесса.

Предложенные принципы далеко не исчерпывают имеющихся сценариев созидания океанической коры, равно как и трансформации древних кор в более зрелые образования.

Естественно, в теории спрединга существуют дискуссионные вопросы, однозначность решения которых на имеющемся материале обосновать не представляется возможным.

К их числу относится положение о соотношениях или взаимосвязях спредингового процесса и тектонической расслоенности литосферы. Не возникает сомнений, что эти два ведущих геодинамических процесса теснейшим образом связаны. Особенно в таких ситуациях, когда и расслоенность, и спрединг генерируются одними и теми же геодинамическими режимами. Так, в океанических условиях происходят и спрединг, и расслоение литосферы в одинаковых условиях – растяжения. С другой стороны, расслоение литосферы происходит на стадиях шарьирования, т.е. в условиях сжатия, когда никаких спрединговых структур не образуется. Спрединг может проявиться и на более поздних этапах развития тех или иных областей, включая даже древние континенты. Таким образом, спрединг представляет собой сквозной геодинамический процесс, проявляющийся на разных стадиях развития литосферы Земли. Очень важно, что механизм реализации спрединга одинаков и не зависит от состава внедряющейся магмы, мощности участвующих в растяжении блоков и множества других параметров. Эти объясняются формирование тождественных магматических образований, будь то мафиты офиолитов или траппы континентов. Несомненно, что результат при этом совершенно различный: в первом случае происходило новообразование океанической коры, а во втором – лишь существенное преобразование континентальной коры ("мобилистическая базификация"). В этом заключается геодинамическая конвергенция спрединга "офиолитового" и континентального.

Статья подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 95-05-15477).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдуллин А.А.* Геология Мугоджар. Стратиграфия, тектоника, магматизм. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. *Вайн Ф., Мэтьюз Д.* Магнитные аномалии над океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32 - 37.
3. *Дитц Р.С.* Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна // Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 209 - 216.
4. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глауковановые сланцы Западного Саяна и Куртушубинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. С. 28 - 56.
5. *Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 18 - 31.
6. *Зонениайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 2 - 22.
7. *Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 221. С. 939 - 942.
8. *Книппер А.Л., Куренков С.А., Савельева Г.Н.* Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 43 - 72.
9. *Колман Р.Г.* Офиолиты / Под ред. Богданова Н.А. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. *Кориневский В.Г.* Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 136 - 138.
11. *Кориневский В.Г.* Раннегеосинклинальный комплекс Мугоджар // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976. С. 34 - 39. (Тр. Ильменского гос. заповедника; Вып. XV).
12. *Красный М.Л.* Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 38 - 50. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
13. *Куренков С.А.* Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1436 - 1440.
14. *Куренков С.А.* Роль силлов в процессе рассеивания зон магмовыведения при формировании траппов Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 1. С. 189 - 192.
15. *Куренков С.А.* Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57 - 70.
16. *Куренков С.А., Перфильев А.С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3 - 15.
17. *Малпас Д., Стивенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. № 6. С. 83 - 102.
18. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. С. 192. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
19. *Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская дуга) // Геотектоника. 1978. № 3. С. 128 - 136.
20. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5 - 23.
21. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Москаковский А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5 - 17.
22. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* Формирование и тектоническое районирование материков // Геотектоника. 1984. № 4. С. 6 - 9.
23. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др.* Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 657 - 659.
24. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).
25. *Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука. 1980. С. 64 - 105. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
26. *Портнягин Э.А.* Комплекс параллельных даек Южного Гиссара // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 4. С. 948 - 951.
27. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". М.: Наука, 1978. С. 164.
28. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 404 - 406.
29. *Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Спрединг в развитии океанических структур // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 1. С. 182 - 185.
30. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. С. 171. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
31. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46 - 60.
32. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29 - 63.
33. *Тайер Т.П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. 1977. № 6. С. 32 - 46.
34. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000 / Составители: Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. М.: Наука, 1977. 148 с.

35. Толковый словарь английских геологических терминов / Ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, К. Вульф. М.: Мир, 1979. Т. 3. 527 с.
36. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
37. Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 119 с.
38. Brock P.W.G. The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite does not represent spreading // *Canad. J. Earth Sci.* 1974. V. 11. № 1. P. 208 - 210.
39. Dietz R.S. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor // *Nature*. 1961. V. 190. P. 854 - 857.
40. Gass I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature*. 1968. V. 220. P. 39 - 42.
41. Gass I.G. The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № 3. P. 2661 - 2672.
42. Greenbaum D. Magmatic processes oceanic ridges. Evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*. 1972. V. 249. P. 617 - 620.
43. Guidebook. Field excursion A62 - C62. Canada, 1972. B. 32.
44. Hess H.H. Evolution of ocean basin. Report to office of Naval Research on research supported by ONR contract. 1960. 38 p.
45. Hess H.H. History of ocean basins // *Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington*. Baltimore, 1962. P. 599 - 620.
46. Hopson C.A., Frano C.S. Igneous history of the Point Sal ophiolite, southern California // *Oregon Dept. Geol. Mineral.* 1977. V. 95. P. 161 - 183.
47. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *Journ. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 12. P. 3661 - 3697.
48. Macdonald K.C. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat 37° N. // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. № 4. P. 541 - 555.
49. Moores E.M., Vine F.J. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // *Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1971. V. 268. P. 443 - 466.
50. Palister S.S. Structure of the dike complex of the Semail Ophiolite near Ibra, Oman // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B4. P. 2661 - 2672.
51. Saemundsson K. An outline of the structure of SW Iceland // *Iceland and Mid-Ocean ridges*. Reykjavik: Soc. sci. Islandica, 1967. V. 38. P. 12 - 31.
52. Searle D.S., Panajiotov A. Structural implications in the evolution of the Troodos massif, Cyprus // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B4. P. 2530 - 2542.
53. Strong D.F., Malpas J. The sheeted dike layer of the Bets cove ophiolite complex does not represent spreading. Further discussion // *Canad. J. Earth. Sci.* 1975. V. 12. № 5. P. 894 - 896.
54. Sturt B.A., Thon A., Furnes H. The geology and preliminary geochemistry of the Karmoy ophiolite S.W. Norway // *Ophiolites (Proceedings international ophiolite symposium, 1979)*. Cyprus, 1980. P. 921 - 940.
55. Upadhyay H.D. The Bets Cove ophiolite and related rocks of the Shook Arm Group, Newfoundland // *Unpubl. Ph. D. Diss. M.U.N.St. Johns*, 1973. P. 3 - 8.
56. Varne R., Gee R.D., Guilty P.G.J. Macquarie island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies // *Science*. 1969. V. 166. P. 230 - 233.
57. Varne R., Rubenach M.J. Geology of Macquarie island and its relationship to oceanic crust // *Antarct. Ser.* 1972. V. 19. P. 251 - 266.
58. Vuagnat M., Cagulu E. Quelques reflexions fur le massif basique - ultrabasique du Kuzil Dag, Hatay, Turquie // *Compt. rend. Soc. phys. et Hist. natur.* 1968. T. 2. P. 210 - 216.
59. Williams H., Malpas J. Sheeted dikes and brecciated dikes transported igneous complex, Bay of Island, W. Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 9. P. 1216 - 1229.

Рецензенты: В.Е. Хаин, А.С. Перфильев

Geodynamic Convergence of Paleospreading

S. A. Kurenkov

Sheeted dyke complexes are abundant in ophiolite associations of fold areas and preserve better than anything else the geodynamic information about the spreading process. In accordance with the evolution sequence, the types of spreading structures can be aligned in a row as follows: concentrated linear spreading; concentrated mosaic spreading; linear and mosaic spreading with elements of diffusion; diffusive recurrent spreading; and continental diffusive spreading. The latter has been revealed from scrutinize study of magma-feeding traps of the Siberian platform. Geodynamic mechanism of spreading does not depend upon magma composition, dimension of spreading blocks and many other factors; however, the essence of the process differs considerably: in one case new oceanic crust generates, whereas in the other, it is continental crust (traps) that undergo transformation. Geodynamic convergence of paleospreading is manifested in identical structures originating in oceanic and continental environment.

УДК 551.242.3(470.2)

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОДВИЖНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА В ЯДРАХ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИОНЕЖЬЯ (БАЛТИЙСКИЙ ШИТ)

© 1996 г. М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный, М. Л. Сомин

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.06.94 г.

На примере Кумсинской купольной структуры показано, что архейские породы условно жесткого кристаллического цоколя Карельского массива (Балтийский щит) на этапе постпротоплатформенной активизации в определенных условиях приобретают внутреннюю объемную подвижность. Эта подвижность обеспечивается комплексом структурно-вещественных преобразований, отражающих хрупкую, хрупко-пластическую и пластическую деформации, при преимущественном развитии объемного катаклаза. В результате катакластического тектонического течения в условиях компрессии гранитные массы формируют куполообразные структуры, которые отражены и в структуре чехольных образований.

Традиционно принимается, что фундамент континентальных платформ, единожды сформировавшись, не подвергается в дальнейшем (на стадии формирования чехла и доплитной стадии) существенным объемным структурным и структурно-вещественным преобразованиям (за исключением изгибов большого радиуса кривизны и блоковой разломной тектоники). Однако специальное изучение этого вопроса показывает [1, 2, 7, 11 - 14], что кристаллический фундамент платформ может обладать значительной подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурно-вещественных преобразований и отражается в пликативных деформациях чехольного комплекса. Обобщение этих данных частично сделано в [7, 8], однако сведения о внутренней подвижности фундамента платформ на условно жесткой стадии его существования все еще очень отрывочны и неполны. Проблема нуждается в дальнейшем изучении. В данной статье мы рассмотрим особенности структурно-вещественных преобразований гранитоидов фундамента Карельского массива, которые формируют ядра небольших "складок-куполов" в районе г. Медвежьегорска (Северное Прионежье).

К западу от Повенецкого залива расположен гранито-гнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива (рис. 1). Купол со всех сторон обрамлен выходами отложений нижнего протерозоя: конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия, которые относятся к протоплатформенному чехлу. Дислоцированы эти отложения весьма неравномерно: местами они залегают полого или субгоризонтально, местами же образуют напряженные складчатые структуры. По периферии Уницкого купола они

деформированы интенсивно, особенно в его восточном и северном обрамлении. К востоку от купола отложения чехла образуют серию прямых складок с ундулирующими шарнирами и углами падения на крыльях 15° - 50° . При переходе к северному обрамлению купола система складчатых структур заворачивает на запад и сливается в узкую, сжатую, с запрокинутым и срезанным надвигом южным крылом Кумсинскую синклиналь (Кумсинскую зону дислокаций). Эта синклиналь с юга обрамлена узкой полосой куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые или сариолийскими конгломератами, или непосредственно толщами ятулия. В рельефе купола выражены пологими сельгами (холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простираем структур. Протяженность куполов (при ширине в первые сотни метров) не превышает 2 - 5 км.

Характер обнаженности обычно не позволяет детально изучить внутреннюю структуру гранитоидов в ядрах этих структур, однако один из таких куполов, названный нами Кумсинским, был недавно вскрыт во врезе дороги Петрозаводск-Мурманск в 0.5 км южнее моста через р. Кумса, где он и был нами изучен (рис. 2). Северная часть структуры вскрыта под четвертичными наносами, но основное тело гранитоидов и его южное обрамление обнажены хорошо.

Вдоль дороги с севера на юг обнажаются (см. рис. 2, 1 - 5 под рисунком):

1. Среднезернистые, иногда порфиroidные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются

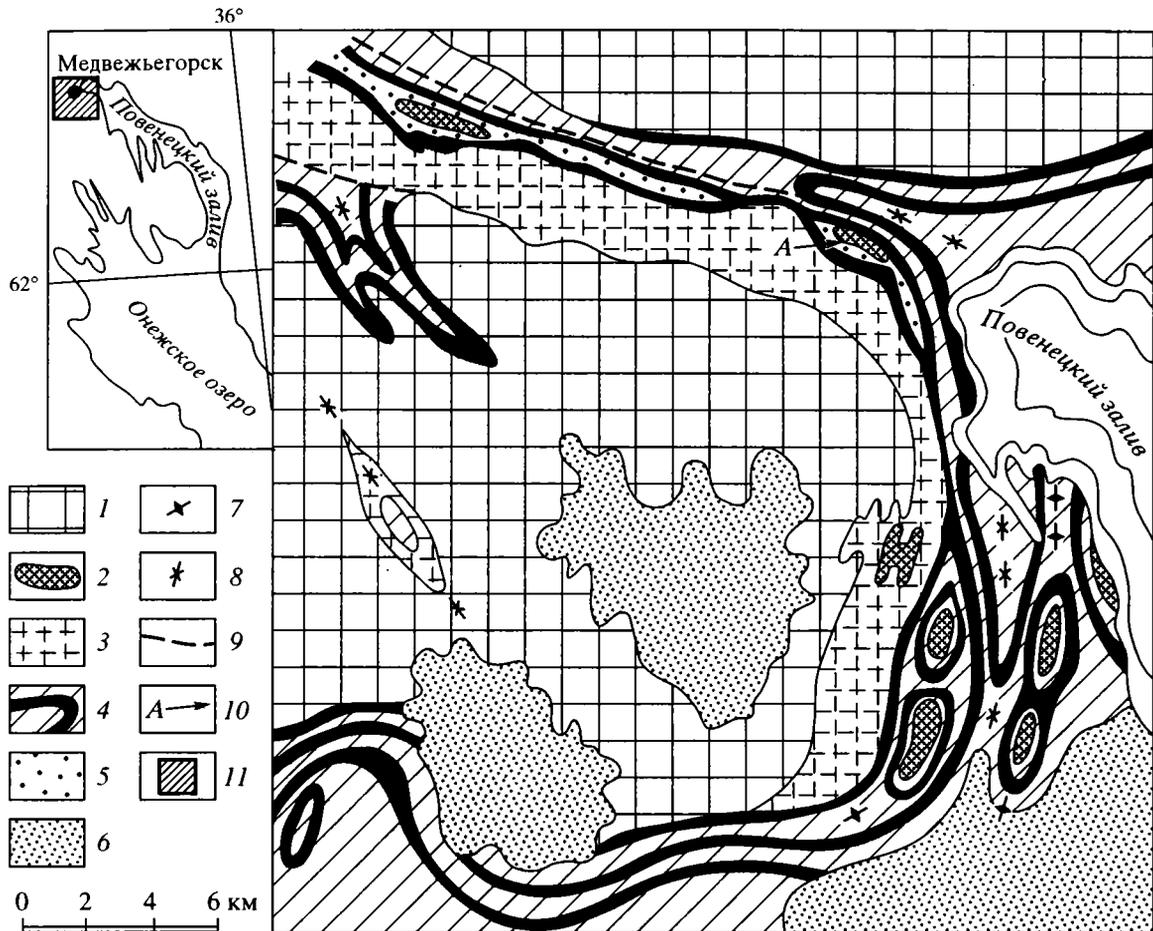


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западного Прионежья.

1, 2 – выходы раннеархейского фундамента: 1 – основные, 2 – в ядрах антиклиналей; 3, 4 – образования: 3 – лопийские, 4 – ятулийские осадочно-вулканогенные; 5 – сариолийские конгломераты; 6 – четвертичные отложения; 7, 8 – оси структур: 7 – антиклинальных, 8 – синклинальных; 9 – надвиги; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка работ на карте-врезке.

пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1 - 50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые или неправильно-изометричной формы, но много обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно бластомилонитизировано.

3. Южнее, отделяясь тектоническим срывом, осложняющим первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные конгломераты этого горизонта образуют хвостобразные зате-

ки по трещинам в плотных гранитоглыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому, метатUFFитов и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород слоя 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пудинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными гранитоидам купольной структуры. В ряде случаев гальки деформированы (расплющены), но при отсутствии деформации устанавливается их округлая хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых микроструктур в зеленосланцевом цементирующем матриксе указывают на его формирование за счет туффитов или граувакк.

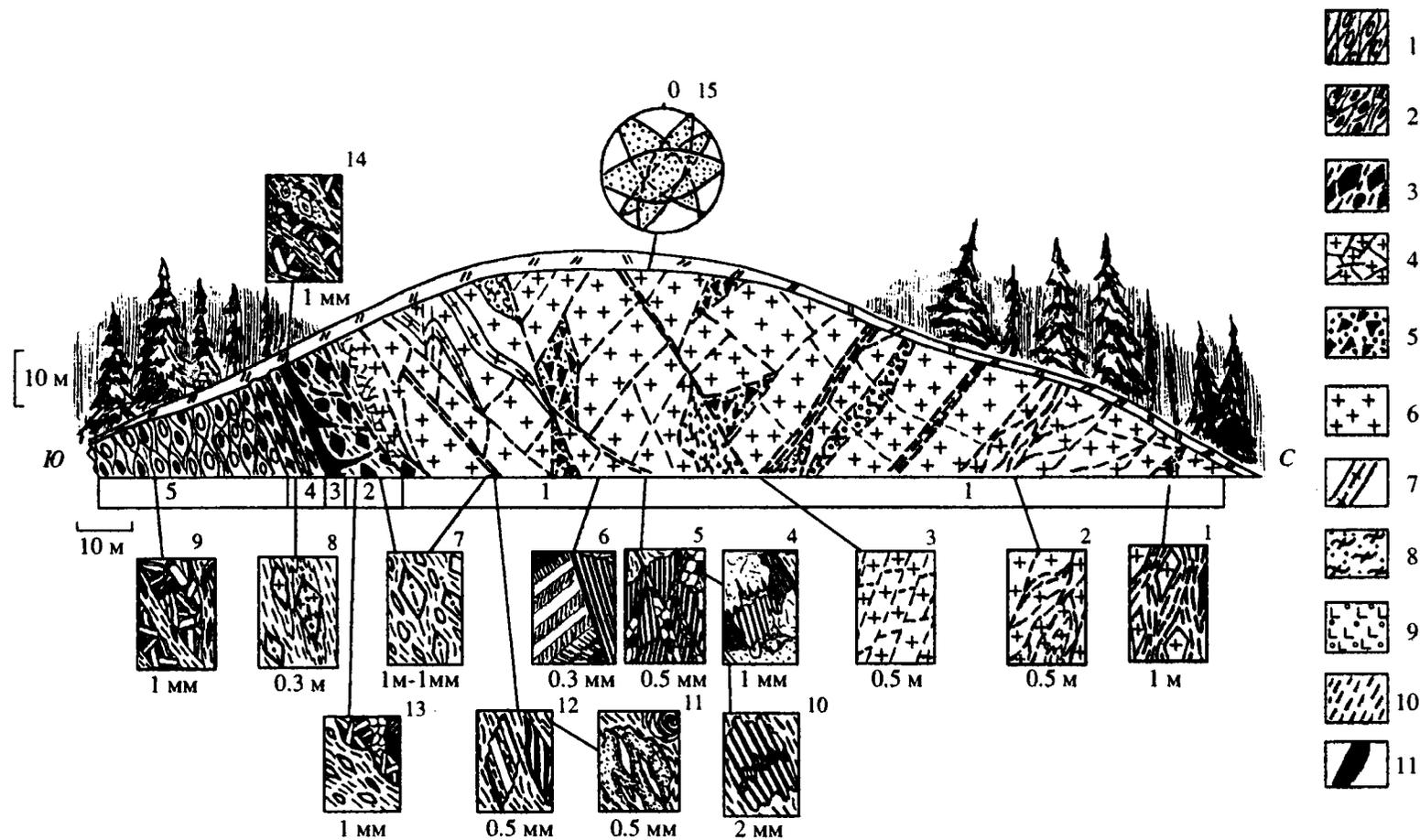


Рис. 2. Строение Кумсинской структуры (см. рис. 1).

1 - 4 - сариолийские образования: 1 - полимиктовые расланцованные конгломераты, 2 - биотитовые скопления в конгломератах, 3 - глыбовые гранитные конгломерато-брекчии, 4 - гранитный дресвяник; 5 - тектоническая брекчия; 6 - 9 - породы раннеархейского фундамента: 6 - граниты и гранодиориты, 7 - пегматиты, 8 - включения кварцевых диоритов, 9 - дайки основного состава; 10 - зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 - альбит-биотитовые метасоматиты. Врезки 1 - 15 объяснены в тексте.

Постепенные переходы между выделенными разностями пород, идентичный состав гранитоидов массива и гранитоидов галек конгломератов (несмотря на тектонические срывы вдоль контактов) свидетельствуют о стратиграфической последовательности упомянутых слоев и о том, что гранитоиды, представленные в массиве, служили тем субстратом, на котором отлагались и, в основном от его размыва, формировались конгломераты. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [4, 6, 10], и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликвативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также мезо- и микроструктурные формы, отражающие деформацию кристаллических пород фундамента и сопряженную деформацию метаосадочного чехла.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Макроуровень. Гранитоидный массив интенсивно раздроблен и пронизан системой эшелонированных и элементарных зон скалывания, выполненных бластокатаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Сгущение и сложное переплетение элементарных сколов, шириной от 1 см до 1 - 2 м, обуславливает выкалывание крупных, 0.5 - 2.5 м, и мелких, в доли сантиметра, блоков, имеющих форму ромбоэдров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении (см. рис. 2, 1, 7). Породы в этих участках часто превращаются в тектоническую брекчию, заключенную в бластокатаклазитовый матрикс. Зоны скалывания образуют сопряженные системы, в которых сколы наклонены один навстречу другому под углами 40° - 80° и, таким образом, образуют открытые кверху вееры. Можно выделить не менее четырех таких систем, среди которых преобладают сколы с субширотным простиранием поверхностей (см. рис. 2, 15). Длинные оси упомянутых выше ромбоэдровидных блоков выкалывания подчинены зонам скалывания и также располагаются веерообразно.

Ромбоэдровидные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системам сколов частью вели себя как "жесткие и неделимые" объемы (см. рис. 2, 3), а частью испытали пластическую деформацию, так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 2, 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостобразные скопления хлорит-биотитового материала (дворики давления). Расположение таких "сланцевых хвостов" также указывает на переме-

щение материала кверху в соответствии с положением общего "веера деформации".

В целом гранитоиды представляют собой тектоническую брекчию – продукт деформации пластически-хрупкого типа. Об этом свидетельствуют: а) общая дезинтеграция пород массива; б) относительное перемещение его отдельных блоков и обломков; в) изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; г) такие признаки хрупко-пластического течения материала, как линзовидно-петельчатые структуры, "хвосты теней давления", зоны рассланцевания; д) наличие многочисленных зеркал скольжения.

Общая форма купола в плане, отраженная на геологических картах, и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что северный борт данного купола симметричен по отношению к южному и запрокинут на север. Таким образом, выход гранитоидов фундамента – это, скорее всего, куполообразное тело, расширяющееся кверху и несколько сужающееся книзу.

Микроуровень. Как было отмечено, тектоническое течение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких и пластических деформаций. Эти явления зарождаются в мозаично расположенных объемах и достигают максимального размаха в зонах хрупко-пластического скалывания. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов.

В минимально измененных и наиболее слабо тектонизированных объемах гранитоидов повсеместно имеются следы эпимагматического замещения и частичного разложения первичных минералов. Бурый магматический (или аутометасоматический) биотит замещается коричнево-зеленым низкоглиноземистым; плагиоклаз (олигоклаз) неравномерно сосюритизируется и серицитизируется; редкие зерна роговой обманки биотитизируются. В калиевых полевых шпатах наряду с обособлениями серицита отмечаются пертиты замещения. В краевых частях массива и особенно в горизонте гранитно-глыбовых конгломератов слоя 2 отдельные зерна полевых шпатов альбитизируются с появлением перекрещенных метасоматических структур (см. рис. 2, 13). В целом же в слабо дислоцированных гранитоидах процессы замещения минералов развиваются хаотично, редко доходят до конца, в результате чего широкое распространение здесь получают метастабильные минеральные формы без признаков закономерной ориентировки.

Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и большую завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые

участки серицитизации и соссюритизации, подчеркивающие контуры зарождающихся, а местами уже и обособившихся изометричных зерен альбита. Иногда можно наблюдать переход таких метастабильных форм в гранобластический серицит-альбитовый агрегат. В других случаях серицит, развиваясь по плагноклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. Его ориентировка в идеальном случае либо соответствует плоскости двойникования, либо перпендикулярна ей. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникования чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 2, б); при развитии процесса чешуйки серицита разрастаются и пересекают контуры двойниковых пластинок, сливаются и вместе с тонкими выделениями альбита образуют лепидобластовый агрегат с унаследованным полосовидным угасанием – следствием различного наклона слюды в различных доменах скольжения (см. рис. 2, б).

Процессы более позднего механического двойникования сопровождаются срезанием первичных двойниковых пластинок (см. рис. 2, б). Эти новые двойники являются двойниками скольжения, развиваются по альбитовому закону и отличаются от первичных двойников тонкостью, изогнутостью и неравномерностью распределения двойниковых полосок. Последние нередко заостряются в вершинах, переходят в микротрещины, которые либо наследуют направление двойниковых пластинок, либо срезают их под различными углами. Участки кристаллов, охваченные двойникованием, превращаются в чистый альбит, сбрасывая продукты разложения (серицит, кальцит, минералы группы эпидота) в межзерновое пространство.

Дифференциальное скольжение вдоль плоскостей двойникования подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 2, 10). В результате деформационного скольжения полевые шпаты иногда “расшнуровываются” хвостообразными ориентированными выделениями альбита, отороченными по краям серицитом (см. рис. 2, 11). При альбитизации калиевых полевых шпатов возникают пертиты замещения, которые нередко развиваются по двум направлениям. При этом появляется структура, напоминающая микроклиновую решетку. Последовательное разрастание пертитовых вростков приводит к превращению полевого шпата в антипертит с преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом. Процессы альбитизации вполне структурированы: хвостообразные вростки альбита вытиснуты в соответствии с направлением

общего течения горных масс и проявляются в связи с системами двойникования по альбитовому закону. Дифференциальное скольжение путем двойникования и развитие ориентированных вростков альбита, в том числе пертитов замещения, приводят к появлению чистых от включений выделений альбита, который уже может рассматриваться в качестве стабильного члена новообразованной метаморфической ассоциации.

Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб, скольжение по спайности и расщупывание. В участках изгиба и интенсивного скольжения зелено-коричневый биотит послойно замещается светлой слюдой и хлоритом. Продукты разложения биотита (гидроокислы железа, минералы группы эпидота) при этом сбрасываются в микротрещины и межзерновое пространство.

При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению тонкокристаллического гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита. Характерно также формирование сложных преломляющихся систем микросколов, превращающих единые кристаллы в мозаичные агрегаты (см. рис. 2, 5). Микросколовые зонки в полевых шпатах трассируются гранобластическим альбитом, в зернах первичного кварца – скоплениями полигонального тонкозернистого кварца. Вдоль первичных границ магматических зерен часто развиваются субвертикально ориентированные микростиллолитовые и инкорпорационные структуры (см. рис. 2, 4), полевые шпаты испытывают “регенерацию” и некоторое удлинение в том же направлении за счет обрастания альбитом.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных линзочек и хвостообразных “затеков” полностью перекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению. Они обычно заполняются поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита, размер которых значительно больше, чем в тех случаях, когда эти минералы занимают иные микроструктурные позиции.

Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов. Значительно возрастает амплитуда перемещения на межзерновом уровне. Это приводит к милонитизации краевых частей зерен. Милонитизация сопровождалась интенсивным синкинематическим бластезом, в результате

чего сформировались бластомилониты – тонкозернистые лепидобластовые сланцеватые агрегаты кварц-альбит-серицитового состава с редкими чешуйками хлорита и зеленого биотита. Зонки бластомилонитов на ранних этапах развития имеют извилистые очертания и тонкими струйками оплетают объемы гранитной породы самой разной размерности, наследуя сначала межзерновые границы. С нарастанием интенсивности процесса эти зонки расширяются, спрямляются и частично сливаются с микросколовыми зонками бластеза, секущими минеральные зерна. Все это приводит к дезинтеграции гранитоидов на отдельные микроблоки и мономинеральные порфиороклеты, плавающие в бластомилонитовом матриксе.

Мономинеральные порфиороклеты представлены в разной мере замещенными альбитом полевыми шпатами и кварцем. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкалывания) до округлой и линзовидной – следствие истирания при вращении, регенерации, скольжения и перекристаллизации при пластическом течении. Длинные оси таких порфиороклетов всегда ориентированы в направлении хрупко-пластического течения (см. рис. 2, 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфиороклеты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфиороклета (см. рис. 2, 12). Кластическое трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтетического двойникования и замещаются альбитом (см. рис. 2, 12). Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур “снежного кома”, образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

Все эти связанные с бластомилонитизацией процессы развиваются в непосредственной близости от зон скалывания и в самих этих зонах. В целом же видна тенденция к последовательному превращению гранитоидов в микросланцы с кварц-альбит-хлорит-биотит-мусковитовой минеральной ассоциацией.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОНГЛОМЕРАТОВ

Макроуровень. В чехле, представленном конгломератами сариолия, стиль деформаций определяется прежде всего развитием сланцеватости, которая наиболее отчетливо выражена в цементе полимиктовых пуддинговых конгломератов. Здесь элементарные микродвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субпослойную систему, придающую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает

гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытывают прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу. Ориентировка сланцеватости в пуддинговых конгломератах в целом субпослойная, поэтому структура толщи напоминает кливажированную моноклинал. Однако встречаются неясные фрагменты растащенных и затушеванных сланцеватостью острых замков сильно сжатых складок, в которых сланцеватость пересекает слоистость. Эти структуры могут рассматриваться как усложняющие моноклинал. Сколько-нибудь надежных признаков существования здесь крупных изоклинальных складок обнаружить не удается.

В глыбово-галечных конгломератах (слой 2, прослой в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая, выраженная лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующий матрикс (см. рис. 2, 7). Гальки и глыбы гранитов не деформированы. Однако дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных “параллелепипедов” – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так, что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время длинные оси этих блоков параллельны плоскостям напластования и рассланцевания (см. рис. 2, 7, 8). Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку. В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли “дворики давления” слюдистого состава, ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 2, 8).

Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражается в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании и приведении к одной плоскости обломочных компонентов и в проявлении “двориков давления”. Вышележащая часть осадочного разреза в данном пересечении не обнажена. Судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтоидов ятулия, обнажающихся несколько южнее Кумсинского купола, здесь доминируют хрупкие деформации – развита несовершенная система разряженных сколовых трещин, а структуры хрупко-пластического течения отсутствуют.

Микроуровень. Структурно-вещественные преобразования конгломератов на микроуровне имеют ряд особенностей по сравнению с процессами,

развивавшимися в гранитоидах; в приконтактовой же зоне фундамента и чехла эти явления имеют переходный характер. Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в тонкодезинтегрированный матрикс, первоначально представлявший собой гранитный дресвяник. Все эти породы пронизаны многочисленными сложно переплетающимися зонами скалывания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скалывания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен серицитом с включениями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфиороклястов полевого шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфиороклястическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфиороклястов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в гранитоидах. Однако в конгломератах широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. Последний представлен резко удлиненными табличками, составляющими беспорядочно-перекрещенную метасоматическую структуру (см. рис. 2, 13). Иногда наблюдается радиально-лучистое расположение индивидов альбита. В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку – появляются спиралевидно закрученные и плоскопараллельные нематобластовые структуры. В других случаях альбит перекристаллизован в изометричные полигональные зерна. Все это свидетельствует о более раннем проявлении метасоматоза по сравнению с процессами бластомилонитизации и рассланцевания.

В обломках гранитов появляются мелкие призматические актинолита и идиоморфные зерна эпидота, псевдоморфно замещающего плагиоклаз. Эти новообразования полностью отсутствуют в бластомилонитовом матриксе слоя 2. Другая интересная особенность – сохранение в тенях давления и краевых частях обломков гранитоидов криптокристаллических агрегатов кварц-полевошпатового состава – ультрамилонитов. В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают слабо девитрифицированное стекло – псевдотахилиты. Такие агрегаты имеют неправильную, реже линзовидную форму, корродируются бластомилонитовым матриксом, выделениями кварца, кальцита и биотита, кристаллизующихся в “тенях давления” обломков.

Метасоматиты горизонта 3 сложены преимущественно пластинками альбита и биотита, образующими перекрещенную метасоматическую структуру прорастания. Эти соотношения осложнены развитием более позднего кливажа (сланцеватости), что приводит к частичной переориентировке минералов в соответствии с плоскостями микросдвигового скольжения. В микросдвиговых зонах более ранний зелено-коричневый биотит испытывает деформацию и хлоритизацию. Эти зонки трассируются новообразованными параллельно ориентированными чешуйками хлорита, цепочками рутила и скоплениями гидроокислов железа. Они оплетают микрообъемы нерассланцованных альбит-биотитовых метасоматитов.

В отдельных объемах метасоматитов, вытянутых по сланцеватости, порода превращена в ультрамилонит – тонкозернистый агрегат слабо двупреломляющих зерен кварца и полевого шпата. В одних случаях линзочки ультрамилонитов четко обособлены и оторочены землистыми агрегатами эпидотовых минералов, альбита и гидроокислов железа (см. рис. 2, 14). В других – ультрамилонитовое вещество “пропитывает” некоторый объем породы и содержит корродированные лейсты биотита, зерна альбита и кварца. При этом включения не несут признаков деформации. Ультрамилониты испытывают бластез, что отражается в появлении единичных чешуек и более густых выделений серицита и хлорита, ориентированных по сланцеватости. Вследствие собирательной перекристаллизации здесь образуются также идиоморфные выделения эпидота и альбита.

В метатуффилах пачки 4 сланцеватость становится более совершенной, а сами породы в основном превращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиоробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведение к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытывавшего сильную альбитизацию и соссюритизацию, а местами псевдоморфно замещенного эпидотом или кальцитом. При этом альбит нередко сохраняет перекрещенную метасоматическую структуру. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и соссюрита.

Для толщи пуддинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты здесь не замечены. Цемент конгломератов зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом,

эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементирующем матриксе видно последовательное развитие метасоматических перекрещенных, затем ориентированных лепидобластовых структур (см. рис. 2, 9). В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на затравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости, размер до 5 см. Подобные скопления, но менее характерной формы, часто видны в “тенях давления” галек.

В гальках метавулканитов (судя по реликтам вкрапленников, андезитовых порфиритов) отмечаются поперечные удлинению галек трещины отрыва, выполненные кварцем. Они секутся сланцеватостью и сминаются в микроскладки. В гальках гранитоидов этих конгломератов хорошо выражены процессы псевдоморфного замещения первично магматических биотита и амфибола хлоритом, полевых шпатов – альбитом, соссюритом и серицитом. Однако деформации здесь по сравнению с массивом гранитоидов находятся лишь на начальной стадии развития.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции Кумсинской структуры. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены полимиктовые конгломераты. Они формировались за счет размыта тех же гранитоидов и более молодых (сумийских?) осадочно-вулканогенных образований. Следует подчеркнуть, что тектонические срывы, хорошо различимые сейчас на границе фундамента и чехла, являются именно срывами и не позволяют сомневаться в первично стратиграфических соотношениях гранитоидов и конгломератов сариолия.

Несмотря на громадный промежуток времени, разделивший формирование гранитоидов фундамента и конгломератов (около 1.1 млрд. лет), гранитоиды не несут сколько-нибудь определенных признаков досариолийского регионального метаморфизма. Во всяком случае здесь нет досариолийских деформационных текстур, которые должны были бы сопровождать такой метаморфизм. Структурно-метаморфические преобразования как гранитоидов фундамента, так и сариолийского чехла произошли уже в постсариолийское время. Из-за отсутствия данных по изотопному датированию метаморфических минералов сариолия возраст этих преобразований более точно пока определить невозможно.

В истории структурно-вещественных изменений пород фундамента и чехла выделяются два последовательных этапа: 1) термально-метасоматический, 2) динамометаморфический. Первый

этап наиболее полно проявлен в конгломератах сариолия. Он проходил в статической обстановке, в результате чего получили развитие неориентированные метасоматические структуры. Метасоматоз имел натровый профиль и был выражен преимущественно в альбитизации. Наряду с альбитом в состав метаморфических ассоциаций, развившихся в конгломератах, вошли биотит, актинолит, хлорит и эпидот. При этом типичные метасоматические структуры формируются широко только в самой нижней части разреза конгломератов, образуя даже субпослойные горизонты метасоматитов (горизонт 3), в то время как в гранитоидах фундамента и в верхней части видимого разреза конгломератов эти структуры проявлены слабо или отсутствуют.

Как отмечалось, в гранитоидах первая стадия изменения пород выразилась в псевдоморфном замещении исходных магматических амфибола и биотита низкотемпературным биотитом, в сосюритизации и серитизации полевых шпатов. Процессы альбитизации выражены в данном случае слабо.

Таким образом, глубинный источник натровых флюидов, по-видимому, исключается. С другой стороны, рост альбита, несомненно, в нашем случае не относится к числу гидротермально-метасоматических процессов, развивающихся в еще не остывших магматических породах (хотя бы потому, что конгломераты имеют осадочный генезис). Поэтому наиболее вероятно, что альбитизация этих пород имеет прежде всего термальную природу, а локальность ее развития в значительной мере определяется составом вмещающих пород, среди которых, возможно, было много первично обогащенных натрием туффилов или граувакк.

Локализация альбитизации в нижней части разреза (или, точнее, преимущественно в нижней части разреза), вероятно, связана со снижением температуры метаморфизма вверх по разрезу и с уменьшением активности сопровождающих метаморфизм флюидов. Тенденция к снижению уровня метаморфизма выражается, в частности, в явно меньшей степени общего изменения ятулийских миндалекаменных диабазов, надстраивающих сариолийский разрез к югу от Кумсинского купола. С чем могло быть связано быстрое снижение температуры преобразований вверх по разрезу? Тепловое (интрузивное) воздействие гранитоидов на толщи сариолия исключено, они явно древнее последних. Не отмечается в Кумсинском массиве и никаких признаков реоморфизма гранитоидов, ответственного в других участках Карельской гранит-зеленокаменной области, по мнению Ю.В. Миллера [9], за формирование “краевой” метаморфической зональности. Поэтому кажется уместным предположить, что в данном случае (а, может быть, и в других “пригранитных”

участках названной области) проявляется “эф-фект цоколя”.

Сравнительно однородные крупнокристаллические породы типа гранитоидов или гнейсов являются существенно более теплопроводной субстанцией по сравнению со слоистым осадочным чехлом, выполняющим роль своеобразного “теплового экрана”. При небольшой интенсивности теплопотока заметно прогревается только основание чехла, где и происходит сгущение геоизотерм. “Эффект цоколя” установлен одним из соавторов (М.Л.С.) на Большом Кавказе: во многих местах вдоль границы раннеюрского (или позднепалеозойского) осадочного чехла с более древним кристаллическим цоколем в тех зонах Кавказа, где метаморфизм чехла достигает хотя бы ступени аспидных сланцев, в его основании фиксируется зона мощностью до первых сотен метров, где уровень метаморфизма заметно повышается. При этом условия метаморфизма существенно статические, что приводит к появлению порфиробластовых и роговиковоподобных структур.

В пределах массива архейских гранитов Кумсинского купола вещественные преобразования первого этапа были выражены в замещении первичных амфибола и бурого биотита более низкотемпературным зеленым биотитом, в сосюритизации и серицитизации полевых шпатов. При этом не наблюдается структурных преобразований, а вещественные изменения, видимо, ограничены незначительной подвижностью породообразующих компонентов в условиях отсутствия динамического фактора, обычно не доходят до конца, оставляя для последующих процессов метастабильные минеральные формы.

Второй этап эволюции купольной структуры обусловил ее современные морфоструктурные особенности и был связан с хрупко-пластической деформацией гранитоидов и преимущественно пластической деформацией – смятием и расщеплением – в перекрывающих сариолийских конгломератах. Различия в типе деформирования были связаны с различной реологией пород. В гранитоидах деформация осуществлялась прежде всего в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием и милонитизацией. При этом максимально диспергированные объемы породы (милониты и ультрамилониты) испытывали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдястые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных текстур, удлинению минеральных зерен, обуславливали необратимые изменения объемов кристаллических пород без разрыва

сплошности, т.е. их пластическую деформацию. Подобная последовательность явлений отражает постепенный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к вещественно-пластическим конструктивным преобразованиям.

Но существует и обратная сторона процесса. Пластическая деформация на уровне кристаллических решеток, выраженная в трансляционном скольжении, формировании двойников скольжения и т.п., приводит к исчезновению метастабильных частично разложившихся минералов. При этом последние в условиях механохимической активизации, обуславливающей высокую подвижность компонентов, сбрасывают продукты своего распада в межзерновое пространство магматической породы. Это приводит к ослаблению межзерновых связей, появлению межзернового проскальзывания, которое может перейти в катакластическое течение, милонитизацию и далее все на круги своя. Выше были описаны случаи, когда минеральные зерна изменяли свою форму только за счет пластической деформации, – в результате трансляционного скольжения и перекристаллизации с появлением новых минералов. Все эти явления наиболее ярко проявлены в зонах хрупко-пластического скалывания, густо пронизывающих граниты. Здесь разделить процессы хрупкого и пластического деформирования, а тем более выяснить их соподчиненность порой очень трудно и проще сделать вывод об их гармоническом сочетании.

Минеральные преобразования гранитоидов в максимально измененных их участках, приуроченных к зонам скалывания, характеризуются ассоциацией серицит (мусковит)-хлорит-альбит-биотит-кварц. В краевых частях массива в заметных количествах присутствуют эпидот и кальцит.

В сариолийских конгломератах основной формой динамометаморфических преобразований было формирование сланцеватости, по плоскостям которой развивались хлорит, альбит и кварц. На син- и частью посткинematическом этапе кристаллизовались порфиробласты биотита и эпидота. Таким образом, набор динамометаморфических минералов здесь такой же, как и в гранитоидах. Важно, что ориентировка сланцеватости в конгломератах соответствует ориентировке одной из систем зон скалывания в гранитоидах фундамента, что является критерием для их структурно-парагенетической и временной корреляции. В отличие от гранитоидов со свойственным им мозаичным, неравномерным и в известной степени хаотичным проявлением динамометаморфизма, конгломераты обнаруживают достаточно высокую степень упорядоченности и единообразия связанных с динамометаморфизмом структур. Это, очевидно, отражает их способность

быстро и в значительных объемах однородно реагировать на тектонические напряжения и релаксировать их с формированием тонких плоскостей делимости и ламинарного течения – сланцеватости. Пластическая деформация изгиба – формирование по крайней мере мелких складок – здесь также имеет место. В целом в породах чехла также сочетаются хрупкие и пластические деформации, но последние имеют большую интенсивность.

В заключение отметим, что именно благодаря внутренней подвижности гранитный фундамент оказался способным участвовать в строении напряженных пликтивных структур чехла. Развитие купола, включавшее в себя как хрупкую, так и пластическую деформацию, сопровождалось субпослойным в широком смысле термина течением пород чехла, что подтверждается наличием соответственно ориентированной сланцеватости и ориентированных параллельно слоистости и сланцеватости галек на крыльях структуры, их растяжением в субпослойном направлении. Наличие растяжения на крыльях (в осадочном чехле), расширение купола в его верхней части и внутренняя структура купола (характер и ориентировка трещиноватости, форма и расположение блоков и “двориков давления”), скорее всего, свидетельствуют о действии механизма нагнетания материала в ядерную часть купола. Пока не вполне ясно, какие причины вызвали нагнетание: напряжения внешнего горизонтального сжатия, автономное всплывание гранитного материала в верхние горизонты или локально проявившиеся вертикальные токи вещества фундамента.

Вместе с тем заметим, что купола, подобные Кумсинскому, занимают в пределах Карельского блока характерную структурную позицию – в пределах узких, в целом синклиналиных зон смятия, разделяющих обширные поднятия раннеархейского фундамента. Наиболее вероятно, что структура данных зон сформировалась в результате сжатия со стороны этих поднятий. При сжатии целостность фундамента в основании синклиналиных прогибов нарушается, отдельные объемы гранитно-метаморфического фундамента приобретают объемную подвижность и нагнетаются в верхние горизонты коры, формируя ядра “куполов-складок”.

В породах фундамента преобладает хрупкая сколовая деформация, тогда как в чехле превалирует пластическая. Различия в реологии сред отражаются и в появлении срывов на границе фундамента и чехла. Однако множественные перемещения по сколам, сочетающиеся, как было показано, с изгибом и будинированием отдельных блоков, в конечном счете могут создать эффект субпластичной деформации верхней поверхности фундамента. Предлагаемый механизм наиболее близок к компрессионно-эжективному [3, 5, 12], предпо-

лагаемому для ряда регионов и воспроизведенному экспериментально [12]. Однако вопрос о вязкостной инверсии, важной составляющей этого механизма, в нашем конкретном случае еще требует обсуждения.

Следует подчеркнуть, что формирование Кумсинской структуры происходило на фоне весьма низкого теплопотока, – минеральные ассоциации (метаморфические) в фундаменте и чехле отвечают хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Однако распределение тепла было неравномерным. В связи с “эффектом цоколя” наиболее сильно преобразованной оказалась самая нижняя часть чехольных образований, где, естественно, были созданы и наиболее благоприятные условия для пластической деформации.

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Породы условно жесткого кристаллического цоколя Карельского массива на этапе постпротоплатформенной активизации в определенных тектонических обстановках приобретают внутреннюю объемную подвижность.

2. Эта подвижность обеспечивается комплексом структурно-вещественных преобразований, отражающих хрупкую, хрупко-пластическую и пластическую деформации, при преимущественном развитии объемного катаклаза.

3. В результате развития указанных деформаций монолитные гранитные массы тектонически дезинтегрируются и приобретают способность к катакlastическому тектоническому течению, что позволяет им участвовать в формировании куполообразных структур, которые отражены и в структуре чехольных образований.

4. Форма массива и характер внутренних деформаций фундамента свидетельствуют о процессе нагнетания вещества фундамента под действием тектонической компрессии. Природа последней в настоящее время не может считаться однозначно установленной.

5. Изложенный материал показывает, что фундамент платформ, даже наиболее консолидированных – древних, является (или может являться) весьма подвижной породной субстанцией, которая чутко реагирует на внешние (и внутренние, свойственные данному объему пород) напряжения.

6. Объемная подвижность кристаллических сред и их тектоническое течение могут осуществляться в режиме почти “холодной” деформации, что подтверждается преимущественно катакlastической деформацией гранитного фундамента, низкотемпературными минеральными ассоциациями времени деформации, отсутствием признаков термальной пластификации гранитоидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348 с.
2. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265 - 269.
3. *Бронгулеев В.В.* Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
4. *Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Голубев А.И.* Агломераты сумийско-сарийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 70 - 77.
5. *Книппер А.Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1989. С. 15 - 23.
6. *Кратиц К.О.* Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
7. *Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3 - 23.
8. *Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16 - 33.
9. *Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов // Л.: Наука, 1988. 143 с.
10. *Негруда В.З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52 - 76.
11. *Паталаха Е.И.* Механизм смятия в складку мощного покрова нерасланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109 - 124.
12. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформированных разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 47 - 56.
13. *Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа // М.: Наука, 1971. 246 с.
14. *Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Соотношения фундамент-чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62 - 69.

Рецензент: А.С. Перфильев

Tectonic Mobility of Crystalline Basement Rocks in Anticline Structure Cores of The Northern Onega Region (Baltic Shield)

M. G. Leonov, S. Yu. Kolodjajny, M. L. Somin

The study on the Kymasa dome structure revealed that Archean rocks of the conditionally rigid crystalline basement of the Karelian massif (Baltic shield) show, under certain conditions, the internal volumetric mobility. This mobility results from complex structural and compositional transformations manifested in brittle, brittle-plastic and plastic deformations, which dominantly lead to the volumetric cataclasis of the rocks. As a result of cataclastic tectonic flow under compression, the granitic masses form dome-like structures affecting the structure of cover formations.

УДК 550.34(571.64)

ШИКОТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1994 г.: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

© 1996 г. Е. А. Рогожин

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.02.95 г.

Согласно сейсмологическим и геологическим проявлениям, сильнейшее Шикотанское землетрясение 4 октября 1994 г. на Южных Курилах, как и многие другие сильные сейсмические события Курило-Камчатской зоны, характеризовалось положением плоскости подвижки в очаге вкрест падения сейсмофокальной зоны Заварицкого–Беньофа. Очаг ориентирован вдоль островной дуги. Смещение в нем представляет собой правосторонний крутой взбросо-сдвиг, у которого взброшено крыло, прилегающее к глубоководному желобу, а приостровное крыло опущено. Это не позволяет увязать сейсмогенерирующую подвижку со смещениями, присущими процессу субдукции. В то же время с позиций концепции нелинейной геодинамики определяющее сеймотектоническое значение для области западной окраины Тихого океана приобретают устойчивые типические геолого-геофизические особенности переходных зон, такие как резкие изменения гравитационного поля, теплового потока, вулканизма, сейсмичности и др., вкрест их простираения. Современное развитие этих важнейших для глобальных геодинамических интерпретаций зон определяется особенностями глубинных неоднородностей земной коры и верхней мантии.

ВВЕДЕНИЕ

Катастрофическое Шикотанское землетрясение 4 октября 1994 г. возникло в районе, расположенном к юго-востоку от Малой Курильской гряды на северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба. Магнитуда этого сейсмического события составила 8.1 по оценкам Обнинской сейсмологической обсерватории [28]. По данным японских сейсмологов – 7.9. Сейсмологический центр Гарвардского университета приводит цифры $M = 8.2 - 8.3$ [35]. Сильные сейсмические толчки с похожими и несколько меньшими магнитудами случались в этом районе не раз. Наиболее крупными являются землетрясения 1952 г. ($M = 8.2$), 1958 г. ($M = 8.1$), 1963 г. ($M = 8.1$), 1969 г. ($M = 7.8$), 1973 г. ($M = 7.4$), 1978 г. ($M = 7.7$), 1993 г. ($M = 7.8$), 1994 г. 14 августа ($M = 6.3$), 1994 г. 31 августа ($M = 6.5$), занимающие примерно такую же сеймотектоническую позицию. Ориентировка длинных осей очагов всех этих землетрясений была параллельна простираению островных дуг Южных Курил [2]. Очаговые зоны перечисленных землетрясений в виде непрерывной цепочки охватили приостровной склон Курило-Камчатского желоба в южной части Курильской гряды. Т.е. сейсмическое событие 4 октября 1994 г. было очень сильным и в то же время вполне типичным для этой зоны в ряду других толчков. Однако большой макросейсмический эффект на островах Южно-Курильской группы, широко освещенный

средствами массовой информации, возникновение связанного с землетрясением цунами и человеческие жертвы привлекли к нему пристальное внимание общественности.

Землетрясение хорошо изучено. Начиная с момента главного толчка, дальневосточная сейсмологическая сеть России регистрировала повторные толчки. Ценный сейсмологический материал о главном ударе и афтершоках собран региональной сетью сейсмических станций Японии (метеорологической и геологической служб). В ближней зоне на островах Шикотан и Кунашир Эпицентральной сейсмологической экспедиции Объединенного института физики Земли РАН развернула телеметрическую сеть временных сеймостанций для регистрации афтершоков с большой точностью. Параллельно здесь были проведены изучение сейсмодислокаций и спутниковые геодезические измерения [35]. В прежние годы геофизическими методами было подробно исследовано строение земной коры и верхней мантии Курильской гряды [29, 30]. Таким образом, оказалось возможным составить довольно ясное представление о структуре среды, в которой возник очаг.

По оценкам Гарвардского сейсмологического центра, эпицентр главного толчка имел координаты 43.67° северной широты и 147.36° восточной долготы. Сейсмологи Японской геологической службы приводят координаты 43.24° северной широты и 147.54° восточной долготы [37, 38]. Глубина гипоцентра оценивается ими в 20 - 30 км.

Согласно этим сведениям, очаг оказался приуроченным к зоне Заварицкого–Беньофа – той сейсмофокальной плоскости, в которой концентрируется около 80% всех землетрясений мира.

Собранные разными исследователями сейсмологические и геолого-геофизические материалы об этом сейсмическом событии и о строении области его возникновения позволяют, с одной стороны, лучше понять процессы, происшедшие в очаге землетрясения, а с другой – интерпретировать эти процессы для воссоздания картины современной геодинамики данного участка Курильской островной дуги как области сочленения Евразийского континента и Тихоокеанской океанической плиты. В этом свете материалы изучения очаговой области Шикотанского землетрясения могут послужить лишним аргументом в пользу той или иной общетектонической гипотезы в применении к ключевой зоне современного тектогенеза.

Для воссоздания ясной картины процесса в очаге сильного землетрясения обычно используются разные его проявления. В основном это – сейсмологические, макросейсмические, геологические, геофизические, геодезические и некоторые другие явления, которые можно зафиксировать инструментально или методами картирования вслед за главным толчком. Шикотанское землетрясение возникло в подводных условиях, где приемы континентальной сейсмогеологии не применимы для изучения поверхностных деформаций. Нет также достаточных данных о разрушении зданий для оценки воздействия сейсмических волн на дневную поверхность. В связи с этим на первое место выступают сейсмологические подходы к исследованию структуры и кинематики сейсмического очага. Важны также геолого-геофизические сведения о вещественном и структурном устройстве очаговой области.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ШИКОТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

К сейсмологическим сведениям об очаге крупного землетрясения относятся параметры главного толчка (координаты, глубина, магнитуда), решение фокального механизма и размещение облака гипоцентров афтершоков. Все эти материалы для Шикотанского землетрясения имеются. О параметрах очага уже было сказано во введении. Они хоть и несколько различаются по разным оценкам, но в целом дают возможность привязать сейсмический очаг к определенной тектонической зоне.

Решение фокального механизма позволяет оценить ориентацию осей напряжений в очаговой области и выявить положение плоскости сейсмогенерирующей подвижки, а также кинематику последней. В первые же дни после землетрясения

появилось несколько определений расчетного механизма в очаге. Автору удалось получить решения Гарвардского сейсмологического центра [35], Обнинской сейсмологической обсерватории [28] и Японской геологической службы. Все эти решения близки между собой. Согласно этим данным, главная ось сжатия полого погружается под желоб и ориентирована с юго-востока на северо-запад. Ось растяжения близвертикальна, вернее, круто наклонена к юго-востоку. Первая нодальная плоскость характеризуется юго-восточным простиранием и падением на юго-запад под углом $38^\circ - 40^\circ$ [28, 37]. Подвижка предстает в виде левостороннего надвига-сдвига по азимуту $125^\circ - 128^\circ$. Эта плоскость ориентирована вкостр островной дуги.

Вторая нодальная плоскость простирается с юго-запада на северо-восток и погружается на юго-восток под углом около 75° . Как мы видим, она простирается практически параллельно островной дуге и падает в сторону глубоководного желоба (рис. 1). Смещение в очаге землетрясения можно квалифицировать как крутой правосторонний взбросо-сдвиг, причем взброшено юго-восточное крыло.

Чтобы представить себе положение и размеры очага Шикотанской сейсмической катастрофы, необходимо воспользоваться результатами изучения повторных толчков. При этом конфигурация и структура облака гипоцентров афтершоков, зарегистрированных в первый месяц после главного толчка, фактически отражают форму очага землетрясения в недрах земли [17]. Изучение афтершоковой последовательности, как говорилось выше, проводилось несколькими научными коллективами. Наиболее полный материал о повторных толчках собран японскими сейсмологами [37, 38], регистрировавшими афтершоковый шлейф, начиная с момента главного толчка, сетью региональных станций Японского архипелага. Телеметрическая сеть японских сейсмостанций хоть и расположена не самым лучшим образом относительно очага землетрясения 4 октября 1994 г., только к юго-западу от него, тем не менее собрала данные практически о всех афтершоках (даже очень слабых, с магнитудами 1.0 и менее). Причем результаты представлены в трехмерном виде. Наилучшие определения координат и глубины гипоцентров не выходят за пределы 10 км. С такой точностью зарегистрировано несколько сотен толчков, а с точностью менее 30 км и менее 50 км – несколько тысяч (рис. 2). Особенно важно, что общая конфигурация и положение облака эпицентров повторных толчков по этим данным хорошо коррелируют с результатами работ ОИФЗ РАН [35].

Для реконструкции структуры сейсмического очага предпочтительно использовать именно

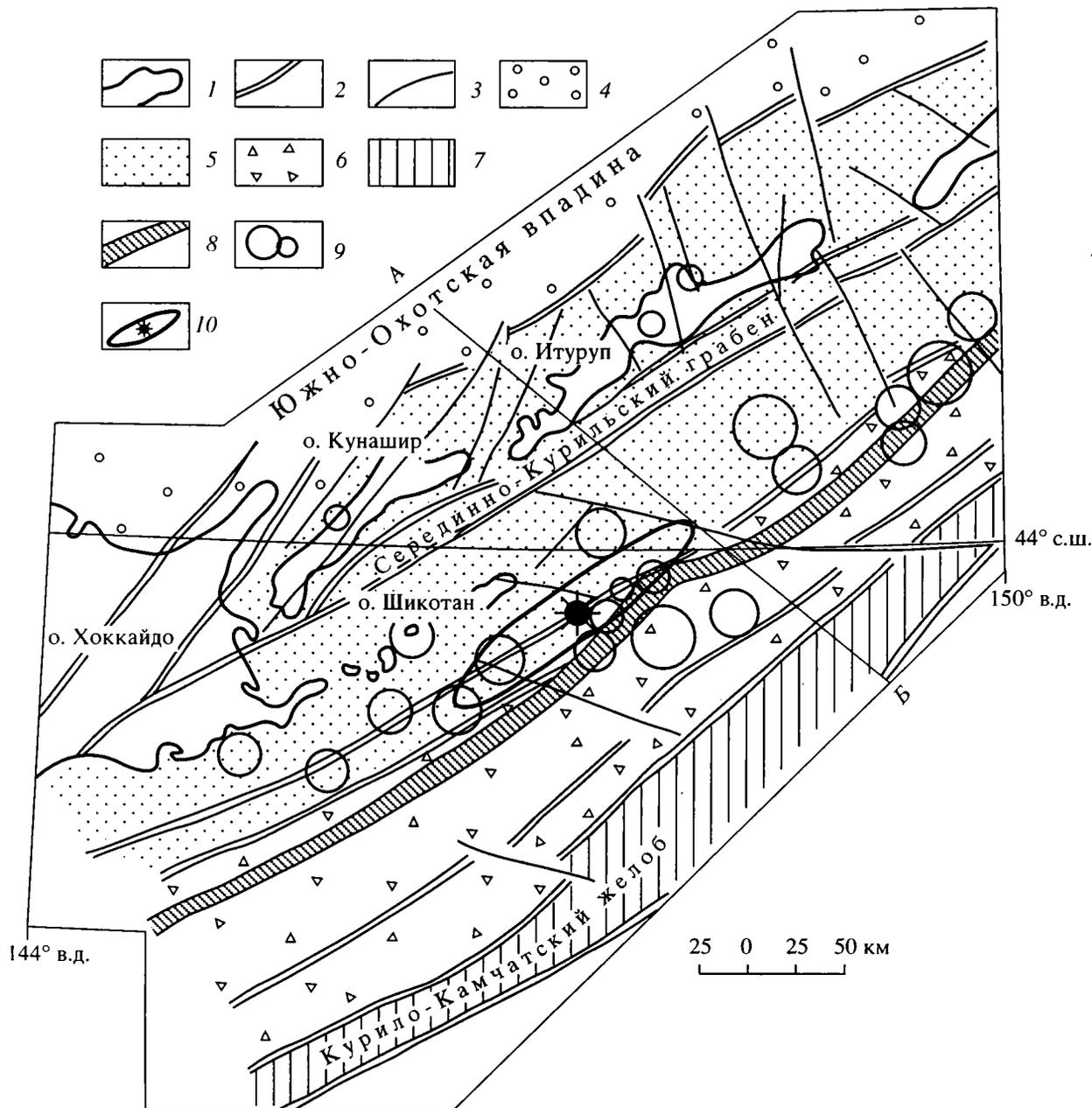


Рис. 1. Тектоническая схема района Южных Курил.

1 – контуры островов; 2, 3 – разломы: 2 – крупные, 3 – более мелкие; 4 – 7 – тектонические зоны: 4 – Южно-Охотская, 5 – Курильской дуги, 6 – приостровной склон глубоководного желоба, 7 – Курило-Камчатский глубоководный желоб; 8 – зона Заварицкого–Беньофа [12]; 9 – инструментальные эпицентры сильных землетрясений прошлого; 10 – эпицентр и очаговая зона Шикотанского землетрясения 1994 г. А–В – линия профиля, изображенного на рис. 4 (фрагмент).

японские материалы ввиду их большой полноты и надежности. Согласно этим данным, поле эпицентров афтершоков представляет собой овал размерами 200 на 100 км, длинная ось которого вытянута с юго-запада на северо-восток (см. рис. 2) параллельно простиранию островной дуги и глубоководного желоба. В пределах этого овала отчетливо выделяется центральная зона с макси-

мальной концентрацией эпицентров длиной около 180 км и шириной до 40 - 45 км, а также оторочка с меньшей плотностью распределения эпицентров. Центральная зона несколько смещена к северо-западной окраине всего облака. Поэтому юго-восточная обрамляющая зона менее плотного распределения афтершоков оказывается более широкой, чем северо-западная.

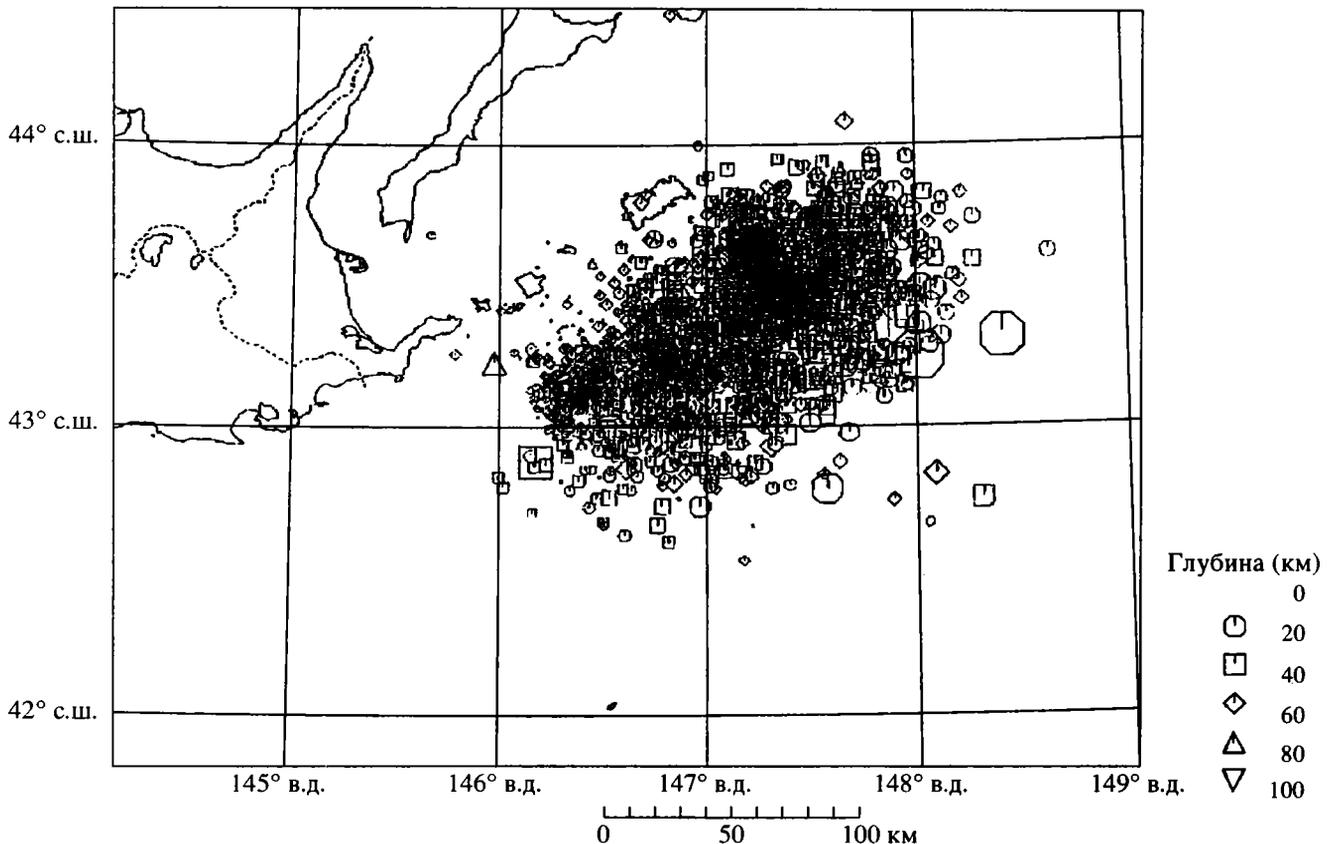


Рис. 2. Карта эпицентров афтершоков за период с 4 по 10 октября 1994 г. [37, 38].

Справа: разными знаками показаны глубины повторных толчков. Размеры знаков даны в зависимости от магнитуды (от 1 до 8).

Массовое определение глубин гипоцентров афтершоков позволяет построить разрез облака как вдоль, так и вкrest очаговой зоны (рис. 3). В недрах Земли повторные толчки охватили всю земную кору и часть подкорового слоя литосферы от поверхности дна до глубин 60 км. Облако гипоцентров подстилает приостровной склон желоба практически на всю ширину, причем в северо-западной части намечается вышеупомянутая зона сгущения повторных толчков. Она также распространяется от поверхности дна до глубин около 60 км. В разрезе эта зона сгущения гипоцентров имеет ширину порядка 30 км и погружается в юго-восточном направлении под углом около $70^\circ - 80^\circ$. Отмечается также пологое заглубление верхнего края зоны повышенной плотности распределения афтершоков в пределах облака в юго-западном направлении до уровня 30 - 40 км от поверхности.

Таким образом, на основе анализа неоднородности концентрации гипоцентров повторных толчков удается понять конфигурацию и структуру очага Шикотанского землетрясения. Его, по видимому, можно условно отождествлять с плоскостью, которую обрисовывает в плане и разрезе

зона сгущения афтершоков. Ориентировка плоскости подвижки параллельна в этом случае простиранию островной дуги и глубоководного желоба, а падение – в южных румбах, достаточно крутое. Эти параметры хорошо согласуются с положением в пространстве второй нодальной плоскости, получаемой из решения фокального механизма (см. выше).

Обычно при сильных землетрясениях с взбросовой подвижкой в очаге висячем крыле взброса сосредоточивается большее количество гипоцентров афтершоков. Повторные толчки охватывают здесь массив горных пород гораздо большей ширины, чем в лежащем крыле. Такая картина наблюдалась, к примеру, в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988 г. [24]. В случае Шикотанского землетрясения, как мы видели, облако гипоцентров афтершоков также резко асимметрично. Если отождествлять внутреннюю зону более плотного распределения фокальных центров с ближним обрамлением плоскости подвижки в очаге, то более широкая юго-восточная часть облака, по-видимому, приурочена к висячему крылу, а более узкая северо-западная – к лежащему крылу взброса.

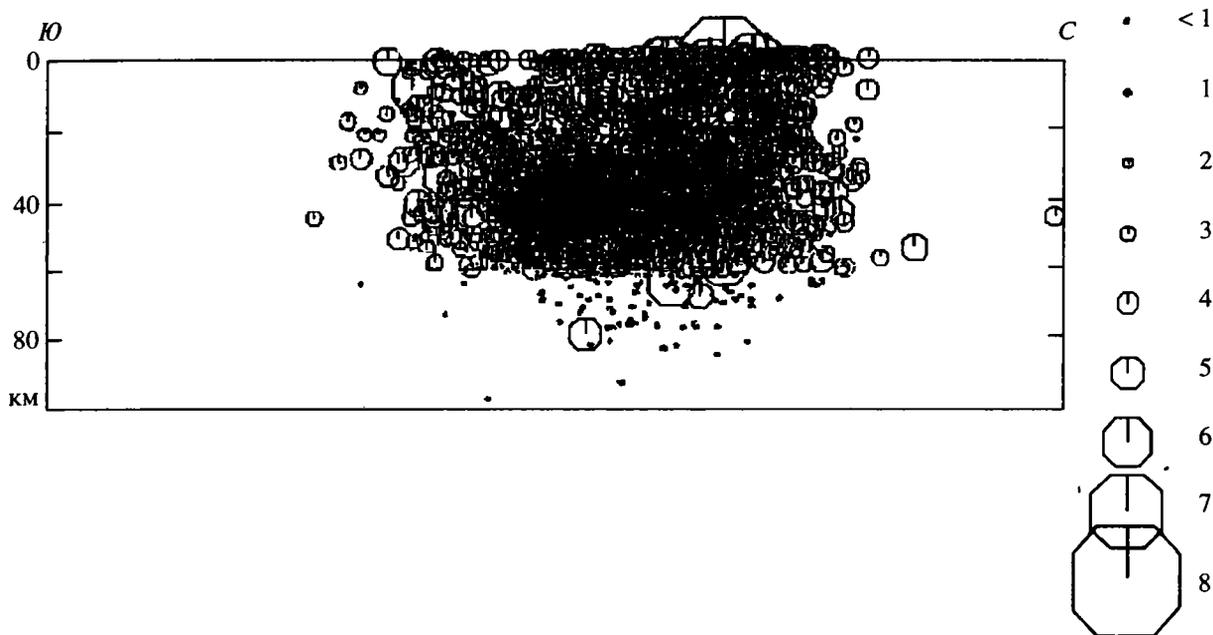


Рис. 3. Меридиональный разрез облака гипоцентров афтершоков за период с 4 по 10 октября 1994 г. по [37, 38]. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Справа – значения магнитуд повторных толчков.

Важно оценить правильность сделанных выше по сейсмологическим данным выводов о размерах и кинематике очага Шикотанского землетрясения, сопоставляя полученные параметры со среднестатистическими, выведенными разными авторами для больших выборок землетрясений. Так, по таблицам, составленным Ю.В. Ризниченко [23], очаг с магнитудой 8.1 - 8.2 обычно характеризуется протяженностью около 200 км и шириной порядка 70 км. Примерно такие же цифры протяженности очага следуют из графиков, составленных Ю.Ф. Копничевым и Г.Л. Шпилькером [13]. По В.В. Штейнбергу, длина разрыва в очаге сейсмического события с подобной магнитудой и при взбросо-сдвиговой кинематике составляет также около 200 км, а площадь очаговой плоскости оценивается примерно в 12 - 13 тыс. квадратных километров [36]. Сравнивая эти статистические данные с размерами очага Шикотанского землетрясения, приходим к выводу, что его протяженность (около 200 км) и площадь поверхности сейсмогенерирующего разрыва, определенные по материалам об афтершоках, выглядят вполне правдоподобно.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЧАГА

Поскольку плейстосейстовая область землетрясения располагается на дне океана, сведения о геологических проявлениях, т.е. сейсмодислока-

циях, довольно скудны. На островах Малой Курильской дуги возникли многочисленные обвалы горных масс на крутых склонах и обрывах. Имели место также оползни, один из которых на о-ве Шикотан детально обследован вскоре после землетрясения [6]. На склонах горы Шикотан образовались сейсмогенные трещины. Все эти деформации были вторичными, сейсмогравитационными и сейсмовибрационными, и вполне обычными для зоны 9 - 10-балльных воздействий. Они не отражают подвижку в очаге, поскольку располагаются от него на большом расстоянии – 20 - 30 км.

Существенным остаточным нарушением поверхности следует считать оседание о-ва Шикотан как единого целого блока примерно на 0.6 м после главного толчка землетрясения, замеченное жителями по изменению конфигурации береговой линии и оцененное по уровню воды у футштока в Малокурильской бухте [6]. Обычно после сильных землетрясений изменение высот дневной поверхности фиксируется геодезическими методами. Такие изменения были зарегистрированы при повторном нивелировании в эпицентральных зонах Ашхабадского 1948 г., Эль-Асамского 1980 г., Газлийских 1976 и 1984 гг., Спитакского 1988 г. и др. землетрясений. При этом документировалось необратимое относительное поднятие или опускание очень обширных территорий с амплитудами от 1 до 6 м. По-видимому, в нашем случае также произошло опускание довольно крупного блока земной коры, только роль

повторного нивелирования сыграл уровень Мирового океана. Во всех перечисленных эпицентральных зонах смещение определялось подвижкой в очаге [24]. Дневная поверхность над взброшенным крылом сейсмогенерирующего разлома приподнималась, а над опущенным – опускалась. Амплитуда подвижки в очаге сопоставима с амплитудой изменения уровня поверхности. По мере удаления от сейсмического очага величина вертикальных перемещений поверхности значительно сокращается.

По оценке Ю.В. Ризниченко [23], смещение в очаге землетрясений с магнитудой 7.9 - 8.2 составляет от 6.5 до 10 м. Однако, как уже указывалось выше, о-в Шикотан удален от очага на большое расстояние, хотя и расположен в относительно опускающемся северо-западном крыле сейсмогенерирующего взбросо-сдвига. Сильное затухание вертикальных смещений поверхности на таком расстоянии выглядит естественно, а амплитуда вертикального смещения на 0.6 м представляется правдоподобной, в особенности если учесть, что подвижка в очаге, кроме взбросовой, имела существенную праводвиговую составляющую. В целом небольшое опускание острова можно, таким образом, связать с реакцией дневной поверхности на подвижку в очаге землетрясения. К такому же выводу пришли и японские сейсмологи, рассчитавшие на компьютере амплитуды опускания и воздымания участков поверхности, исходя из фокального механизма [38].

Теперь рассмотрим тектоническую обстановку, в которой возникло Шикотанское землетрясение. Строение южного участка Курильской островной дуги и приостровного склона глубоководного Курило-Камчатского желоба хорошо изучено как геолого-геоморфологическими, так и геофизическими методами. обстоятельные обзоры тектонического развития зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану были опубликованы в 60 - 70-х годах А.В. Горячевым [5], Ю.М. Пушаровским [20], Е.М. Рудичем [26]. Г.Д. Удинцев описал геоморфологию и морфоструктуры западной части дна Тихого океана [31]. Вопросы глубинной сейсмотектоники Курило-Камчатского островной дуги специально рассмотрены в монографии В.Н. Аверьяновой [1]. Южные Курилы в СССР практически являлись полигоном для изучения строения литосферы переходных зон от континента к океану разными сейсмическими методами. Структура земной коры была выявлена здесь в процессе длительных исследований методом глубинного сейсмического зондирования И.П. Косминской, С.М. Зверевым, Ю.Ф. Тулиной, П.С. Вейцман и др. [9, 14, 15]. Для изучения верхних горизонтов коры в районе Южных Курил были применены методы отраженных волн и непрерывного сейсмического профилирования [29]. Сопоставление данных ГСЗ, КМПВ, МОВ ОГТ,

НСП позволяет отчетливо представить строение литосферы на всех глубинных уровнях.

Северо-восточная часть очаговой области Шикотанского землетрясения (в районе о-ва Итуруп) пересекается профилем ГСЗ, профилями МОВ ОГТ и НСП, здесь же проходит синтетический геотраверс, составленный на основе всех имеющихся геофизических данных [25]. В центральной части эпицентральной области, в районе о-вов Шикотан и Кунашир, проходит профиль МОВЗ [11]. В свете всех этих материалов очаг рассекает земную кору в том месте, где она имеет максимальную для Южных Курил мощность (более 30 км, рис. 4). Здесь же гранито-гнейсовый слой (скорости 5.5 - 6.4 км/с), выделяемый под Малой Курильской грядой и подводным хребтом Витязя, выклинивается в недрах приостровного склона желоба. В более юго-восточной части склона кора хотя и имеет столь же большую мощность (20 - 30 км), но образована лишь осадками (средние скорости 2.8 км/с) и толстым слоем с "базальтовыми" скоростями (6.8 - 7.4 км/с). Нижняя часть очага сечет границу Мохо и располагается в верхней мантии. Очаг практически полностью укладывается в верхней широкой части сейсмофокальной зоны (см. рис. 4). В связи с тем, что главная плоскость сейсмогенерирующей подвижки круто погружается в южных румбах, а сейсмофокальная зона более полого – под островную дугу, на северо-запад, получается, что очаг пересекает последнюю вкrest.

Поскольку облако афтершоков достигает поверхности океанического дна, то очаг может иметь связь с какими-либо поверхностными структурами или формами подводного рельефа. Профили НСП и МОВ позволяют наблюдать такие структуры в разрезе в близповерхностных горизонтах коры (рис. 5). Согласно результатам НСП приостровной склон глубоководного желоба имеет целый ряд ступеней (от 5 до 10). Осадки, скопившиеся на пологих площадках таких ступеней, образуют синклинальные формы, а с внешней стороны каждой ступени существует выступ более нижних горизонтов осадков или пород базальтового состава, выраженный в рельефе в виде гребня. По материалам П.К. Затонского и др. [8], на приостровном склоне желоба различаются типы однородных генетических поверхностей – морфоскульптуры – на пологих и крутых участках крупнейших из упомянутых структурных ступеней. Так, пологие поверхности относятся к неволновому типу, аккумулятивному флювиальному с выравниванием за счет обильного поступления осадочного материала при отсутствии условий для развития оползней и суспензионных потоков. Крутые участки склона относятся к аккумулятивному флювиальному типу подводного рельефа. Здесь также отмечается выравнивание за счет мощного поступления осадочного материала, но имеются

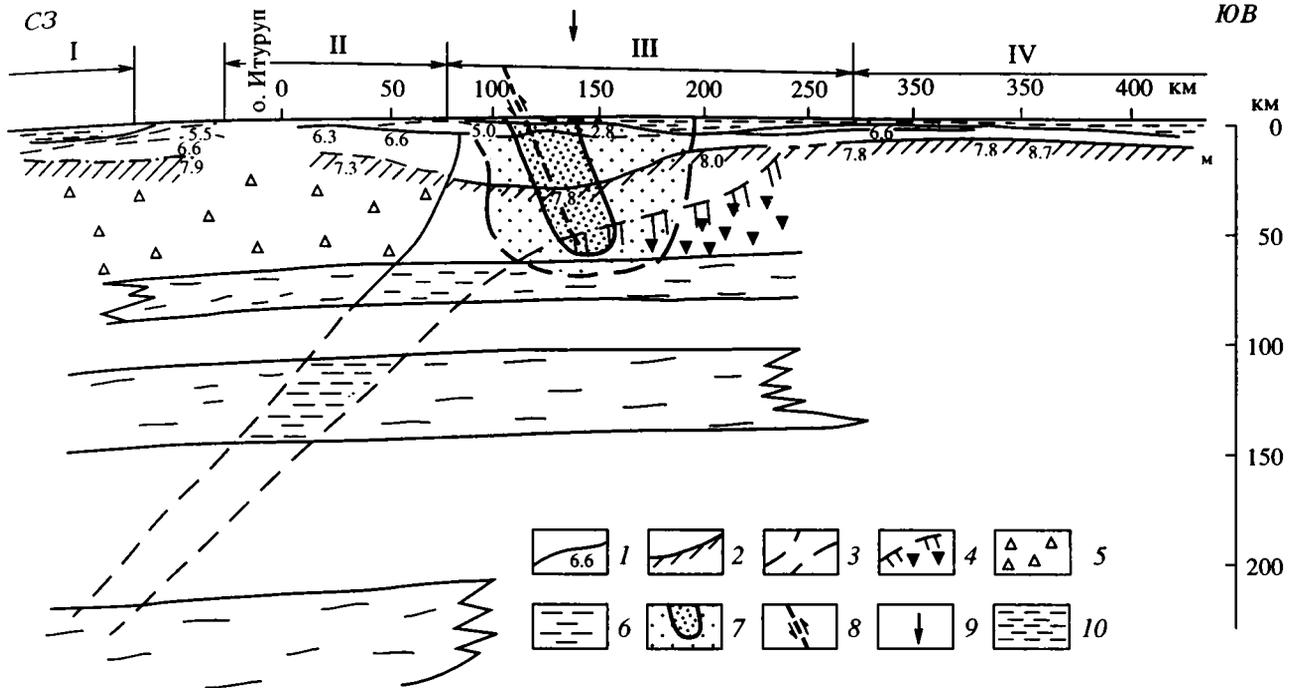


Рис. 4. Фрагмент сводного разреза земной коры по геотранверсу Сихотэ-Алинь – Вал Зенкевича, по [25, 29] с изменениями и дополнениями.

1 – сейсмические границы и средние сейсмические скорости, км/с; 2 – подошва земной коры и граничные скорости сейсмических волн, км/с; 3 – сейсмофокальная зона; 4, 5 – слои с аномально: 4 – высокими и 5 – низкими значениями сейсмической скорости в верхней мантии; 6 – астеносферные слои в верхней мантии (в сейсмофокальной зоне штриховка сгущена); 7 – облако гипоцентров афтершоков (более густой крап – зона сгущения гипоцентров); 8 – плоскость сейсмогенерирующей подвижки в разрезе, стрелки – смещение крыльев; 9 – положение эпицентра Шикотанского землетрясения [28]; 10 – вода.

Римские цифры на рисунке обозначают: I – Курильская котловина Охотского моря; II – Южно-Курильская островная дуга; III – Курило-Камчатский желоб; IV – Вал Зенкевича.

условия для развития оползней и суспензионных потоков. По результатам этих геоморфологических исследований на краях ступеней выделяются крупные и мелкие уступы и сравнительно небольшие гряды-выступы.

По данным серий параллельных профилей МОВ, каждый такой гребнеобразный выступ имеет в плане линейную форму и подрезается со стороны пологой части ступени одним или двумя крутыми разломами, в зоне которых слои осадков подвернуты (см. рис. 5). Поскольку осадки эти очень молодые (не древнее верхнего плейстоцена), то структурные формы, сопровождающие такие разломы, говорят о современной их активности. По кинематике дизъюнктивы являются здесь, главным образом, крутыми взбросами, причем у них взброшено то крыло разлома, которое располагается ближе к оси глубоководного желоба. Поверхности сместителей или вертикальны, или погружаются в сторону желоба. Таким образом, в пределах вышеописанных структурных ступеней более нижние части приостровного склона

Курило-Камчатского желоба взбрасываются на более верхние. При этом образуются структурные ловушки для накопления осадков в северо-западных опущенных крыльях взбросов.

На геофизических разрезах литосферы, профилях и геотранверсах, суммирующих большие объемы разнородных данных, показаны крупные глубинные разломы, пересекающие всю кору и нарушающие границу М [11, 25, 29]. На геотранверсе через Сахалин, Охотское море, Курилы и глубоководный желоб, составленном А.Г. Родниковым, такие разломы обрамляют островную дугу с северо-запада и юго-востока, а также отделяют Срединно-Курильский грабен от поднятий Большой и Малой Курильских дуг [3, 10, 25]. Целая серия крупных глубинных сбросов выявлена Т.К. Злобиным на профиле МОВЗ, пересекающем Южные Курилы в районе о-вов Кунашир и Шикотан.

На Карте разломов территории СССР [12] в пределах Южных Курил показано несколько региональных разломов, параллельных простиранию дуги. Три из них нарушают приостровной

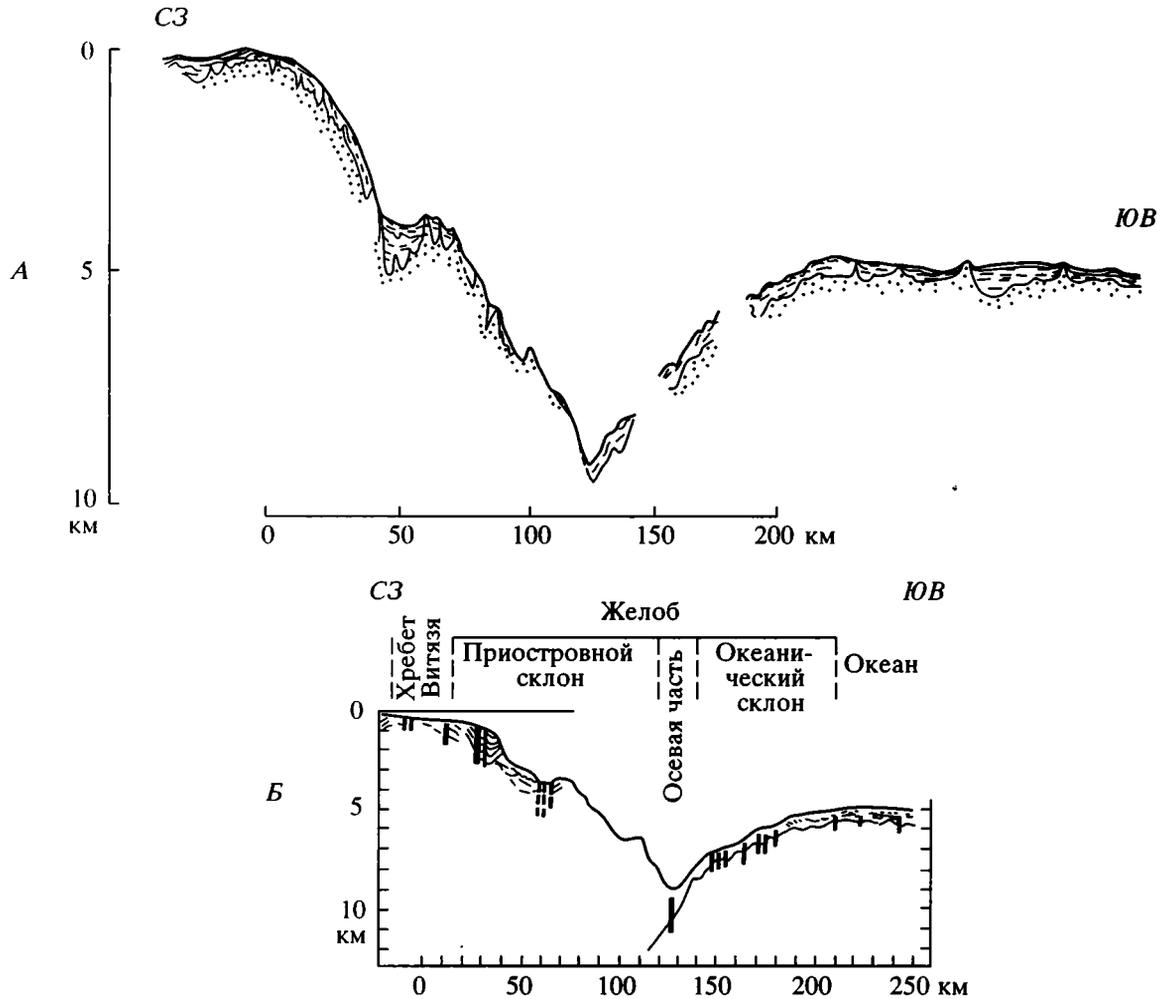


Рис. 5. Профили НСП (А) и МОВ ОГТ (Б) вкост глубоководного желоба, приостровного склона и подводного хребта Витязя в районе Южных Курил [29].

Объяснения в тексте.

склон Курило-Камчатского желоба. Очаг землетрясения, очевидно, был связан с одним таким разломом, разграничивающим на поверхности дна тектонические зоны Курильской дуги и северо-западного склона желоба (см. рис. 1). В то же время А.В. Горячев, Т.К. Злобин, К.Ф. Сергеев и др. [27] продемонстрировали наличие столь же глубинных дизъюнктивов, пересекающих островную дугу и северо-западный склон желоба вкост или под острыми углами. Таким образом, земная кора в очаговой зоне землетрясения раздроблена на блоки продольными и поперечными к простиранию дуги разломами. В.Н. Аверьянова и Л.М. Балакина [1, 2] показали сейсмоконтролирующую роль разломов той и другой ориентировки. По сейсмологическим данным [28], точка начала вспарывания очага главного толчка Шикотанского землетрясения 1994 г. (инструментальный эпицентр) была связана с дизъюнктив-

ным узлом, образованным разломами курильской и "антикурильской" ориентировок (см. рис. 1).

Другие геофизические материалы также могут характеризовать среду в очаговой области. Так, на пересекающем северо-восточную часть очаговой области геотраверсе, на котором суммированы сейсмические данные (ГСЗ) и сведения о некоторых природных геофизических полях [25], видно, что нижняя, подкорковая, часть очага землетрясения располагается вблизи крутопадающей границы между линзой разуплотненного вещества, подстилающего островную дугу, и относительно уплотненного материала, располагающегося под глубоководным желобом и юго-восточной частью его приостровного склона.

Приостровной склон Курило-Камчатского желоба является зоной резкого гравитационного минимума [29] на всем его протяжении от Камчатки до о-ва Хоккайдо. Дефицит масс, по-видимому,

объясняется здесь наличием слоя с "гранитными" скоростями в коре под островной дугой, большой мощностью рыхлых осадков на склоне, а также сочетанием двух астеносферных слоев в мантии на глубинах от 60 до 90 км и от 120 до 160 км [25]. Вообще же под Южно-Курильской дугой и Охотским морем насчитывается четыре таких слоя с аномально низкими скоростями сейсмических волн. Еще два, кроме вышеупомянутых, выявлены на глубинах примерно от 240 до 320 км и от 370 до 450 км. Большие объемы разуплотненного вещества в верхних горизонтах мантии (два верхних волновода) определяют не только отрицательную гравитационную аномалию под островной дугой, но позволяют объяснить также некоторые сложные вопросы геодинамики региона.

Весьма показательны геотермические данные. Под Южно-Курильскими дугами наблюдается аномально повышенный тепловой поток. На приостровном склоне желоба он составляет $1.2 - 2.0 \times 10^{-6}$ кал/см² с, а в зоне о-вов Большой Курильской гряды – $1.61 - 3.0 \times 10^{-6}$ кал/см² с [29]. Соответственно, глубинные температуры на границе Мохо оцениваются от 300 до 900°С. В то же время в осевой части глубоководного желоба тепловой поток в среднем ниже – $0.8 - 1.6 \times 10^{-6}$ кал/см² с. То же можно сказать и о температуре на границе М – 100°С. Зона максимального градиента изменения глубинных температур в литосфере располагается в пределах о-вов Малой гряды, хребта Витязя и приостровного склона желоба. Очаг землетрясения, таким образом, попадает в эту градиентную зону.

Вся эта разнородная информация характеризует особенности геолого-геофизической среды в очаговой зоне. Сочетание вещественных и структурных неоднородностей под Южными Курилами и глубоководным желобом определяет положение очага главного толчка и гипоцентров повторных ударов Шикотанского землетрясения.

ПОДВИЖКА В ОЧАГЕ ШИКОТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ТЕНДЕНЦИЙ РАЗВИТИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Тектоническая подзона Малой Курильской дуги и хребта Витязя представляла собой устойчивое поднятие и область размыва, начиная со среднего миоцена [5, 7]. При этом подзона Большой Курильской дуги являлась территорией, на которой накапливались продукты активной вулканической деятельности. Такой план развития сохранялся до второй половины четвертичного периода, когда сформировался современный рельеф Южных Курил. С этого момента Большая Курильская гряда вошла в интенсивное поднятие, а Малая – стала существенно отставать от нее по темпу восходящих движений. Большая ее часть погрузилась под уровень океана, образовав

подводный хребет Витязя. При этом средняя скорость поднятия для о-вов Большой дуги за четвертичное время составила 0.2 - 0.3 мм/год, а средняя скорость опускания хр. Витязя, продолжающего на северо-восток острова Малой гряды, измерялась в голоцене цифрами 45 - 50 мм/год [7]. Т.е. в целом для Южных Курил опускание было более активным процессом, чем поднятие.

По материалам профиля МОВ ОГТ, пройденного вкост дуги к северо-востоку от о-ва Шикотан, мощность рыхлых осадков на вершине хр. Витязя ничтожна, но быстро нарастает на склонах (см. рис. 5). Это свидетельствует в пользу быстрого погружения подзоны Малых Курил в совсем недавнее время. Таким образом, главной тенденцией тектонических движений на поздне-четвертичном этапе в подзоне Малой Курильской гряды является интенсивное опускание. Ряд авторов связывают такой стиль развития с активным рифтовым процессом [7]. В структурном отношении проседание и рифтогенез сопровождаются господством сбросовых смещений по системам продольных разломов.

В то же время приостровной склон глубоководного желоба испытывает дифференцированные движения. Как уже указывалось выше, более нижние части склона уносятся на более верхние по зонам глубинных разломов. При этом в относительно опущенных крыльях образуются мультислойные карманы, заполненные молодыми рыхлыми осадками, сносимыми с островной дуги суспензионными потоками. В процессе дальнейшего взбрасывания мористых крыльев этих разломов слои молодых осадков в приразломных зонах деформируются (см. рис. 5). Вероятно, такой стиль движений отражает процесс миграции островных поднятий и оттеснения желоба к юго-востоку [29].

Можно предположить также наличие тенденции горизонтальных сдвиговых смещений на современном этапе. Правосдвиговые крупноамплитудные движения в подзоне Большой гряды Южных Курил могут быть реконструированы для плейстоцен-голоценового времени, исходя из ориентировки отдельных островов. О-ва Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир имеют удлиненную форму и вытянуты вдоль простирания островной дуги, однако положение их длинных осей кулисообразное (см. рис. 1). А.В. Горячев рассматривает эти большие острова в качестве активных современных крупных горст-антиклиналей. В таком случае кулисообразное их расположение является результатом длительных правосторонних смещений вдоль контролирующих их положение разломов.

Анализ поля напряжений путем массовых определений фокального механизма очагов землетрясений привел Л.М. Балакину [2] к выводу, что

в области приостровного склона желоба главная ось сжатия ориентирована вкрест простирания дуги и полого погружается под желоб. При этом ось растяжения круто падает под дугу. Наиболее вероятные подвижки при таком расположении осей напряжений – крутые правосторонние взбросо-сдвиги с взбрасыванием крыльев в направлении от желоба к дуге или пологие надвиги с надвиганием горных масс в направлении от дуги к желобу. Первый механизм характерен для большинства подвижек в очагах сильнейших неглубоких (литосферных) землетрясений Курил. Второй механизм встречается реже. Показательно, что подвижка в очаге Шикотанского землетрясения полностью соответствует представлениям Л.М. Балакиной о преобладании крутых сейсмогенерирующих взбросо-сдвигов на северо-западном склоне желоба [2]. В то же время фокальный механизм сильнейшего афтершока 9 октября 1994 г. с магнитудой 7.7 соответствует левостороннему сдвигу-надвику на приостровном склоне с перемещением горных масс со стороны дуги в направлении желоба [28].

Т.К. Злобину удалось провести объемное картирование полей преобладающего всестороннего растяжения и сжатия в районе Южных Курил в подкоровом слое [11]. Под островами Малой Курильской гряды и под глубоководным желобом среда характеризуется, согласно этим данным, обстановкой растяжения в близгоризонтальном направлении, а на северо-западном борту желоба фиксируются условия интенсивного относительного сжатия. Очаг землетрясения полностью укладывается в поле сжатия и ограничивается с юго-востока и с северо-запада полями растяжения. При существующем положении плоскости очага взбросо-правосдвиговая подвижка хорошо вписывается в эту картину поля напряжений.

Распределение неоднородностей поля напряжений для островных дуг северо-западной части Тихого океана детально изучено В.Н. Аверьяновой [1]. Оказывается, что не только особенности сейсмичности, но и стиль современных движений Курило-Камчатской дуги и желоба определяются локальным соотношением осей напряжений на разных глубинах. Для продольных зон современного поднятия на глубине характерна обстановка сжатия, а для опускающихся структур – растяжения. То же самое можно сказать и о поперечных воздымающихся и относительно проседающих блоках коры. Таким образом, неоднородная, но закономерная картина напряженного состояния литосферы определяет размещение активных современных тектонических зон. Так, о-ва Кунашир и Шикотан, попадая в зону относительного поднятия продольной, курильской, ориентировки, приурочены в то же время к “антикурильской” (близширотной ориентированной) зоне поперечного прогибания.

Таким образом, результаты разностороннего геолого-геофизического и сейсмологического изучения Южных Курил и глубоководного желоба позволяют не только составить пространственное представление о геологическом устройстве и напряженном состоянии коры и верхней мантии в очаговой области землетрясения, но и выявить основные тенденции современного тектонического развития.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ИЗУЧЕНИЯ ШИКОТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Материалы изучения Шикотанского землетрясения, входящего в список сильнейших сейсмических событий на Земле за инструментальный период сейсмологических наблюдений, позволяют лучше понять геодинамику такого ключевого для тектоники района, как активная окраина Азиатского континента. Широко известно, что большинство ученых в мире считают подвижную систему островных дуг Курил и Курило-Камчатского глубоководного желоба современной зоной субдукции [16, 32]. При этом имеются публикации, авторы которых рассматривают механизм субдукции не только с общих позиций, но и используют детальные геолого-геофизические и сейсмологические данные [18]. С этой точки зрения основной процесс на границе островной дуги и глубоководного желоба представляет собой надвигание островной дуги на тальвег желоба. В средней части континентального склона предполагается “региональный тектонический покров, образующий с аккреционной призмой тектопару шарьяж–призма” [16, с. 64].

Для объяснения с этих позиций сейсмогенерирующих глубинных структур, порождающих сильные землетрясения с плоскостью взбросо-сдвиговой подвижки, круто погружающейся под желоб (таков механизм и у Шикотанского землетрясения), авторам [18] приходится вводить представление о встречных фокальных зонах. Одна из них совпадает с традиционной зоной Заварицкого–Беньюфа, погружающейся под островную дугу, а вторая падает под океан. В первой зоне концентрируются гипоцентры основной массы землетрясений региона [30], а во второй – лишь сравнительно небольшое их количество. Причем, если первая сейсмофокальная зона вырисовывается по сейсмологическим данным отчетливо до больших глубин и признается всеми без исключения исследователями, то вторую ее творцы В.Л. Ломтев и В.М. Патрикеев отыскивают в довольно изометричном облаке неглубоких гипоцентров, отождествляемом другими сейсмологами обычно с верхней широкой частью сейсмофокальной зоны Заварицкого–Беньюфа.

Если не принимать в расчет этой модернизации традиционных представлений о строении зоны субдукции, то описанные в первых двух частях статьи сейсмологические и геологические проявления Шикотанского землетрясения, а также геолого-геофизическое строение среды в очаговой области плохо увязываются с представлениями о пододвигании океанической коры под континентальную в районе Южных Курил.

Как было показано выше, очаг разрывает литосферу на всю ее мощность, а нижняя его кромка затрагивает, по-видимому, и верхний астеносферный слой. Огромные размеры сейсмического очага не позволяют интерпретировать сейсмогенерирующую подвижку в нем в качестве реакции аккреционной призмы на процесс субдукции. Сходство особенностей Шикотанского землетрясения с многими другими сейсмическими катастрофами в пределах Курильской островной дуги и глубоководного желоба дает основание заключить, что сейсмический процесс здесь невозможно понять с точки зрения теории тектоники плит. Анализируя сейсмологические и геолого-геофизические данные, можно сделать вывод, что фокальная зона представляет собой не структуру заглатывания океанической земной коры, а скорее контакт разных по своим свойствам областей верхней мантии. Здесь соседствуют аномально прогретая и более легкая мантия задугового бассейна и холодная, плотная мантия океана.

Л.М. Балакина [2] по результатам массовой реконструкции фокальных механизмов предположила, что зона Беньофа представляет собой "область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений масс" [2, с. 207]. В.Н. Аверьянова по сейсмологическим данным допускает здесь значительные горизонтальные перемещения вещества в низах коры в связи со сложным чередованием объемов материала, находящегося в обстановке всестороннего сжатия и растяжения. При этом оси наиболее интенсивных напряжений "действуют не вдоль по падению фокальной зоны, как это предполагается глобальной плитовой тектоникой, а поперек ему или вдоль по простирацию зон" [1, с. 176].

Перспективным направлением для интерпретации современной тектонической обстановки в районе Курило-Камчатской островной дуги и, в частности, в зоне Шикотанского землетрясения является концепция нелинейной геодинамики, широко обсуждающаяся сейчас в научной литературе [19]. Из работ Ю.М. Пуцаровского следует, что и с общетектонических позиций, опирающихся на новые материалы геолого-геофизического изучения дна Тихого океана, трудно воспринимать его окраины в духе представлений о субдукции [21, 22]. Структуры и современные геологические процессы, происходящие в зонах

активных окраин, настолько сложны и многофакторны, что не поддаются объяснению с точки зрения этой упрощенной модели. Ю.М. Пуцаровский предлагает альтернативную модель взаимоотношения океанской и континентальной литосфер для западной окраины Тихого океана. Суть ее состоит в зубчатом сочленении, взаимном проникновении клиньев коры и мантии океана и континента с общим наклоном этой зубчатой зоны под континент [21, с. 7].

Такая картина полностью отвечает современным геофизическим данным. Выше уже обсуждалось наличие под желобом, Южно-Курильской островной дугой и Охотским морем четырех астеносферных слоев на разных глубинах (см. рис. 4). Верхний волновод, залегающий на глубинах от 60 до 90 км, перекрытый веществом уплотненной, холодной верхней мантии под глубоководным желобом и приостровным склоном [3, 25], является таким "клином" со стороны океанской верхней мантии. Блок разуплотненной литосферы, залегающей под Большой Курильской грядой, а также более глубокие волноводы (на глубинах 120 - 160, 250 - 300 и 370 - 450 км) представляют собой "клинья" континентальной верхней мантии. Область взаимного проникновения этих "клиньев" совпадает с сейсмофокальной зоной.

На других участках Курило-Камчатской островной дуги похожие клинья в мантии располагаются на несколько иных глубинах и находятся в несколько иных соотношениях, но во всех случаях отмечается их различие в океанской и континентальной частях по мощности и скоростям сейсмических волн [25].

С позиций нелинейной геодинамики процесс современного развития системы желоб-островная дуга-окраинное море представляется возможным объяснить местными устойчивыми эндогенными причинами, а не считать их лишь пассивной реакцией геологической среды на явление спрединга, происходящего где-то за тысячи километров. Эндогенные процессы, типичные для этой системы, помогают понять и сейсмотектонические условия конкретного очага сильного землетрясения.

Так, поле напряжений в очаговой зоне Шикотанского сейсмического события, в значительной мере универсальное для всей Курило-Камчатской дуги, может быть удовлетворительно объяснено с точки зрения взаимодействия разуплотненной линзы верхней мантии, залегающей под островами Южно-Курильской дуги и Средне-Курильским грабеном, и уплотненной верхней мантии, подстилающей приостровный склон и тальвег глубоководного желоба. Большой объем вещества разуплотненной "континентальной" верхней мантии, перекрывающей верхний "океанический" волновод в силу их совмещения в переходной

зоне, оказывается гравитационно неустойчивым телом. Астенолит прогретого легкого материала верхней мантии, располагающийся под островной дугой и питающийся, по-видимому, из этого верхнего астеносферного слоя, под действием силы тяжести испытывает восходящие движения, а антиастенолит, состоящий из уплотненного вещества, – нисходящие с погружением в тот же астеносферный слой, но в другом месте, под глубоководным желобом.

Дифференцированные вертикальные движения мантийного вещества вызывают компенсационное тектоническое течение типа конвекционной “карусели” [4]. На границе опускающегося и поднимающегося объемов вещества ось максимальных сжимающих напряжений полого погружается в сторону опускающегося “антиастенолита”. При этом в земной коре над восходящим потоком разуплотненного материала верхней мантии образуются активные структуры растяжения – сбросы и грабены. Именно эти структуры установлены на Южных Курилах в результате геолого-геофизических работ (см. рис. 4). На приостровном склоне и в осевой части желоба, т.е. над зоной погружения плотного вещества в верхней мантии, в коре активны структуры сжатия – взбросы и надвиги. Плоскости действия максимальных скальвающих напряжений на приостровном склоне отвечают тем, которые восстановлены Л.М. Балакиной по фокальным механизмам землетрясений. Сейсмогенерирующие подвижки главного толчка и сильнейшего афтершока Шикотанского землетрясения реализовались по плоскостям именно таких ориентировок, как это было показано выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подвижка в очаге всякого сильного землетрясения является моментальным отражением длительного процесса современных геологических движений. Если правильно расшифрована структура и кинематика сейсмического очага, можно лучше понять и основные региональные тенденции тектонического развития. Это было много раз показано на примере внутриконтинентальных сейсмических катастроф Евразии и Северной Африки [24]. Тем более важно понимание главных направлений современной геологической эволюции в таком ключевом для теоретической тектоники районе, как островные дуги западной части Тихого океана. Разносторонне изученное Шикотанское землетрясение является подходящим объектом для решения такой задачи. Положение очаговой зоны и характер подвижки в ней не удается адекватно объяснить с точки зрения модели субдукции в рамках теории тектоники плит. Лишь привлечение новых представлений нелинейной геодинамики для понимания особенностей тектогенеза в системе Курило-Камчатской островной

дуги дает возможность увязать воедино геолого-геофизические сведения о строении сейсмогенерирующей зоны и сейсмологические материалы, характеризующие структуру очага, смещения в нем и напряженное состояние среды в очаговой области. При этом главная роль в формировании структуры, породившей землетрясения, отводится местным эндогенным процессам, которые ответственны также за становление и стиль современного развития всей системы островной дуги и глубоководного желоба. Эти процессы отражают сложные взаимоотношения крупнейших элементов тектоносферы Земли – континента и океана на их границе. Устойчивые местные геолого-геофизические условия, присущие этой пограничной зоне, оказываются типичными для других островных дуг Тихого и для других океанов.

Сеймотектонические построения интересны не только теоретически, но важны также с практической точки зрения для понимания геологического строения сейсмогенерирующих зон. В западной части Тихого океана наблюдается сейсмическая активизация [33, 34]. Кроме Шикотанского, под Курило-Камчатской, Японской и Алеутской островными дугами за последние полгода произошло уже несколько очень сильных землетрясений, включая и крупную сейсмическую катастрофу в центральной части Японского архипелага (землетрясение Хиогу 16 января 1995 г. с магнитудой 7.5), повлекшую большие разрушения и многочисленные человеческие жертвы в Японии. Поэтому геодинамические исследования, помогающие изучить строение и развитие всей западной Тихоокеанской подвижной области, имеют большое научное и практическое значение.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Грант 94-05-16207.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьянова В.Н.* Глубинная сеймотектоника островных дуг. М.: Наука, 1975. 219 с.
2. *Балакина Л.М.* Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198 - 209.
3. *Беляевский Н.А., Родников А.Г.* Островные дуги Дальнего Востока // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972. С. 5 - 26.
4. *Гончаров М.А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19 - 29.
5. *Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.

6. *Гусева Т.В., Галаганов О.Н., Яковлев Ф.Л., Мишин А.В., Кожурин А.И., Филиппов М.В., Янкуш А.Ю., Василенко Н.Ф.* Результаты геологического обследования и спутниковых геодезических измерений на острове Шикотан 18 - 30 октября 1994 г. // Информационно-аналитический бюллетень ФССН и ПГ. Экстренный выпуск "Шикотанское землетрясение 4(5)10.1994". М., 1994. С. 23 - 31.
7. *Ермаков В.А.* Тектонические условия новейшего вулканизма и преобразование земной коры Курило-Камчатской островной дуги // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 188 - 207.
8. *Затонский П.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфологическая карта подводной части Курило-Камчатской дуги (юго-западная часть). Масштаб 1 : 2 500 000. М.: АН СССР, ИО АН, 1960.
9. *Зверев С.М.* Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 28 - 34.
10. *Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей.* М.: Наука, 1972. 236 с.
11. *Злобин Т.К.* Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: Институт морской геологии и геофизики, 1987. 150 с.
12. *Карта разломов территории СССР.* М.: Недра, 1980. 20 листов.
13. *Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л.* Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с разными типами подвижек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 9. С. 3 - 11.
14. *Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др.* Основные черты зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 28 - 34.
15. *Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963. № 1. С. 20 - 42.
16. *Кропоткин П.Н.* Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 51 - 68.
17. *Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебакин Н.В., Штейнберг В.В.* Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 94 - 113.
18. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.М.* Взаимосвязь встречных фокальных зон с покровной тектоникой Курильского и Японского желобов // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 55 - 67.
19. *Нелинейная геодинамика.* М.: Наука, 1994. 190 с.
20. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 221 с.
21. *Пуцаровский Ю.М.* О "субдуктологии" в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 3 - 13.
22. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85с.
23. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9 - 27.
24. *Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных внутриконтинентальных землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ, 1993. Вып. 1. С. 215 - 227.
25. *Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.
26. *Рудич Е.М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
27. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
28. *Старовойт О.Е., Габсатарова И.П., Иващенко А.И., Кузнецов Д.П., Чепкунас Л.С.* Оперативное определение параметров очага землетрясения 4 октября 1994 г. и его афтершоков // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. Экстренный выпуск. М.: 1994. С. 10 - 18.
29. *Строение дна Охотского моря.* М.: Наука, 1981. 176 с.
30. *Строение сейсмофокальных зон.* М.: Наука, 1987. 215 с.
31. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
32. *Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.
33. *Федотов С.А., Чернышев С.Д., Чернышева Г.В., Викулин А.В.* Уточнение границ очагов землетрясений с $M > 7.75$, свойств сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 52 - 67.
34. *Федотов С.А., Шумилиа Л.С., Чернышова Г.В., Потапова О.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз и развитие очага Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. // Шикотанское землетрясение 4(5) октября 1994 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН и ПГ. Экстренный выпуск. М.: 1994. С. 57 - 67.
35. *Шикотанское землетрясение 4 (5) октября 1994 г. // Информационно-аналитический бюллетень ФССН и ПГ. Экстренный выпуск.* М.: 1994. 80 с.
36. *Штейнберг В.В.* О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49 - 64.

37. *Katsumata K., Ichiyangi M., Miwa M., Kasahara M.* Aftershock distribution of the October 4, 1994 Mw 8.3 Kuril islands earthquake determined by a local seismic network in Hokkaido, Japan. // *Geoph. Res. Lett.* 1995. V. 22. № 11. P. 1321 - 1324.
38. *Kikuchi M., Kanamori H.* The Shikotan earthquake of October 4, 1994: lithospheric earthquake // *Geoph. Res. Lett.* 1995. V. 22. № 9. P. 1025 - 1028.

Рецензент: В.Г. Трифонов

The Shikotan Earthquake of 1994: Tectonic Position and Geodynamic Conditions

E. A. Rogozhin

Seismological and geological criteria indicate that similar to many great seismic events in the Kuril-Kamchatka zone the displacement plane and hypocenter for the greatest Shikotan earthquake of October 4, 1994, were oriented across the inclination of the Zavaritsky-Benioff zone and along the island-arc strike respectively. The displacement represent a steep right-slip reverse fault with the upthrow side facing the oceanic trench and downthrow side at the island-arc flank. This discredits the idea that seismic motion was related to displacements of subduction origin, and better corresponds to the concept of nonlinear geodynamics suggesting the primary importance of such geological and geophysical factors as intense variations in the gravity field, heat flow, and activity of volcanism and seismic events, which are typical and well manifested across the West Pacific margin and other transitional zones. The recent evolution of these global and geodynamically significant zones seems to be under influence of deep heterogeneities in the Earth crust and upper mantle.

УДК 551.224(571.661)

ЭЛЕМЕНТЫ ВЕЩЕСТВЕННОЙ И СТРУКТУРНОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ

© 1996 г. С. Д. Соколов, А. А. Пейве, К. А. Крылов, В. Н. Григорьев, В. Г. Батанова,
В. В. Голозубов, М. В. Лучицкая, М. В. Алексютин

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.04.94 г.

Куюльский террейн сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем, в котором сохранились фрагменты офиолитовых разрезов. Среди офиолитов установлено несколько разновозрастных и генетически различных ассоциаций: океаническая (поздняя пермь, средний триас–келловей), над-субдукционная (бат–ранний титон) и, вероятно, внутриплитная. Меланж имеет сложное покровно-складчатое внутреннее строение с элементами упорядоченной структуры. Она выражена картируемыми пластинами меланжа с блоками пород определенного состава, образовавшихся в одной геодинамической обстановке. Подобного рода меланжи предлагается выделять в особый класс структурированных меланжей. Их формирование нельзя объяснить только дезинтеграцией офиолитов, т.к. определяющую роль играло тектоническое совмещение гетерогенных офиолитов, обусловленное аккреционными процессами. Они могут рассматриваться как комплексы-показатели континентальных окраин аккреционного типа.

ВВЕДЕНИЕ

Серпентинитовые меланжи являются характерным элементом офиолитовых зон континентов. После работ Э. Бейли и В. Мак-Колина, К. Хсю, А.Л. Книппера окончательно оформилось современное понимание меланжей как тектонических смесей, состоящих из однородного матрикса и многочисленных включений разной размерности и генезиса. Они классифицируются по составу цемента (терригенный, серпентинитовый и др.), разнообразию включений (мономиктовый, полимиктовый) и по генезису (протрузивный, аккреционный, субдукционный и пр.).

Большинство серпентинитовых меланжей рассматривается как результат дезинтеграции офиолитов. Действительно, ненарушенными разрезы офиолитовой ассоциации сохраняются в орогенических поясах редко. При этом многие исследователи подчеркивали закономерное тектоническое расслаивание офиолитов на ультрабазит-габбровый, дайковый и базальт-кремнистый комплексы [15, 18]. Восстановление полных разрезов офиолитов обычно осуществляется по отдельным фрагментам. Степень дезинтеграции бывает настолько интенсивной, что исследователю приходится иметь дело только с разрозненными блоками в меланже. Эта закономерность особенно типична для аккреционных структур континентального обрамления Тихого океана. Некоторые полимиктовые серпентинитовые меланжи Корякского нагорья включают разновозрастные офиолиты, например, Чирь-

найский, Верхнехатырский, Рытгыльский, а также Куюльский [11 - 17]. Происхождение подобных меланжей нельзя объяснить только дезинтеграцией офиолитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Куюльские офиолиты расположены в юго-западной части Корякской складчатой области, слагая водораздел и юго-восточные склоны Таловских гор. Ранее они включались в состав Таловско-Майнской (Таловско-Пекульнейской) зоны, а позднее выделены в качестве самостоятельного Куюльского террейна [20]. Это один из наиболее хорошо изученных объектов Северо-Востока России, его геологическое строение рассматривалось во многих работах [1, 2, 10, 22]. Имеются также геологические карты масштаба 1 : 50 000 - 1 : 200 000, составленные геологами Северо-Камчатской Комплексной Геологоразведочной Экспедицией и ПГО Аэрогеология.

Куюльская полоса офиолитов протягивается в северо-восточном направлении (более 140 км) от Мамечинского полуострова до правобережья р. Таловка, где перекрывается палеогеновыми образованиями Корякско-Камчатского вулканического пояса (рис. 1). Ширина выходов офиолитов достигает 10 - 20 км. Офиолиты интенсивно тектонически переработаны и представляют собой серпентинитовый меланж полимиктового типа с отдельными фрагментами офиолитового разреза,

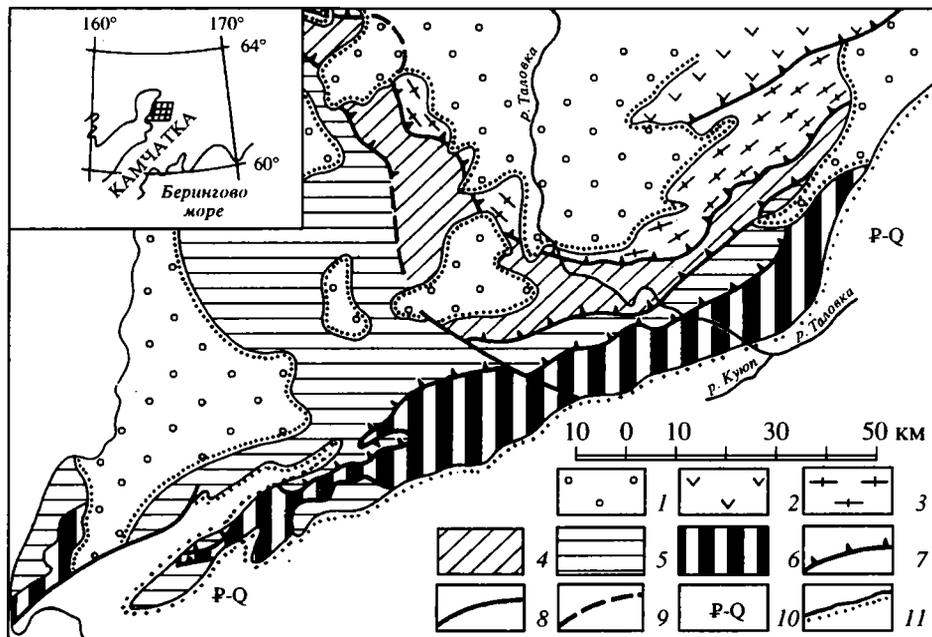


Рис. 1. Схема террейнов Пенжинского района.

1 – постаккреционный чехол (мел–палеоген); 2 - 6 – террейны: 2 – Харитонинский, 3 – Ганычаланский, 4 – Упупкинский, 5 – Айнынский, 6 – Куюльский; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – предполагаемые разломы; 10 – P-Q – палеогеновые образования Корьякско-Камчатского вулканического пояса и неоген-четвертичные отложения Паропольского дола; 11 – стратиграфические границы.

среди которых по своим размерам выделяется Куюльский массив [1, 2] или Ганкуваямская пластина [20, 22]. Она имеет синформное строение и расслоена на нескольких уровнях серпентинитовым меланжем. Выделяются ультрабазитовая и габбровая тектонические чешуи, фрагменты дайкового комплекса и вулканические образования. Последние иногда отождествлялись с ордовикскими вулканитами Ганычаланского блока [22], но чаще с кингивеевской свитой [1, 2], возраст которой долгое время считался титонско-неокомским.

Недавно Куюльский терреин детально изучен сотрудниками ДВГИ ДВО РАН и ГИН РАН [20]. По данным А.И. Ханчука, И.В. Панченко и их коллег в Ганкуваямском разрезе офиолитов выделяются (снизу вверх): 1 – гарцбургиты и аподунитовые серпентиниты (мощность 470 м); 2 – габбро-троктолит-верлитовый комплекс (мощность 340 м); 3 – плагиограниты (мощность 40 м); 4 – дайковый комплекс (мощность 400 м); 5 – подушечные лавы (300 м). По составу пород ассоциация относилась к типично офиолитовой. Гарцбургиты рассматривались как респиты, нижняя часть габбро-верлитового комплекса – как базальные кумуляты магматической камеры, формировавшейся на границе кора–мантия, а габбро-нориты и плагиограниты – как одновременные интрузии. Считалось, что эффузивно-дайковый комплекс представлен единой дифференцированной серией от

базальтов до дацитов. А.И. Ханчук и Г.Н. Говоров предположили, что Ганкуваямские офиолиты образовались в спредингвом центре Галапагосского типа [20]. В более поздней работе С.А. Паланджян [13] пришел к выводу, что перидотиты принадлежат офиолитам задуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг.

Куюльский серпентинитовый меланж включает блоки и глыбы ультрабазитов, габброидов, пород кингивеевской свиты (базальты, известняки, яшмы), амфиболитов, зеленых и глаукофановых сланцев, плагиогранитов и туфо-терригенных пород верхней юры–нижнего мела. Последние представляют собой фрагменты отложений рамы, которые оказались захваченными в меланж в процессе его окончательного становления. Кроме того в меланже встречаются офиолитовые олистостромы и офикальциты. Последние особо широко развиты на Маметчинском полуострове. До последнего времени большинство блоков рассматривалось как результат дезинтеграции Ганкуваямского разреза офиолитов.

Данных об абсолютном возрасте магматических и метаморфических пород, встречаемых в меланже, немного. Близкие датировки (K/Ag метод) габброидов (115 - 121 млн. лет) и перидотитов (112 - 132 млн. лет) Ганкуваямского разреза вероятно соответствуют времени их тектонического становления [2]. В этот же интервал (121 - 130 млн. лет)

попадают К/Аг возраста вулканогенных пород из меланжа (Ю.Ф. Найденов, 1983 г.). Предварительный возраст цирконов из плагиогранитов Ганкуваямского разреза – 280 - 290 млн. лет (устное сообщение Л.В. Сумина, Rb/Pb термоизохронный метод), а возраст биотитов (К/Аг метод) из блоков гнейсовидных плагиогранитов в меланже, которые отличаются от ганкуваямского типа – 134 млн. лет [20].

Большой разброс датировок получился для метаморфических пород, генезис которых остается неясным. Для амфиболитов с реликтами габбровой структуры, взятых с водораздела рек Веселая и Тихая, К/Аг методом по роговой обманке получена цифра 324 ± 3 млн. лет [20]. Для двух образцов метаморфических пород из меланжа в бассейне р. Таловки Rb/Sr методом получены возраста 92 ± 10 и 139 ± 6 млн. лет [3]. Ю.Ф. Найденов (1983 г.) приводит датировки глаукофановых сланцев: 82 и 105 млн. лет (К/Аг метод). Предполагается, что они образовались по породам кингивеевской свиты [2].

Блоки вулканогенно-осадочных пород кингивеевской свиты являются характерным элементом серпентинитового меланжа. Комплекс радиоларий, определенный в шлифах, получил название “кингивеевского” и считается позднеюрско-раннемеловым [1, 2, 7, 22]. Согласно существующей стратиграфической схеме кингивеевская свита находится в основании разреза верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Принято считать, что выше залегает мялекасынская свита, с которой начинаются мощные (до 4500 м) флишеидные отложения нижнего мела, до среднего альба включительно [1, 2, 7].

Эти традиционные представления впервые поставлены под сомнение А.Д. Чеховым [22]. Он обратил внимание на пространственную приуроченность кингивеевской свиты к зонам серпентинитовых контактов с мялекасынской свитой. Кроме того, находки в нижней части мялекасынской свиты бухий кимериджского и волжского ярусов, по его мнению, свидетельствуют об одновозрастности свит.

Исследования, проведенные В.Н. Григорьевым, К.А. Крыловым, И.Е. Пральниковой в 1988 г., привели к пересмотру возраста кингивеевской свиты [5, 6, 20, 27]. Блоки кремнистых и карбонатных пород содержат микрофауну (фораминиферы, конодонты, радиоларии) позднепермского (?), среднетриасового, норийско-байосского и батско-раннетитонского возрастов. Выяснилось также, что и геодинамическая обстановка образования кингивеевских фрагментов была разной. Причем по петрохимическому составу они отличаются от базальт-дацитовый дифференцированной серии Ганкуваямского разреза офиолитов.

Наиболее дискуссионным остается вопрос о структурном положении Куюльских офиолитов. Гравиметрические данные свидетельствуют об аллохтонном залегании. А.А. Александров [1] и Э.С. Алексеев [2] рассматривали их как тектоническую пластину (мощностью до 1 км), полого погружающуюся в северо-западном направлении под флишеидные толщи верхней юры-нижнего мела. По мнению А.Д. Чехова [22], разделяемому А.И. Ханчуком, И.В. Панченко, Г.И. Говоровым [20], офиолиты залегают в виде аллохтона на терригенных отложениях.

В 1990 - 91 годах авторами было продолжено изучение Куюльского террейна, которое сопровождалось детальным картированием масштаба 1 : 25 000 в бассейнах рек Ганкуваям, Веселая, Мялекасын, Таловка. Основное внимание было сосредоточено на изучении пород кингивеевского и ультрабазит-габбрового комплексов, особенностей внутреннего строения меланжа и выяснении общего структурного положения офиолитов.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ

Юго-восточный контакт Куюльских офиолитов проходит по границе с Паропольским долом, заполненным мощной толщей кайнозойских отложений. Только в бассейне р. Виайраваям и на левом берегу р. Таловки можно наблюдать пологое налегание меланжа на туфо-терригенные отложения нижнего мела. В узкой зоне контакта, в меланже, содержится много включений ниже-расположенных пород рамы. Сходные взаимоотношения фиксируются на Маметчинском полуострове в береговых скальных обнажениях, где меланж надвинут на позднемеловые и палеогеновые отложения. Вдоль контакта развиты зоны интенсивного расщепления.

Северо-западный контакт меланжа более сложный. Здесь часто встречаются продукты низкотемпературных (около 200°C) метасоматических изменений. Так, на Маметчинском полуострове, вдоль северо-западного и западного контактов развита зона родингитизированных пород мощностью до 1 м. В отличие от юго-восточного контакта, зона меланжа с включениями пород рамы соседнего Айнынского террейна имеет большую мощность и достигает ширины в несколько сот метров, что можно видеть в бассейнах рек Таловка и Мялекасын. Кроме того во флише Айнынского террейна встречаются просечки и тела серпентинитов. Это указывает на наличие меланжа на глубине, структурно ниже флишевых толщ.

Выведение офиолитов на поверхность было связано с молодыми деформациями, выраженными протрузиями, сдвиговыми и взбросо-надвиговыми нарушениями. Они значительно усложнили

характер взаимоотношений Куюльских офиолитов и флишевых толщ Айнынского террейна. В большинстве мест плоскость контакта падает на северо-запад, но в ряде мест – субвертикальна или опрокинута к юго-востоку. При этом юго-восточные падения более крутые ($60^\circ - 80^\circ$), чем северо-западные ($20^\circ - 80^\circ$). В верховьях р. Кингивеем существует узкая северная, параллельная простиранию Куюльского террейна, полоса выходов серпентинитового меланжа. Она содержит сходный набор включений, но имеет более крутые контакты с Айнынским флишем и меньшую массу серпентинитового матрикса.

В верховьях рек Кингивеем, Тихая и Веселая [20, рис. 14] наблюдается замыкание синформной структуры, сложенной терригенными отложениями нижнего мела. Они образуют пакет полого наклоненных на северо-запад тектонических пластин. Возраст пород в целом одинаковый, но состав пачек в пластинах различается [20, стр. 50 - 53]. Предполагается, что по зонам надвигов произошло совмещение неоконских разрезов различных фациальных зон и вся структура сформировалась в два этапа деформаций, т.к. внутренняя складчатость терригенных пород срезается плоскостью сместителя надвига. На центриклинальном замыкании синформы отчетливо видно пологое налегание флиша на меланж.

Описанные выше взаимоотношения указывают на то, что меланж занимает более низкую структурную позицию по отношению к флишу, развитому к северо-западу от него и входящему в состав другого, Айнынского, террейна (рис. 1).

Из-за плохой обнаженности остается невыясненной природа терригенных толщ, развитых к югу от Куюльского меланжа. Э.С. Алексеев [2, стр. 116, рис. 1, 2] отмечает, что в бассейне рек Ыгытлваям и Гыйныкваям развит своеобразный кремнисто-туфотерригенный тип отложений верхней юры–нижнего мела. Основываясь на этих наблюдениях, толщ, развитые к югу от Куюльского меланжа, можно противопоставлять Айнынскому террейну, и тогда их следует выделять в качестве самостоятельного террейна. Однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

Особо следует подчеркнуть, что вдоль границы офиолитов, а также внутри них и в терригенных породах рамы широко развиты разрывы и складки сдвиговой природы. По простиранию Куюльского террейна развиты левосдвиговые перемещения, амплитуда которых оценивается от 1 - 1.5 км [19] до первых десятков километров [21].

Таким образом, Куюльский террейн представляет собой аллохтонную бескорневую пластину, погружающуюся в северо-западном направлении. В результате неоднократных деформаций, в том

числе надвиговых и сдвиговых, она приобрела сложную конфигурацию и не менее сложную внутреннюю структуру.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА

Э.С. Алексеев впервые обратил внимание на то, что Ганкуваямский разрез, образующий пологую синформу, тектонически расслоен на серию тектонических чешуй [2]. Они дешифрируются на аэрофотоснимках, разделяются зонами милонитизации или серпентинитового меланжа. А.Д. Чехов [22] в бассейнах рек Ганкуваям и Мялекасын, помимо Ганкуваямской, выделил две пластины серпентинитового меланжа, а также ультрабазитовую пластину.

Наши наблюдения показали, что в данном пересечении имеется следующая последовательность пластин (снизу вверх): Удачная, Веселая, Ганкуваямская, Уннаваямская (рис. 2). Каждая из них представляет самостоятельную тектоностратиграфическую единицу (рис. 2).

Пластина Удачная сложена серпентинитовым меланжем с блоками амфиболитов, зеленых и рже глаукофановых сланцев, массивных базальтов и базальтовых даек. Также встречаются мраморы и кварциты (метакремни), которые могли образоваться по породам кингивеевской свиты.

Структурно выше располагается **пластина Веселая**. В бассейне р. Ганкуваям она полностью перекрыта более верхней Уннаваямской пластиной. Пластина Веселая сложена серпентинитовым меланжем с блоками вулканогенно-кремнистых пород кингивеевского типа: базальты, известняки, кремни, базальтовые брекчии, офиокальциты, офиолитовые микститы. В некоторых местах вблизи контакта с пластиной Удачная по периферии блоков вулканогенно-кремнистых пород иногда наблюдается оторочка метасоматических новообразований (родингиты, ксонотлит).

Более верхняя **Ганкуваямская пластина** имеет синформное строение с крутым северным и пологим южным крылом, где сохранился наиболее полный разрез офиолитов, описанный выше.

Верхнее структурное положение занимает **Уннаваямская пластина**, прослеживающаяся в водораздельной части Таловских гор. Она сложена мономиктовым серпентинитовым меланжем с большим количеством матрикса и крупными блоками гипербазитов и габбро.

Трудно определить, насколько отмеченную последовательность можно экстраполировать на всю площадь Куюльского террейна. Это связано с тем, что прослеживание пластин меланжа по простиранию представляет сложную задачу. Более того, для серпентинитовых меланжей нет методик структурного анализа, с помощью которых можно расшифровывать внутреннюю структуру.

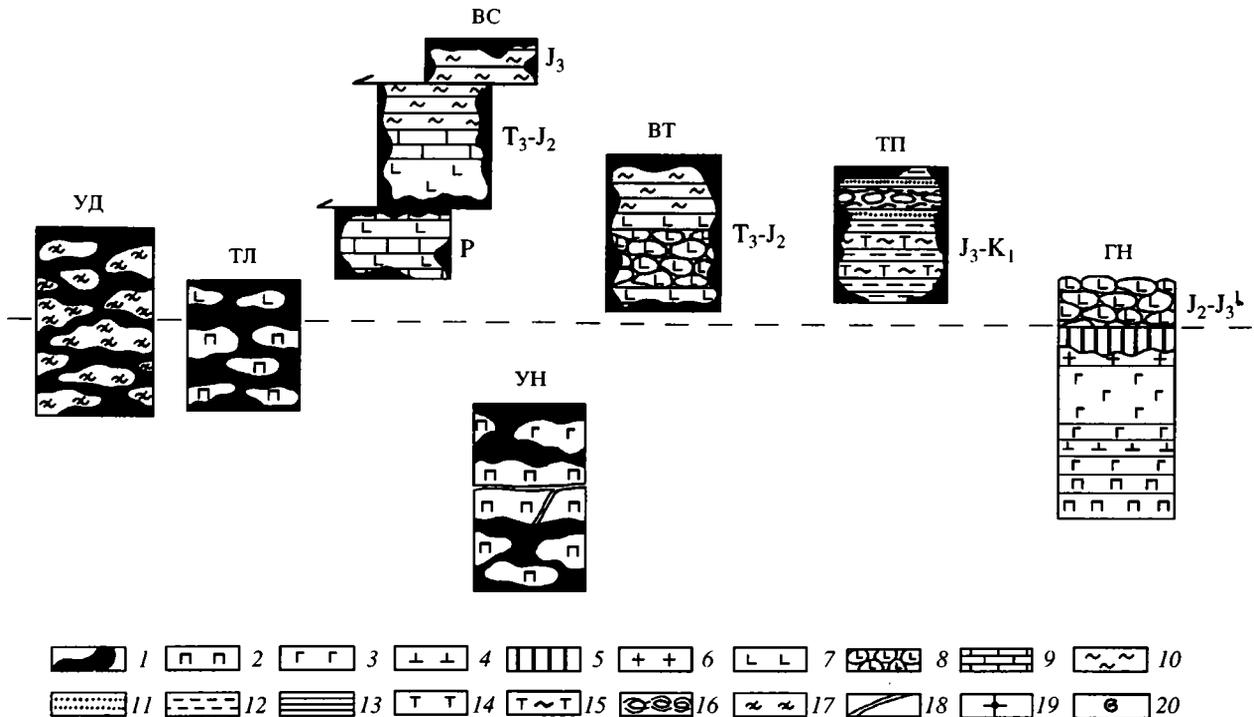


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические единицы Куюльского террейна. Буквами на схеме обозначены тектонические пластины: УД – Удачная, ТЛ – Таловская, ВС – Веселая, УН – Уннаваямская, ВТ – Встречная, ТП – Тылпынтыхляваямская, ГН – Ганкуваямская.

1 – матрикс серпентинитового меланжа, 2 – перидотиты, 3 – габброиды, 4 – верлиты, 5 – дайковый комплекс, 6 – плагиограниты, 7 – базальты, 8 – пиллоу-лавы, 9 – известняки, 10 – кремни, 11 – песчаники, 12 – алевролиты, 13 – аргиллиты, 14 – туфы, 15 – туфосилициты, 16 – микститы, 17 – метаморфические сланцы, 18 – дайки, 19 – 20 – места сбора: 19 – микрофауны, 20 – макрофауны.

Следует иметь в виду, что крупные картируемые блоки могут занимать всю мощность пластины от подошвы до кровли и практически не иметь серпентинитового матрикса. По простиранию такие участки могут замещаться меланжем, в котором матрикс преобладает, а тектонические включения представлены небольшими глыбами. В результате пластина приобретает хаотическое строение. Подобная картина замещения крупного блока меланжем намечается в Ганкуваямской пластине к югу от р. Ганкуваям, в бассейне р. Веселая. Здесь выше меланжа пластины Веселой в серпентинитовом матриксе встречаются блоки пород (подушечные базальты известково-щелочной серии, гидротермально измененные вулканы с сульфидным оруденением и базальтовые брекчии) Ганкуваямской пластины [20]. Кроме того на геологической карте бассейна руч. Встречно видно, как одноименная пластина, представленная базальт-кремнистой ассоциацией, замещается по простиранию меланжем с блоками кремней и базальтов [6, рис. 3]. В таких случаях для доказательства того, что мы имеем дело с разными участками одной и той же пластины, требуется не только детальное картирование, но и массовое опробование блоков. Картированию пластин ме-

шает тектоническое срезание одной пластины другой. Положение усугубляется смещением материала соседних пластин, а также протрузивными явлениями. Особенно трудно бывает идентифицировать пластины, включения в которых похожи по внешнему облику, но отличаются по возрасту, фациальным особенностям или геодинамическим обстановкам образования.

Несмотря на вышесказанное, отдельные пластины удалось проследить на значительные расстояния. Так, пластины Веселая и Удачная от Ганкуваямского пересечения продолжают до бассейна р. Таловка. Здесь пластина Веселая зажата между двумя полосами, сложенными меланжем пластины Удачной (рис. 3). Достоверных следов Ганкуваямской и Уннаваямской пластин на этом пересечении нет, но картируются линзовидные полосы меланжа, содержащие блоки верхнеюрских туфо-терригенно-кремнистых пород. Этот меланж выделен под названием **пластины Тылпынтыхляваям**.

В этом же пересечении на правом берегу р. Таловки между устьями рек Тылпынтыхляваям и Милутваям встречена полоса меланжа с очень своеобразным составом блоков ультрабазитов

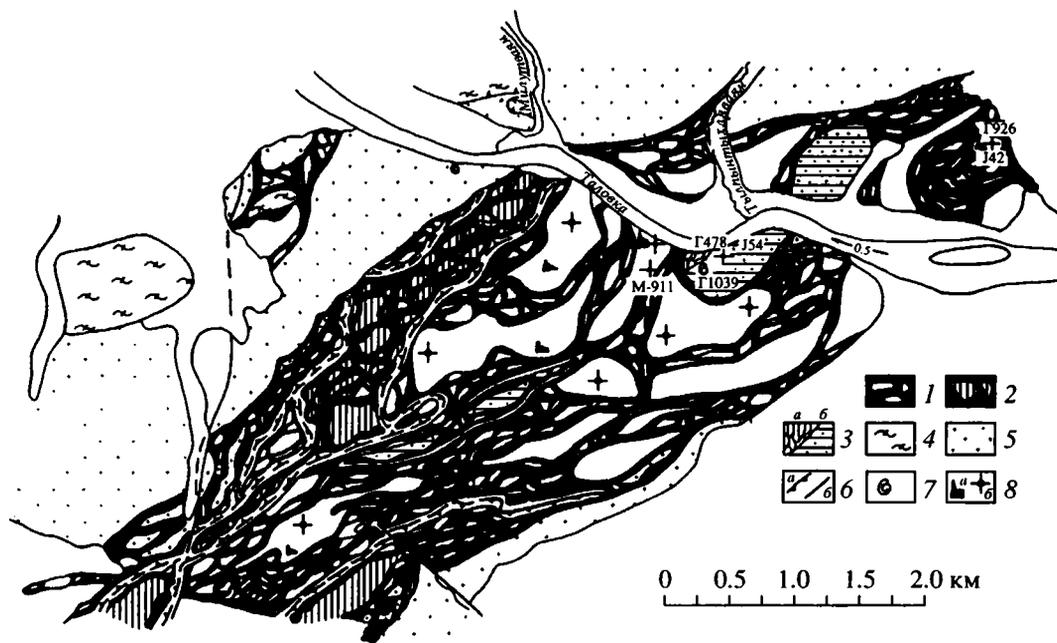


Рис. 3. Геологическая карта бассейна р. Таловка.

1 – серпентинитовый меланж с блоками пород кингивеевского типа; 2 – серпентинитовый меланж с блоками амфиболитов и зеленых сланцев; 3 – Тылпintыхляяамский комплекс: а – микститы, б – туфо-терригенно-кремнистые отложения; 4 – метаморфические породы; 5 – флиш, б – разрывные нарушения: а – надвиги, б – разломы; 7 – места сбора микрофауны: а – конодонтов, б – радиолярий.

и эффузивных пород, возможно представляющая фрагмент самостоятельной **Таловской пластины**.

Ниже по р. Таловка в бассейне правых притоков р. Мялекасын была выделена еще одна самостоятельная пластина меланжа – **Встречная**. Она содержит блоки пород кингивеевского типа, но отличающихся от пластины Веселая составом пород и фациальными особенностями [6].

Геологическая карта бассейна р. Таловки иллюстрирует внутреннее строение меланжа (рис. 3). Отчетливо видны полосы меланжа, состоящие из блоков пород определенного, но различного состава. Они прослеживаются по простиранию на расстоянии нескольких километров и довольно закономерно чередуются. Однако общее распределение полос меланжа в плане причудливо и создает картину хаотического строения.

Наблюдаемый структурный рисунок может быть следствием покровно-складчатых деформаций, в которых основными структурными элементами являются пластины меланжа с определенным набором тектонических включений, придающие всему Куюльскому террейну упорядоченный облик. Меланж представляется структурированным. Только в наиболее узких, сжатых участках Куюльского меланжа упорядоченное строение исчезает и в серпентинитовом цементе встречаются блоки пород разного состава. Это может быть результатом более поздних деформаций и/или про-

трузивных явлений, вызывающих перемешивание пластин меланжа. Кроме того в меланже встречаются отдельные глыбы S-образной формы, свидетельствующие о левосторонних сдвиговых деформациях, ориентированных по простиранию меланжа.

Предположение о покровно-складчатом внутреннем строении меланжа подтверждается особенностями распределения блоков пород кингивеевского комплекса. На основе радиоляриевой стратиграфии внутри блоков кингивеевского комплекса установлена последовательность пород (снизу вверх): базальты, известняки, кремни. Наряду с ними встречаются блоки с обратной стратиграфической последовательностью. Геологический профиль на рис. 4 иллюстрирует сочетание блоков, которое можно интерпретировать как изоклинальные и опрокинутые складки. Важно также, что распределение отдельных литологических разностей внутри пластин меланжа, состоящего из блоков пород кингивеевского комплекса, согласуется с представлениями о складчатой структуре. Расположение пластин меланжа указывает на покровно-складчатую мегаструктуру, а мезоструктура, подчеркиваемая положением отдельных литолого-стратиграфических горизонтов, указывает на напряженную складчатую структуру с южной вергентностью.

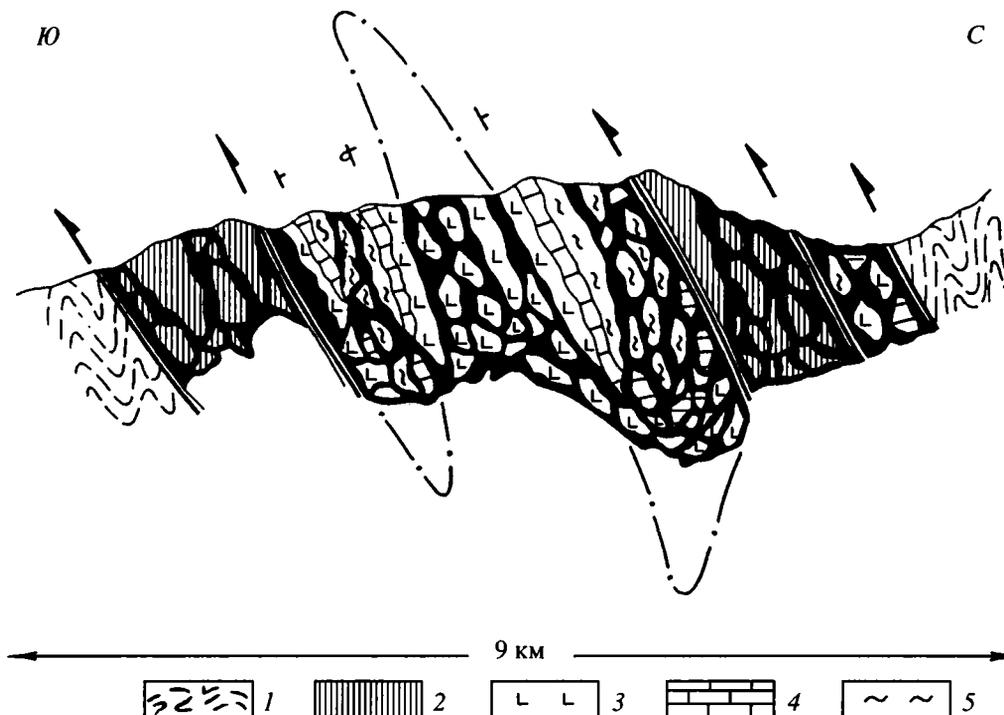


Рис. 4. Обобщенный геологический профиль через зону меланжа реки Таловка.
1 – флиш; 2 – амфиболиты; 3 – базальты; 4 – известняки; 5 – кремни.

СОСТАВ ОФИОЛИТОВ

Особенности внутреннего строения Куюльско-го террейна свидетельствуют о его вещественной и структурной гетерогенности. Тектонические пластины, сложенные фрагментами офиолитов или серпентинитовыми меланжами с блоками пород определенного состава, трудно свести в первично единый офиолитовый разрез и считать Куюльский меланж результатом дезинтеграции только Ганкуваямских офиолитов.

Ганкуваямские офиолиты. В бассейне р. Ганкуваям реконструируются практически все элементы офиолитовой ассоциации (рис. 5, 6).

Реститовые перидотиты расположены на левом берегу р. Ганкуваям в основании офиолитового разреза между мономиктовым серпентинитовым меланжем и кумулятивным комплексом. Они представлены массивными, иногда полосчатыми, клинопироксенсодержащими гарцбургитами. Дуниты составляют не более 15% объема комплекса и встречаются в гарцбургитах в виде удлиненных линзовидных тел (мощность 1 - 20 м). Породы в значительной степени серпентинизированы (на 60 - 90%), но как правило сохраняют реликты первичных минералов.

Ультрабазиты характеризуются значительными вариациями состава минералов (рис. 7). Типичны низкие содержания Al_2O_3 в ортопироксенах –

1.2 - 2.4%, в клинопироксенах – 1.2 - 2.7%, иногда до 3.2%. Содержание Fe молекулы в оливинах составляет 91 - 92. Хромшпинели высоко хромистые $100 Cr/(Cr + Al) = 51 - 70$. Ультрабазиты представляют собой деплетированные породы, претерпевшие высокую степень частичного плавления (>25%), исходя из экспериментального метода оценки [25]. Гипербазиты такого состава характерны для островодужных склонов желобов. Можно предположить, что Ганкуваямские ультрабазиты отвечают этапу повторного вовлечения мантийных пород в процесс магмогенерации в условиях субдукционного режима в ходе формирования островодужных и краевоморских вулканических серий.

Контакт мантийных перидотитов с породами расслоенного комплекса тектонический. Мощность расслоенного комплекса составляет 340 м. В основании разреза наблюдаются тела серпентинизированных дунитов. Наиболее низкие горизонты сложены верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. В средней части разреза преобладают оливиновые габбро и троктолиты, характеризующиеся кумулятивными структурами, а в верхней – мелко- и среднезернистые габбро-нориты. К сожалению, определение состава пород кумулятивного комплекса и изотропного габбро Ганкуваямской и других пластин еще не закончено.

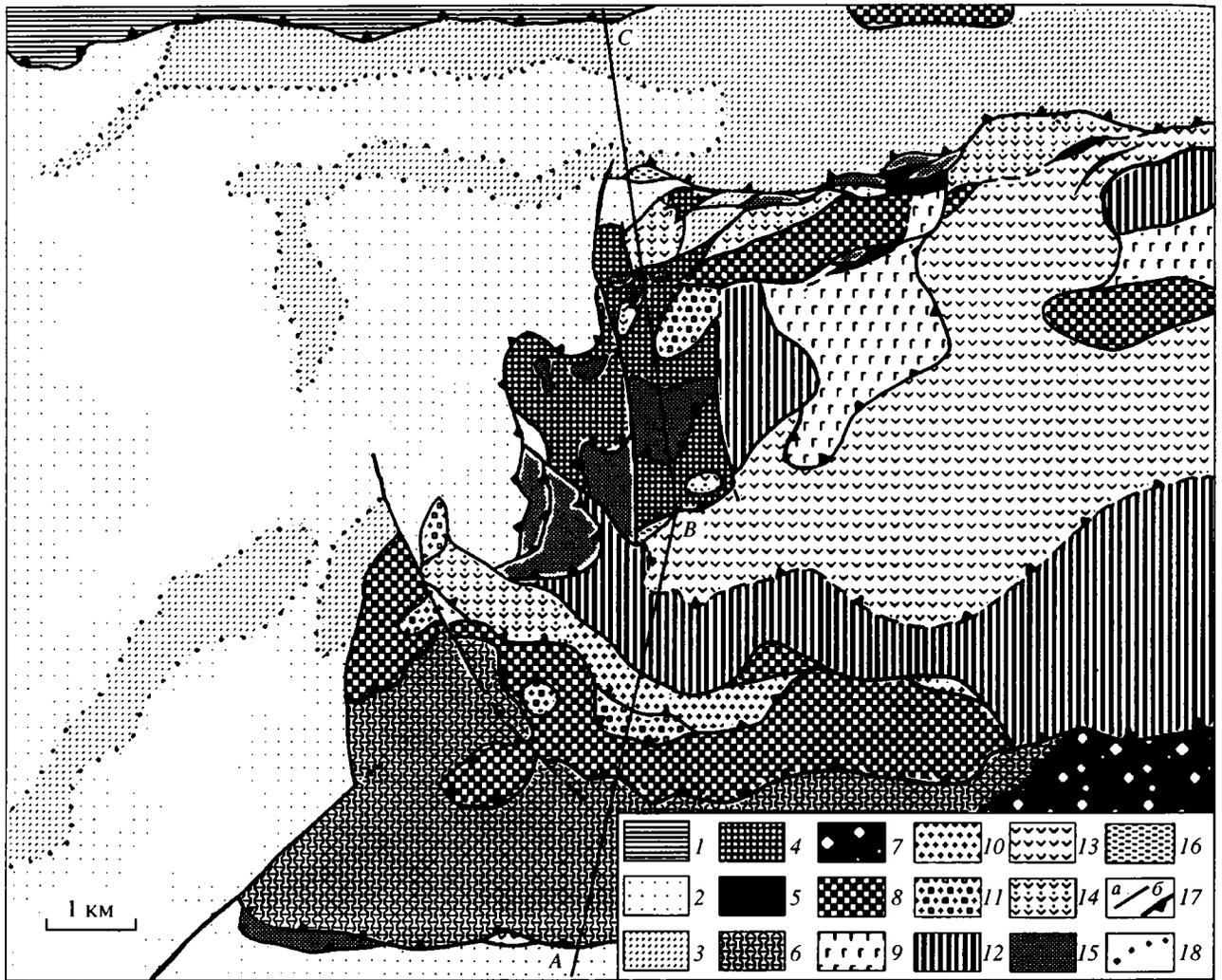


Рис. 5. Геологическая карта бассейна р. Ганкуваям (составлена с учетом материалов Э.С. Алексеева [2] и А.И. Ханчука и др. [20]).

1 – флиш (Айнынский террейн); 2–3 – Уннаваямская пластина: 2 – перидотиты, 3 – измененные перидотиты с дайками и жилами габбро и клинопироксенитов; 4–16 – образования Ганкуваямской пластины: 4 – серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, 5 – расланцованные серпентиниты, 6 – перидотиты, дуниты, 7 – серпентинитовый меланж, 8 – расслоенный комплекс, 9 – габбро, 10 – плагиограниты, 11 – брекчированные плагиограниты, 12 – дайковый комплекс, 13 – пиллоу-лавы, 14 – брекчированные лава, 15 – осадочные брекчии, 16 – алевропелиты; 17 – тектонические контакты: а – разломы, б – надвиги, 18 – границы между различно измененными перидотитами.

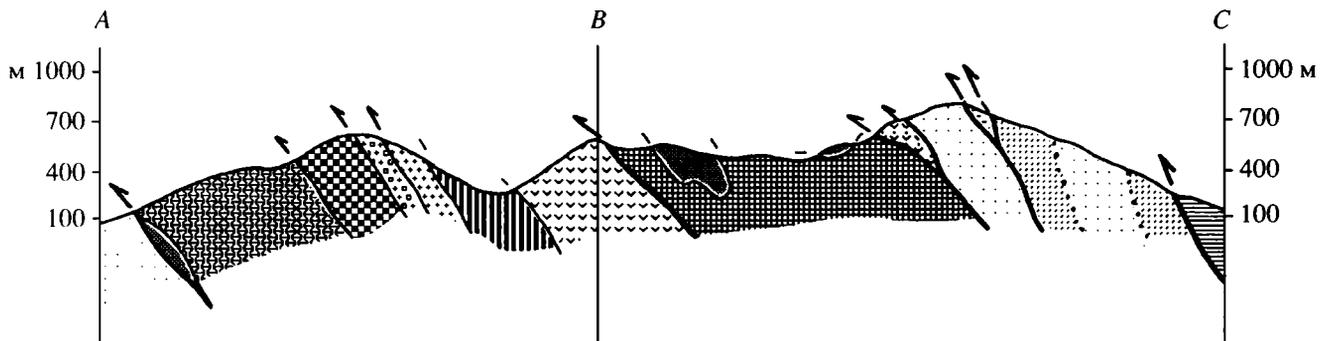


Рис. 6. Геологический профиль по линии А–В–С. Условные обозначения объясняются на рис. 5.

Плагииграниты расположены между габброидами и дайковым комплексом. Нижний контакт с изотропным габбро обычно тектонизирован. Верхний контакт не обнажен, а в кровле плагиигранитов, наряду с включениями диабазов, встречаются также секущие тела диабазов. Плагииграниты представлены собственно плагиигранитами ($\text{SiO}_2 = 65 - 75\%$), кварцевыми диоритами и тоналитами ($\text{SiO}_2 = 62 - 67\%$). Это низкокальциевые ($\text{K}_2\text{O} = 0.8 - 1\%$) и преимущественно низкоглиноземистые породы ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 10 - 15\%$), что характерно для кислых пород офиолитовых ассоциаций. Геохимические параметры плагиигранитов указывают на их сходство как с "гранитами океанических хребтов", так и с "гранитами островных дуг" [26]. Наибольшее подобие они имеют с гранитами Позднего Интрузивного комплекса Омана и гранитами офиолитов Троодоса [8]. Последние согласно классификации офиолитов Д. Пирса [26] относятся к надсубдукционным офиолитам, поэтому генезис плагиигранитов Ганкуваямской пластины можно связывать с такой же обстановкой. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70369 - 0.70460$ и $\delta^{18}\text{O} = +8.3\%$ (Лаборатория геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН) не противоречат этому выводу и указывают на мантийный источник. Кроме того геохимические данные свидетельствуют о комагматичности плагиигранитов, изотропного габбро и даек среднего и кислого состава [8].

Комплекс параллельных даек сложен породами от базальтов до дацитов. Их состав и строение подробно рассмотрены в работе А.И. Ханчука и соавторов [20]. Это типичный спрединговый комплекс с характерной гидротермальной минерализацией. В дайковом комплексе фиксируется несколько генераций даек.

Эффузивы слагают ряд блоков, в некоторых они надстраивают дайковый комплекс, а в других слагают обособленные поля без видимой структурной связи с последним. Видимо это результат тектонических деформаций, приведших к субгоризонтальной дезинтеграции и смещению различных частей некогда единого разреза. Большинство эффузивов представляет собой лавовые потоки с сохранившейся подушечной отдельностью, сложенные базальтами, андезитами и дацитами. Они сопоставимы по составу с породами дайкового комплекса [20]. В ряде мест в межподушечном пространстве имеются маломощные линзы (1 - 5 см) кремнисто-глинистых пород и яшмоидов оранжевого и буро-красного цветов. Радиоларии свидетельствуют о батско-келловейском и раннетитонском возрастах вулканической части Ганкуваямских офиолитов [4].

Дайково-эффузивный комплекс Ганкуваямской пластины по своим геохимическим характеристикам в целом отличается от остальных вулканитов, относимых к кингивеевской свите [20].

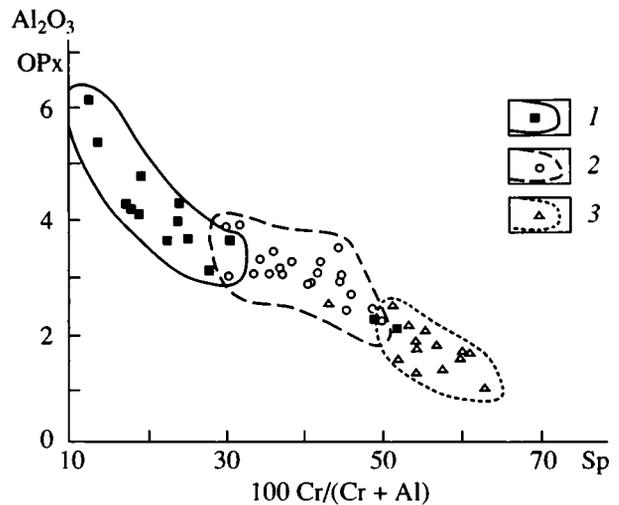


Рис. 7. Диаграмма корреляции содержания Al_2O_3 в ортопироксенах и хромистости шпинелей $100 \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$. Перидотиты: 1 – Таловской; 2 – Уннаваямской; 3 – Ганкуваямской пластин.

Главная его отличительная черта – высокая дифференцированность по кремнекислотности. На известных диаграммах А. Мияширо (Miashiro, 1974) по соотношению содержаний SiO_2 и TiO_2 к отношению суммарного FeO к MgO большая часть фигуративных точек ганкуваямских базальтов расположена в поле известковощелочной серии или вблизи линии ее раздела с толеитовой серией [см. 20, рис. 10]. Эффузивы кингивеевского типа, напротив, группируются целиком в толеитовом поле и характеризуются толеитовым трендом дифференциации.

По соотношению содержаний Ti с Zr ганкуваямские и кингивеевские базальтоиды также различаются (рис. 8). На диаграмме содержаний Ti и Zr они попадают соответственно в разные поля низкокальциевых толеитов и базальтов океанического дна.

В 1990 г. были изучены многие детали внутренней структуры комплекса, собраны и проанализированы дополнительные образцы, в том числе и из ранее неопробованных блоков Ганкуваямской пластины. В результате выяснилось, что строение и происхождение дайково-эффузивного комплекса более сложное, чем представлялось ранее [20]. В его строении участвуют породы по крайней мере двух серий – не только известковощелочной, но и толеитовой. Причем последняя, вероятно, более древняя, поскольку ее породы часто встречаются в скринах между дайками.

Среди доминирующей известково-щелочной дифференцированной серии породы с $\text{SiO}_2 < 55\%$ составляют не более 50% выборки. Остальная часть представлена андезитами и дацитами ($\text{SiO}_2 < 68\%$), чередующимися в разрезе с базальтами. Последние характеризуются относительно

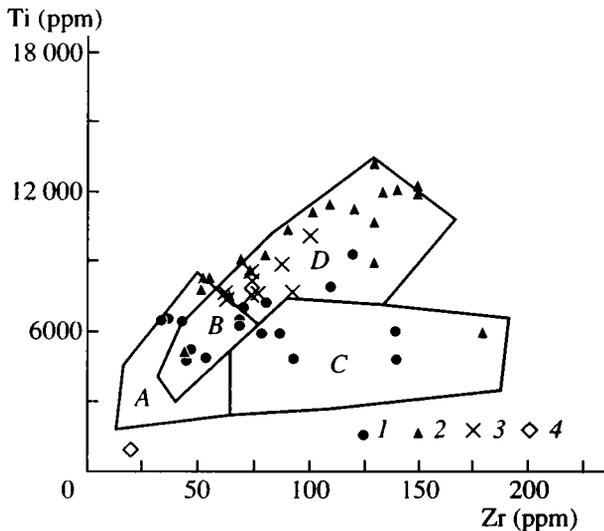


Рис. 8. Диаграмма Ti-Zr (Pearce, Cann, 1973).

Буквами обозначены поля: А, В – низкокалиевых толеитов; А, С – известково-щелочных базальтов; D, В – базальтов океанического дна. 1 – вулканы Ганкуваямской пластины; 2 – базальты кингивеевского типа; 3 – базальтовые брекчии; 4 – бонинитоподобные породы.

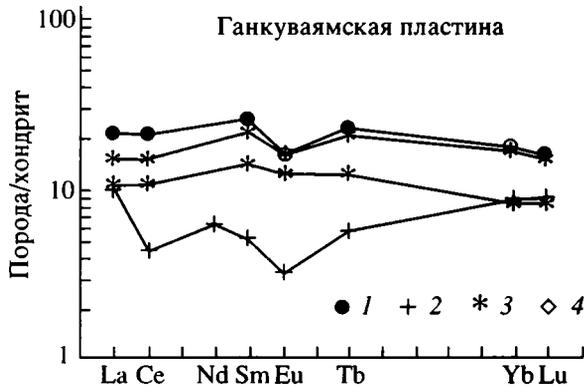


Рис. 9. Распределение РЗЭ в эффузивах Ганкуваямской пластины.

1 – базальты дифференцированной серии; 2 – бонинитоподобные породы; 3 – базальты толеитовой серии; 4 – базальтовые брекчии.

низкими концентрациями $\text{Cr} = 11 - 95$ г/т, $\text{Ni} = 8 - 29$ г/т, $\text{Co} = 5 - 45$ г/т, умеренными содержаниями $\text{Y} = 15 - 47$ г/т и $\text{Zr} = 79 - 197$ г/т. На треугольной диаграмме Ti-Mn-P базальты концентрируются в поле толеитов островных дуг. Характер распределения РЗЭ в базальтах этой серии близок к наблюдаемой в породах толеитовой серии, хотя содержания легких лантаноидов несколько выше (рис. 9).

Толеитовая серия представлена только базальтами ($\text{SiO}_2 < 52\%$). От базальтов известково-щелочной серии их отличают более высокие содержания TiO_2 – до 1.7%, с четко проявленным

ростом значений в ходе фракционирования. Кроме того характерны относительно слабая дифференцированность и низкая железистость ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0.23 - 0.7$), а также иные тренды в распределении ряда элементов. На диаграмме Ti-Mn-P их составы попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов и толеитов океанических островов. Содержания РЗЭ (рис. 9) находятся в области толеитовых составов на уровне 10 - 20 хондритовых значений с $\text{La}_n/\text{Sm}_n < 1$ и $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1 - 1.3$.

Таким образом, эффузивно-даймовый комплекс Ганкуваямской пластины имеет длительную батско-раннетитонскую историю и его образование происходило в разных условиях. На это указывают составы как эффузивных, так и субвулканических пород.

На приведенных выше диаграммах имеются фигуративные точки своеобразных базальтоидов, выделенных как бонинитоподобные породы. Они имеют экстремально низкие содержания TiO_2 (до 0.2%) при низких для нормальных бонинитов содержаниях $\text{MgO} = 6 - 8\%$. Распределение РЗЭ соответствует бонинитовому с дефицитом Nd, Sm и Tb (рис. 9).

Эти породы не были непосредственно встречены в Ганкуваямской пластине, а находятся на ее продолжении в составе меланжа верховьев р. Кингивеев. Основываясь на детальном картировании, можно допустить, что они генетически связаны с Ганкуваямскими офиолитами. Как и базальты Ганкуваямской пластины, они имеют близкое содержание тяжелых РЗЭ, что может указывать на общий мантийный источник, плавление которого происходило при разных параметрах (рис. 10). Исходя из относительно низкого содержания легких РЗЭ и отношения крупноионных литофильных элементов к высокозарядным в породах известково-щелочного и бонинитового ряда, можно предполагать высокое флюидное давление при их выплавлении из уже деплетированной мантии.

Таким образом, основываясь на составах мантийных перидотитов и вулканических серий, Ганкуваямские офиолиты следует классифицировать как надсубдукционные, подобные офиолитам Троодоса.

Вулканогенно-кремнистые комплексы кингивеевского типа. Эти отложения в виде блоков и пластообразных тел сосредоточены в меланже двух пластин – Веселой и Встречной. Наши исследования позволили выделить несколько самостоятельных структурно-вещественных комплексов (рис. 2, 11), которые подробно рассмотрены в статье [6].

Для пластины Веселой наиболее характерны фрагменты разрезов верхнетриасово-байосских и батско-нижнетитонских отложений (рис. 16). К первым относятся базальты, которые перекрываются мраморизованными толсто плитчатыми

светлыми известняками с остатками конодонтов и радиолярий. Затем следует пачка чередования красноватых известняков и яшм (мощность около 1 м). Мощность слоев меняется от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Венчается разрез пачкой красных плитчатых яшм (видимая мощность 25 м).

Второй комплекс сложен чередованием базальтовых потоков мощностью до 10 м и горизонтов плитчатых радиоляриевых яшм (мощность 1 - 3 м). От предыдущих отложений они отделены зонами срывов и катаклазирования, поэтому нет уверенности, что они образуют единый разрез, а не являются фрагментами разновозрастных океанических плит.

В пластине Веселая встречаются изолированные блоки эффузивов, взаимоотношения которых с другими фрагментами не вполне ясны. К ним относится блок вулканических брекчий (правобережье р. Веселой), которые по составу сходны с брекчиями Ганкуваямской пластины (рис. 9, 10). Кроме того встречается изолированный блок базальтов с прослоями позднепермских (?) известняков, а также базальты с прослоями кремнистых пород келловей-оксфордского возраста.

В пластине Встречная установлены верхнетриасско-байосские и верхнеюрские отложения. Они представлены базальтами с большим количеством пиллоу-лав и редкими линзами кремнистых пород, которые перекрываются плитчатыми радиоляриевыми яшмами (рис. 11). При этом разрез верхнего триаса отличается от разновозрастных отложений пластины Веселой отсутствием известняков.

По петрохимическому составу триасско-байосские базальты пластин Веселой и Встречной, как и брекчии, близки к океаническим толеитам типа N-MORB. Среди верхнеюрских базальтов появляются различия с повышенным содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и по ряду других характеристик они приближаются к океаническим толеитам T-MORB типа. Своеобразный состав имеют базальты верхней перми, которые кроме высокой титанистости характеризуются повышенным содержанием других элементов. На диаграмме Zr-Ti-Y большая часть кингивеевских образцов разного возраста попадают в поле базальтов океанического дна и соседние участки поля внутриплитных базальтов.

В характере распределения РЗЭ в кингивеевских базальтах имеются общие черты, но намечаются закономерные изменения в породах разного возраста (рис. 12). Для всех триасско-юрских базальтов наблюдается истощенность в легкой части спектра и низкие (<1) отношения La/Sm. Это указывает на то, что в магмогенерации участвовала существенно деплетированная мантия, характерная для выплавок нормальных толеитов

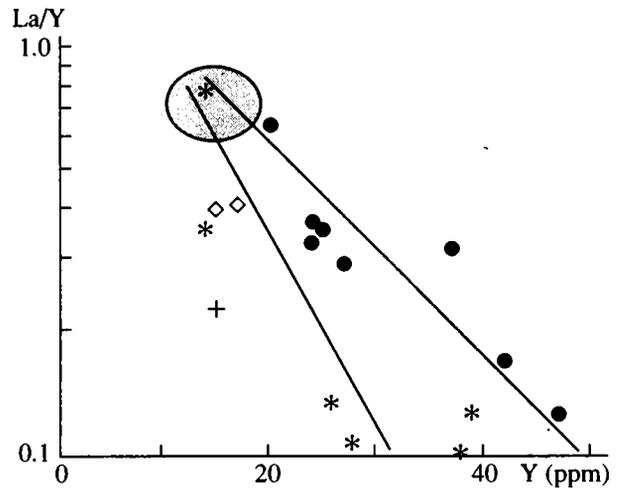


Рис. 10. Диаграмма La/Y-Y для эффузивов Ганкуваямской пластины. Штриховкой выделено поле предполагаемого состава источника. Условные обозначения объясняются на рис. 9.

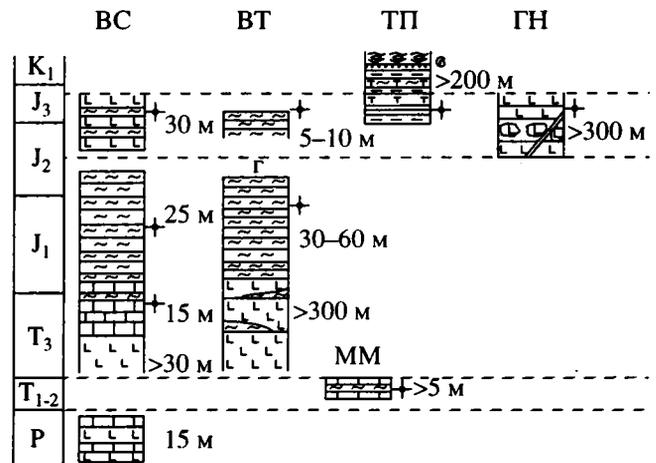


Рис. 11. Стратиграфические колонки мезозойских комплексов Куюльского террейна.

Буквами обозначены разрезы тектонических пластин: BC - Веселая, BT - Встречная, TP - Тыльпыхляваямская, MM - Маметчинская, GN - Ганкуваямская. Условные обозначения объясняются на рис. 2.

срединно-океанических хребтов. Наиболее низкие содержания РЗЭ имеют верхнетриасовые базальты пластины Встречная. Среди верхнеюрских базальтов, как и в пермских, высокотитанистые различия отличаются и более высоким общим содержанием РЗЭ, а также увеличением отношения La/Sm, что вероятно связано с плавлением более глубоких и менее истощенных мантийных источников.

Верхнетриасско-байосские комплексы по составу базальтов и пелагических осадков соответствуют океаническим образованиям. Разрез пластины

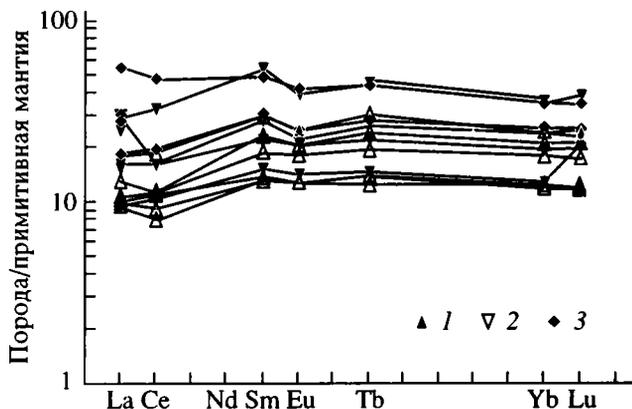


Рис. 12. Распределение РЗЭ в базальтах кингивеевского типа.

1 – базальты пластины Веселая, главным образом, верхнеюрские; 2 – базальты пластины Встречная; 3 – пермские базальты пластины Веселая.

Веселая имеет типичную для срединно-океанических хребтов последовательность смены базальтов пелагическими карбонатами и затем бескарбонатными осадками. Триасовый комплекс пластины Встречной также формировался в спрединговом центре, но седиментация происходила в более глубоких участках ниже уровня карбонатной компенсации. В обоих случаях характерна малая мощность осадков, накопившихся в течение длительного временного интервала (30 млн. лет). Можно также предположить, что базальты с повышенным содержанием TiO_2 изливались на абиссальных участках плит, удаленных от зон спрединга.

Особый комплекс верхнеюрских отложений обнажается на левом берегу р. Таловки, напротив устья р. Тылпынтыхлявая (рис. 2, 3, 16) в составе одноименной Тылпынтыхляваямской пластины. Он существенно отличается от предыдущих образований и представлен алевролитами, алевропелитами, песчаниками с прослоями глинистых яшм и кремнистых аргиллитов [6].

В целом, рассмотренные выше разновозрастные комплексы кингивеевского типа Куьюльско-меланжа являются океаническими. Большинство из них (ортоокеанические) образовались на океанических плитах вдали от окраин континентов, а последний накапливался вблизи островной дуги, продукты вулканизма которой содержатся в синхронных осадках. В структурном отношении они слагают три самостоятельные пластины – Веселая, Встречная, Тылпынтыхляваямская (рис. 2, 3), которые картируются в серпентинитовом меланже.

За исключением последней, охарактеризованные комплексы соответствуют типичному элементу глубоководных осадков офиолитовой триады Штейнмана. Однако в составе Куьюльско-террейна уже есть одна Ганкуваямская офиолитовая ас-

социация. Причем ее эффузивно-дайкивый комплекс образовался в иной геодинамической обстановке. В этой ситуации можно ожидать существования по крайней мере еще одной океанической офиолитовой ассоциации, нижние части разреза которой необходимо искать среди ультрабазит-габбровых блоков меланжа.

Уннаваямская пластина. Обширные выходы гипербазитов и крупные тела габброидов сосредоточены в пределах Уннаваямской пластины, протягивающейся в широтном направлении от верховьев р. Ганкуваям до р. Таловка (рис. 1, 3, 5).

Перидотиты представлены массивными, реже полосчатыми клинопироксенсодержащими гарцбургитами (от 3 до 7%) и шпинелевыми лерцолитами. Переход между гарцбургитами и лерцолитами постепенный и происходит за счет увеличения содержания клинопироксена. Породы характеризуются разноориентированной, иногда крутопадающей полосчатостью ($45 - 90^\circ$), образованной чередованием оливиновых и пироксеновых прослоев. Для пород характерны массивные, либо слабо выраженные гнейсовидные текстуры. Структуры варьируют от равнозернистых протогранулярных, с плавноизвилистыми границами минералов, до порфирукластических. В последних количество необласт не превышает 5%. Деформационные микроструктуры развиты слабо. Отмечаются полосы излома в оливинах, а также изгиб полос спайности и волнистое погасание в ортопироксенах. Хромшпинели встречаются в виде ксеноморфных зерен желтовато-бурой окраски и находятся в ассоциации с ортопироксенами, часто образуя с ними симплектитовые сростки. Клинопироксены встречаются в виде ламмелей распада в ортопироксенах и в виде самостоятельных зерен. Иногда образуют пойкилитообразные структуры, заполняя интерстиции между оливинами и ортопироксенами.

В ультрабазитах выделяются крутопадающие, изометричные и линейные зоны шириной 100 - 250 м. Они насыщены жилами мощностью 0.1 - 5 м преимущественно северо-западного простирания, прослеживаются на 10 - 20 м. В зонах скопления жильных тел перидотиты изменены сильнее. Жильная серия представлена гигантозернистыми клинопироксенитами, вебстеритами и габброидами.

Минеральный состав перидотитов характеризуется значительными вариациями (рис. 7). Для пироксенов характерно умеренное содержание Al_2O_3 (в ортопироксенах 2.3 - 3.8%, клинопироксенах 2.7 - 4.4%). Форстеритовая составляющая оливинов 90.5 - 92.5. Хромшпинели умеренно хромистые ($100 Cr/(Cr + Al) = 30 - 48$). На диаграмме состава шпинелей мантийные ультрабазиты Уннаваямской пластины занимают положение, отличное от Ганкуваямских ультрабазитов, и занимают область умеренно деплетированных

перидотитов (рис. 7, 8). Степень частичного плавления мантийного вещества пиrolитового состава оценивается в 13 - 20% [25]. Такие породы характерны для верхней мантии современных океанов (скв. DSDP 395, 556, 558, 560, 670, разломы Океанограф, Атлантик, Кейн, Вима).

Породы расслоенного комплекса находятся в тектонических соотношениях с перидотитами и, видимо, представляют собой один из фрагментов тектонически расчлененного интрузивного тела. Разрез начинается со среднезернистых оливиновых габбро и надстраивается прослоями габбро и троктолитов. Отмечаются отдельные меланократовые прослои, сложенные плагиоклазовыми верлитами, и жилы крупнозернистых габброидов, аналогичных описанным выше.

Перидотиты Таловской пластины изучались в бассейне р. Таловка. Это изометричные и удлиненные блоки размером от 10 до 100 м, сложенные умеренно серпентинизированными, массивными гарцбургитами и лерцолитами. Все они, за исключением одного блока, характеризуются сходным составом первичных минералов, образующих компактную обособленную группу (рис. 7) на диаграммах составов хромшпинелей и пироксенов. Для них характерны высокие содержания Al_2O_3 (3 - 6%) и повышенные Na_2O в орто- и клинопироксенах, пониженная магнезиальность оливинов и низкая хромистость хромшпинелидов (13 - 33). Это слабо деплетированные перидотиты, наиболее примитивные из всех известных в Куюльском террейне. Они образовались при низкой (<10%) степени частичного плавления мантийного вещества. Подобные перидотиты известны в пределах пассивных окраин, которые можно рассматривать как результат раскола континентальных масс [23], и на океанических островах экваториальной Атлантики.

Уместно добавить, что в этом районе наряду с типично островодужными базальтами встречены высокотитанистые разности ($TiO_2 = 1.8 - 3.1\%$) с повышенным содержанием $K_2O = 0.4 - 1.9\%$, $P_2O_5 = 0.2 - 0.25\%$, суммарного железа, $Ni = 150 - 250$, $Y = 45 - 74$ и $Zr = 120 - 240$ г/т. Отмеченные особенности характерны для базальтов океанических поднятий, выплавляющихся на больших глубинах, чем базальты срединно-океанических хребтов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные материалы свидетельствуют о разнообразии офиолитовых ассоциаций Куюльского террейна (рис. 2). Верхние части офиолитовых разрезов, представленные вулканогенно-осадочными комплексами, различаются по составу и возрасту. Они образовались в разных геодинамических обстановках: океанический спрединг, надсубдукционные зоны, абиссальные котловины. С долей условности можно говорить о внутриплитном магматизме.

В составе ультрабазит-габбровых комплексов также имеются различия. В отношении вещественного состава об этом с уверенностью можно говорить только для реститовых, мантийных перидотитов. По степени деплетированности выделяются три типа: Ганкуваямский, Уннаваямский, Таловский.

Ганкуваямские офиолиты классифицируются как надсубдукционные. Ультрабазит-габбровые комплексы Уннаваямской пластины можно рассматривать как нижние части разреза океанических офиолитов, верхним частям которых соответствуют комплексы кингивеевского типа. Нельзя сказать конкретно, какой из вулканогенных комплексов Веселой и Встречной пластин можно объединять в единый разрез с Уннаваямской пластиной. На рис. 2 предложена возможная корреляция пластин меланжа. С одной стороны, Уннаваямская пластина может быть фрагментом той океанической литосферы, в пределах которой формировались все разновидности кингивеевских комплексов. С другой стороны, каждому из них может соответствовать свой тип мантии и третьего океанического слоя. В этом случае среди умеренно деплетированных перидотитов следует ожидать существования нескольких ассоциаций. К сожалению, близость составов ультрабазит-габбровых комплексов, формирующихся в одной геодинамической обстановке, при отсутствии возрастных данных делает эту задачу нерешаемой. Однако эта проблема интересна с методической точки зрения.

Вероятно, в дальнейшем можно будет выделить еще третий, Таловский тип "внутриплитных" офиолитов. Можно говорить о возможном геодинамическом родстве слабо деплетированных перидотитов обогащенной мантии и базальтов океанических островов, сходных с внутриплитными.

В связи с гетерогенностью Куюльского террейна возникает вопрос о составе серпентинитового цемента. Тем более, само понятие меланжа подразумевает однородность матрикса [9]. Представленные данные указывают на возможное различие серпентинитового матрикса в разных пластинах. Определенно можно говорить о разном матриксе меланжей Ганкуваямской и Уннаваямской пластин. В дальнейшем следует выяснить характеристики апоперидотитовых серпентинитовых сланцев Встречной, Веселой, Удачной и Тылпынтыхляваямской пластин, в которых также можно ожидать проявление гетерогенности. Определение составов перидотитовых включений в матриксе этих пластин позволит провести более уверенную корреляцию ультрабазит-габбровых и вулканогенных частей офиолитовых ассоциаций с целью реконструкции первоначальных разрезов океанической литосферы.

В структурном аспекте наши исследования дали неожиданный результат. Для Куюльского серпентинитового меланжа, как и в других меланжах Корякского нагорья, типично хаотическое распределение блоков разной размерности. Однако на этом фоне внутри меланжа картируются полосы, в серпентинитовом цементе которых содержатся тектонические глыбы определенного состава, образовавшиеся в одной геодинамической обстановке. При этом устанавливается закономерная смена таких полос во внутренней структуре меланжа (рис. 3). Структурные наблюдения показывают, что Куюльский меланж состоит из системы тектонических пластин, которые смяты в сложные покровные складки. Другими словами, Куюльский террейн имеет покровно-складчатое внутреннее строение. Упорядоченная структура меланжа нередко оказывается затушеванной последующими деформациями и протрузивными явлениями.

Вопрос о генезисе структурированных меланжей остается открытым. Их нельзя рассматривать только как результат дезинтеграции офиолитов. Помимо тектонического расслаивания офиолитов при формировании Куюльского террейна происходило совмещение в пространстве разнородных и разновозрастных офиолитов. Мы не можем однозначно определить геодинамические обстановки, в которых происходило формирование упорядоченных меланжей. Для этого помимо дальнейших структурных и вещественных исследований должен быть выполнен большой объем изотопных и палеомагнитных работ, чтобы восстановить историю и местоположение отдельных компонентов террейна. Особого внимания заслуживает изучение метаморфических образований пластины Удачная, а также особенностей вторичных изменений.

Общая схема формирования Куюльского террейна может быть представлена в следующем виде. Пермские (?) и триасско-байосские офиолиты Уннаваямской, Веселой, Встречной и Тылпынтыхляваямской пластин являются фрагментами океанической литосферы древнего палеоокеана – Панталассы, реликты которого не известны в структурах дна Тихого океана. Они отражают широкий спектр геодинамических обстановок процесса океанической аккреции: спрединговой, абиссальной и внутриплитной (?). Можно думать, что спрединговые зоны были представлены двумя типами. Один аналогичен по морфоструктуре срединным хребтам, а другой – более глубоководный. Палеонтологические исследования свидетельствуют о совмещении в Куюльском террейне радиоляриевых комплексов разных палеобиогеографических провинций [27].

В батское время над сейсмофокальной зоной в спрединговых условиях началось образование

Ганкуваямских офиолитов, где из той же деплетированной мантии, из которой ранее генерировались расплавы кингвеевского типа, в условиях интенсивной флюидной продувки, началось формирование известково-щелочной, толеитовой и бонинитовой серий. Из-за повторного плавления истощенной мантии расплавы имели дефицит высокозарядных элементов. Формирование этого комплекса было кратковременным – менее 10 млн. лет, поэтому не успела возникнуть морфоструктура вулканической дуги. Перидотиты Уннаваямской пластины в это время представляли собой надсубдукционный мантийный клин. Реликты более древней океанической коры, внутри которой возник Ганкуваямский спрединговый центр, сохранились вероятно в виде базальтовых брекчий и скриновых базальтов. Косвенным подтверждением могут служить данные по цирконам, возраст которых соответствует кингвеевским офиолитам и значительно древнее времени формирования Ганкуваямского разреза.

Океанические комплексы батско-келловейского и позднего юрского возрастов пластины Веселая являются фрагментами одной из тихоокеанских плит. К сожалению, их первоначальное положение не установлено. Вероятно это была плита Исанаги, океаническая кора которой, разновозрастная аккрецированным комплексам, сохранилась в западной части Тихого океана [24]. Вблизи конвергентной границы накапливались породы пластины Тылпынтыхляваям. Продукты синхронного вулканизма указывают на близость островной дуги. Была ли это Удско-Мургальская островная дуга или другая система, следует определить. Тектонические деформации пород пластины Тылпынтыхляваям типа “broken formation” и терригенного меланжа свидетельствуют об аккреционных явлениях. К неокомскому времени разнообразные офиолиты были объединены в единый сложный террейн (composite terrane). Аккреция обусловила деформацию и меланжирование отдельных пластин. Нельзя исключить, что эти явления могли происходить и в океанической обстановке.

Аккреция Куюльского террейна к Азиатскому континенту сопровождалась формированием Айнынского террейна аккреционной призмы. Окончательное вхождение террейна в состав континентальной окраины произошло в конце раннего мела. Верхнемеловые отложения Таловских гор, разрез которых начинается с маметчинской свиты позднего альба, являются постааккреционными образованиями. С этим этапом связано образование динамосланцев и нарушения изотопных систем с радиологическими возрастами в интервале 120 - 90 млн. лет. Среднемеловая аккреция отчетливо проявлена в структурах Азиатского континента [16]. В данном сегменте континентальной окраины произошла коллизия и последующее

отмирание Удско-Мургальской дуги. Площадь континента увеличилась за счет приращения к фронтальной части дуги Айнынского и Куюльского террейнов.

Из выполненной работы следуют некоторые методические рекомендации. Во-первых, изменения в составе реститовых перидотитов, отражающие степень деплетации мантии, не всегда могут объясняться только эволюцией вещества. С точки зрения петролога такой подход закономерен, но структурные наблюдения показывают возможность иных интерпретаций для данного объекта. Одной из них может быть предполагаемое нами совмещение гетерогенных офиолитов.

Во-вторых, традиционный подход в изучении офиолитовых поясов с экстраполяцией данных по наименее нарушенному разрезу на всю площадь чреват ошибками. В меланжи могут входить, и, по-видимому, это типично для аккреционных окраин, офиолиты разного возраста и генезиса, поэтому правомочность экстраполяций в каждом случае должна быть обоснована. При этом более древние собственно океанические офиолиты оказываются только в дезинтегрированном виде, тогда как более поздние образования в процессе аккреции сохраняются лучше в виде крупных массивов типа Троодоса, Омана или Ганкуваямской пластины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Куюльский офиолитовый террейн имеет гетерогенное строение. В его составе объединены структурно-вещественные комплексы, имеющие разную палеотектоническую природу. Среди офиолитов установлено несколько разновозрастных и генетически различных ассоциаций.

Куюльский террейн, в том числе составляющие его серпентинитовые меланжи, имеет сложную покровно-складчатую структуру. В серпентинитовом меланже установлены элементы упорядоченной структуры, выраженные картируемыми пластинами меланжа с блоками пород определенного состава, образовавшихся в одной геодинамической обстановке. Подобного рода меланжи предлагается выделять в класс структурированных меланжей. Их формирование обусловлено аккреционными процессами, поэтому они могут рассматриваться как комплексы-показатели данного типа континентальных окраин. Дальнейшее углубленное изучение структурированных меланжей позволит восстановить сложную историю трансформации океанической коры, начиная от океанической и кончая континентальной аккрецией.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9370).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105 - 120.
3. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Воронин Б.И. Rb/Sr изотопный возраст динамометаморфических пород бассейна р. Таловка (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63 - 69.
4. Вишневецкая В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 364 - 367.
5. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Е. О кингвеевской свите // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С. 89 - 95.
6. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59 - 69.
7. Иванов В.В., Похиалайнен В.П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Пробл. нефтегазон. Сев.-Вост. СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1973. С. 70 - 107.
8. Лучицкая М.В. Плагииграниты Куюльского офиолитового массива // Петрология. 1994. № 2. С. 56 - 61.
9. Международный тектонический словарь. М.: Мир, 1982. 142 с.
10. Михайлов А.Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами // Материалы по геол. и полез. ископ. Сев.-Вос. СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1955. Вып. 9. С. 28 - 40.
11. Некрасов Г.Е. Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 679 - 683.
12. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
13. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
14. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
15. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1186 - 1189.
16. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
17. Ставский А.П., Березнер Д.С., Сафонов В.Г., Злобин С.Л. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 72 - 80.
18. Тектоническая расслоенность литосферы / ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 216 с.

19. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатов А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеаническая геология. 1992. № 4. С. 82 - 93.
20. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн // Владивосток: Изд-во ДВГИ АН СССР, 1990. 108 с.
21. Худoley А.К., Соколов С.Д. О роли сдвигов в тектонике юго-запада Корякского нагорья // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 80 - 82.
22. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70 - 106.
23. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basin to subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 91. P. 297 - 311.
24. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.C. Relative motions between oceanic plates of the Pacific basin // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89. № 12. P. 10291 - 10310.
25. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0 - 15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 73. P. 287 - 310.
26. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956 - 983.
27. Pralnicova I.E. Jurassic radiolarians from Kingiveem volcano-sedimentary complex (Kuyul ophiolites, Talovka-Pekulney zone, NE of Russia) as indicators of paleolatitudes // L.P. Zonenshain Memor. Confer. on Plate Tectonics. Moscow. 1993. P. 117.

Рецензенты: А.Л. Книппер, С.В. Руженцев

Elements of Material and Structural Regularity in Serpentinite Melange

S. D. Sokolov, A. A. Peyve, K. A. Krylov, V. N. Grigor'ev, V. G. Batanova,
V. V. Golozubov, M. V. Luchitskaya, M. V. Aleksutin

Kyul terrain is composed of polymictic serpentinite melange with fragments of ophiolite sequences. Several associations of different age and origin: oceanic (Late Permian, Middle Triassic – Callovian), suprasubduction (Bathonian – Early Tithonian) and probably intraplate were found among ophiolites. Melange inner structure is thrust-folded with the elements of some order. It is emphasized by mappable melange sheets including rocks of definite composition that were formed in one and the same geodynamic environment. We suggest to extinguish such melanges as specific type of structured melanges. Their origin could not be explained by only ophiolite disintegration as the major role was played by tectonic superposition of heterogeneous ophiolites, conditioned by accretionary processes. They could be regarded as complexes typical to the accretional type continental margins.

УДК 551.243.5/551.251(470.2)

СТРУКТУРА И МЕТАМОРФИЗМ БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

© 1996 г. В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер, Г. М. Другова, Р. И. Милькевич, А. Б. Вревский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 24.11.93 г.

В пределах Беломорско-Лапландской коллизионной зоны выделяются две системы тектонических покровов – Беломорская и Лапландская, между которыми наблюдается региональное структурное несогласие. Беломорская система покровов формировалась, по-видимому, в интервале 2700 - 2600 млн. лет, Лапландская – начиная с рубежа 1925 млн. лет. Покровообразование в обоих случаях сопровождается высокобарическим метаморфизмом и становлением обращенной метаморфической зональности. Эти процессы рассматриваются как отражение коллизионных геодинамических обстановок, разделенных громадным отрезком времени, в течение которого фиксируется внедрение масс базитов с возрастом 2450 - 2350 млн. лет, отражающих деструктивный этап развития региона.

ВВЕДЕНИЕ

Беломорско-Лапландская коллизионная зона (см. рис. 1 в [25]) пространственно совпадает с одноименным метаморфическим поясом, выделенным более 20 лет назад [15], и представляет собой одну из важнейших структур Балтийского щита, сформированную на границе двух мегаблоков архейской континентальной коры: Кольского и Карельского. Последние существенно отличаются один от другого геологическим строением, составом слагающих их комплексов пород и эндогенной эволюцией. В **Кольском блоке**, наряду с хорошо узнаваемыми супракрустальными толщами зеленокаменных и парагнейсовых поясов, региональным распространением пользуются породы гранулитовой фации, среди которых имеются как супракрустальные ассоциации пород (кольская серия), так и нестратифицированные образования чарнокит-эндербитовой серии. **Карельский блок** – фрагмент типичной позднеархейской гранит-зеленокаменной области, распадающийся на узкие и протяженные зеленокаменные пояса и широкие тоналито- и трондjemитогнейсовые ареалы, которые представляют собой или в той или иной мере переработанные тоналиты древнего основания, или позднеархейские глубинномагматические образования, наращивающие континентальную кору в период становления зеленокаменных поясов.

Беломорско-Лапландский пояс первоначально выделялся по признаку устойчивого проявления в его пределах высокобарического метаморфизма. При этом предполагалось, что такие режимы сохранялись весьма продолжительное время, начиная с позднего архея (2600 ± 100 млн. лет) до раннесвекофенских событий включительно (1950 млн. лет), а если принимать во внимание воз-

раст слюдяных пегматитов (1800 - 1750 млн. лет), то и до момента их формирования. Позднее было установлено, что Беломорско-Лапландский пояс неоднороден и может быть подразделен на три элемента: 1) Лапландско-Колвицкую зону гранулитов, 2) Ёнский сегмент, охватывающий северозападную часть Беломорской зоны, 3) Чупинский сегмент, соответствующий ее юго-восточной части [21] (см. рис. 1 в [25], врезка).

В пределах **Лапландско-Колвицкой зоны** впервые для Балтийского щита была расшифрована раннедокембрийская покровная структура: выделен гигантский Лапландский покров, сложенный позднеархейскими и раннепротерозойскими супракрустальными и инфракрустальными образованиями и перемещенный в южном и юго-западном направлении не менее чем на 100 км [26]. Необычен вертикальный разрез этой зоны, поскольку под относительно плотными и “высокоскоростными” гранулитами на глубине от 10 до 20 км залегают менее плотные преимущественно гранитоидные породы, сходные с образованиями соседнего **Ёнского сегмента**. Последний характеризуется в целом широким проявлением высокобарического метаморфизма, отличается разуплотненной гранитизированной корой, что связывалось с сильной его свекофеннской переработкой [21]. В отличие от этого **Чупинский сегмент** в целом значительно более “скоростной” и плотный, что могло быть обусловлено появлением на небольших глубинах крупных базитовых тел, сателлитами которых явились многочисленные мелкие интрузии перидотитов и габброноритов (“друзитов”).

С учетом этих неоднородностей Беломорско-Лапландского пояса, современных данных по его структуре, метаморфизму и изотопной геохронологии недавно была предпринята попытка по-новому

интерпретировать его строение и эволюцию в рамках тектоники литосферных плит [16]. В настоящей работе эти представления получают дальнейшее развитие и обоснование. В основе этих построений лежат результаты специального структурного и метаморфического картирования, позволившие на обширной территории проследить соотношения разновозрастных тектонических покровов с метаморфическими зонами. Авторы стремились прежде всего, продемонстрировать самые общие связи между тектоническими режимами и эволюцией термодинамических условий глубинного петрогенезиса, неизбежно в ущерб многим важным и интересным структурным и петрологическим деталям, которые, в дальнейшем должны стать предметом специального рассмотрения.

СТРУКТУРА

Анализ сочленения **Беломорской тектонической зоны** с Карельской гранит-зеленокаменной и Кольской гранулит-гнейсовой областями привел к выделению двух систем тектонических покровов. Первая система, относящаяся к Беломорской зоне и составляющая Беломорский аллохтон, представлена Керетским, Хетоламбинским, Чупинским, Ориярвинским покровами и Майозерским парааллохтоном (см. рис. 1 в [25]), сформировавшимися в ходе структурных и метаморфических преобразований позднеархейского (ребольского) тектоно-метаморфического цикла [25]. Вторая система покровов, составляющая Лапландский аллохтон, включает Лапландский покров в составе лапландских гранулитов, Корватундровский покров, состоящий из сумийских (раннепротерозойских) и лопийских (позднеархейских) образований, а также тектонических пластин долопийских гранито-гнейсов, и Риколатвинский покров, сложенный преимущественно тоналито-гнейсами с пластовыми телами лопийских (?) ортоамфиболитов (см. рис. 1 в [25]).

Эта система покровов заведомо моложе беломорских, о чем свидетельствуют не только геохронологические данные о развитии Лапландского покрова и синхронного с ним расщепления в условиях высокобарического гранулитового метаморфизма в интервале 1925 - 1884 млн. лет [9], но и прямые структурные соотношения: система Лапландских покровов перекрывает гранит-зеленокаменную область и окаймляющую ее ранее оформившуюся систему Беломорских покровов. Все это позволяет связывать формирование Лапландского аллохтона с раннепротерозойским (свекофенским) циклом. Если принципиальные соотношения разновозрастных систем покровов не вызывают особых сомнений, то распространение конкретных покровов допускает разночтения: из нескольких обсуждавшихся вариантов на

тектонической схеме (см. рис. 1 в [25]) получил отражение тот, который представляется авторам наиболее вероятным.

СИСТЕМА БЕЛОМОРСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

Главные покровы, составляющие Беломорский аллохтон, — «свиты» беломорского метаморфического комплекса в традиционном понимании — прослеживаются на 200 - 300 км от района Энгозеро—Кереть (см. 4 на рис. 1 в [25]) до области сопряжения их с Лапландским аллохтоном. Из них в качестве маркирующего выступает *Чупинский* (см. рис. 1 в [25]), в составе которого преобладает кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Эти породы, контролирующие месторождения слюдоносных пегматитов, а потому сравнительно хорошо закартированные и изученные, практически непрерывной полосой прослеживаются до района Неблагорского пегматитового поля (см. 9 на рис. 1 в [25]). К северо-западу от Неблагоры картина существенно меняется: на обширных площадях обнажаются лейкократовые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, а также тоналито-гнейсы, идентичные развитым в смежных Ковдозерском и Хетоламбинском покровах, тогда как характерные для Чупинского покрова кианит-гранат-биотитовые гнейсы играют подчиненную роль и слагают, наряду с крупными телами, прослеживающимися на многие километры (рис. 1), горизонты, линзы, маломощные полосы, заключенные в гнейсы и гранито-гнейсы. Объяснить эти разномасштабные тела глиноземистых гнейсов структурными выходами Чупинского покрова невозможно. Следует признать существенное изменение состава самого Чупинского покрова, что не исключает структурных выходов смежных тектонических покровов в области его развития.

Ограничения Чупинского покрова в таком понимании во многих случаях требуют дальнейшего уточнения, но в целом фиксируются достаточно уверенно, а на отдельных участках маркируются цепочками поздних друзитов, что вселяет уверенность — мы имеем дело с тектоническими сместителями, а не с границами иной природы. На картах (см. 1 на рис. 1 в [25]) видно, что Чупинский покров широкой полосой подходит к фронтальной части Риколатвинского покрова, перекрывается им, «проглядывает» из-под него в тектонических окнах и более уже не выходит на современный эрозионный уровень.

С запада Чупинский покров контактирует с *Ковдозерским*, выделенным в районе пос. Зареченск (см. 1 на рис. 1 в [25]) как краевая часть гранит-зеленокаменной области, находящаяся в аллохтонном залегании и принимающая участие в покровно-складчатой структуре [25]. Поэтому

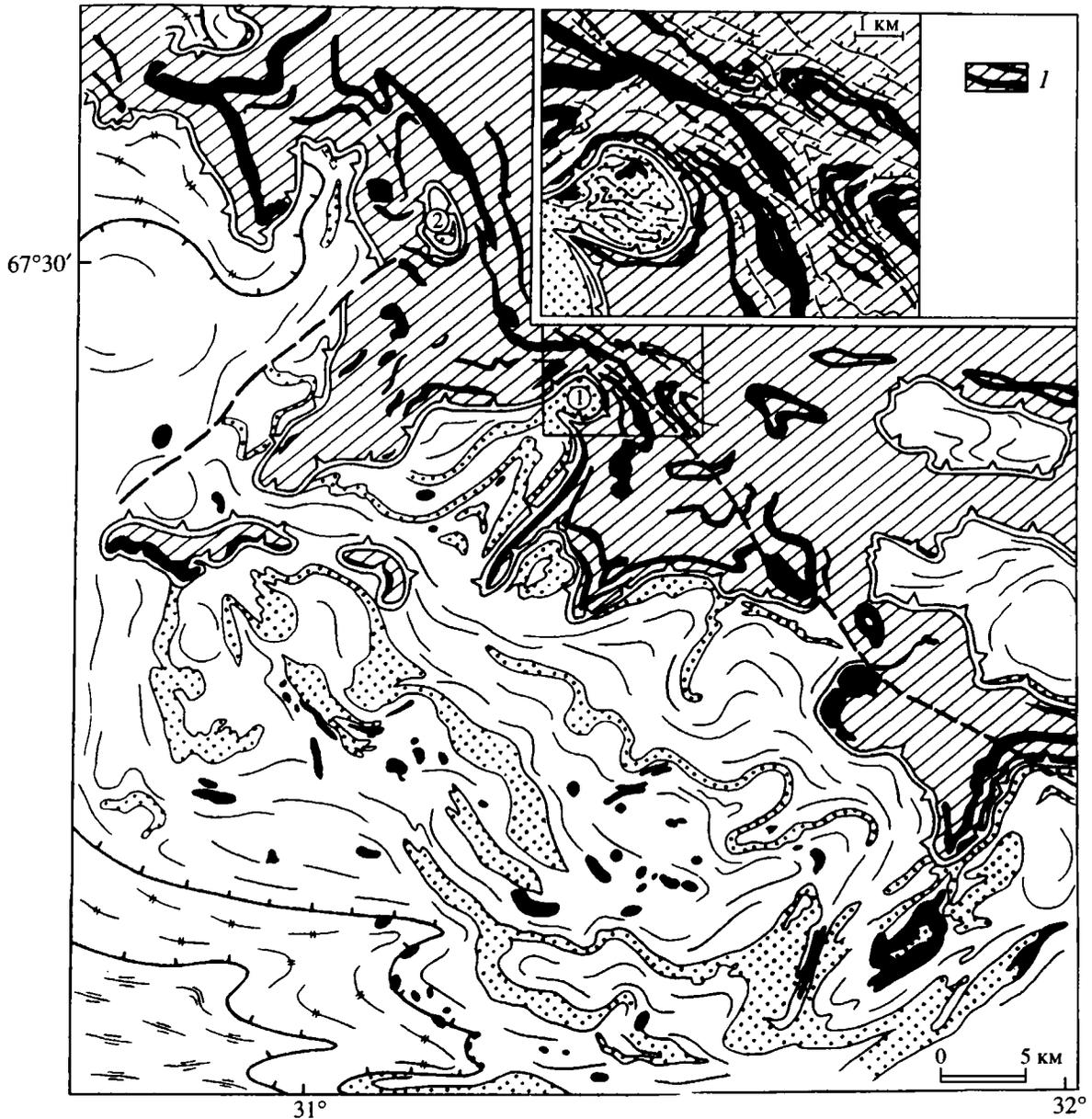


Рис. 1. Фронтальная часть Риколатвинского покрова (см. 5 на рис. 1 в [25]). Фрагмент карты северо-западной части Беломорья. Составлена В.И. Пожиленко, В.В. Балаганским и др. по материалам В.И. Пожиленко, Л.Н. Кукля, В.Л. Дука, В.В. Эза и др. В интерпретации Ю.В. Миллера. На врезке – карта района Риколатвинского слюдяного месторождения. Составлена Ю.В. Миллером, Р.И. Милькевич, О.М. Пупковым.

1 – Риколатвинский покров – амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гранито-гнейсы, пластовые и линзообразные тела ортоамфиболитов (черное), мелкие фрагменты супракрустальных пород. Цифры в кружках – диапировые купола, “протыкающие” Риколатвинский покров: 1 – Риколатвинский, 2 – Ёнский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 в [25].

граница между гранит-зеленокаменной областью и Ковдозерским покровом носит условный характер. С востока и северо-востока Чупинский покров контактирует по региональному сместителю с Хетоламбинским покровом (см. рис. 1 в [25]), который сложен преимущественно разнообразными тоналито-гнейсами со скиалитами измененных древнейших ортоамфиболитов и пластовыми тела-

ми (силлами) лопийских (?) гранатовых габбро-амфиболитов. Характерная особенность покрова – разномасштабные, в том числе крупные (картируемые) включения лопийских (?) супракрустальных пород, маркирующих покров на протяжении 200 км от пос. Поньгома (см. 18 на рис. 1в [25]) до участка Княжая губа – Валасис ручей (см. 19 на рис. 1 в [25]) [8, 11, 35].

Керетский покров (см. рис. 1 в [25]), сложенный преимущественно тоналито-гнейсами со скиалитами долопийских (?) ортоамфиболитов как самостоятельный элемент аллохтона вызывает некоторые сомнения. В то же время он сравнительно хорошо выделяется, поскольку контактирует с той частью Хетоламбинского покрова, которая насыщена телами лопийских габбро-амфиболитов и выступает в качестве маркера.

СИСТЕМА ЛАПЛАНДСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

Залегающий в основании Лапландского аллохтона *Риколатвинский покров* (см. рис. 1 в [25]) перекрывает главные покровы Беломорской системы и, в свою очередь, перекрывается Корватундровским, а локально – Лапландским покровами. Как самостоятельный крупный элемент *Ёнского сегмента* Беломорской зоны нижняя часть покрова впервые выделена В.И. Пожиленко [13, 28] в качестве Риколатвинской зоны. Покров сложен биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми (иногда с эпидотом) гранито-гнейсами со скиалитами амфиболовых, диопсид-амфиболовых ортосланцев и крупными пластовыми телами лопийских (?) гранатовых плагиоамфиболитов, реже встречаются слоистые биотитовые гнейсы. Изменение вещественного состава покрова позволило расчленить его на три части (пластины?), границы между которыми часто носят условный характер.

Наиболее хорошо исследована юго-западная фронтальная часть покрова и подстилающие чупинские гнейсы, в которых локализован целый ряд месторождений слюдяных и керамических пегматитов (см. рис. 1). На этом участке Риколатвинский покров с явным структурным несогласием перекрывает предварительно дислоцированные образования Ковдоозерского, Чупинского и Хетоламбинского покровов. Особенно отчетливо несогласие фиксируется в контакте с Чупинским покровом по маркирующей структуре телам глиноземистых гнейсов. Краевая часть покрова имеет извилистые очертания, обусловленные цепочками купольных структур, некоторые из которых насквозь протыкают маломощный покров.

Наиболее хорошо изучен Риколатвинский купол (см. 1 на рис. 1), с которым связано месторождение слюдяных пегматитов.

Купольным структурам в Риколатвинском покрове предшествовали несколько генераций лежащих изоклиналих и разноориентированных линейных складов [28]. Не вдаваясь в детали очень сложной и существенно меняющейся по латерали структурной ситуации, возникшей у юго-западного края Риколатвинского покрова, здесь можно выделить: 1) досвекофенские, по-видимому, преимущественно ребольские структуры,

определяющие резкое структурное несогласие между Риколатвинским покровом и подстилающими его образованиями Беломорской тектонической зоны, 2) Риколатвинский покров и развивающиеся синхронно с ним в самом покрове и подстилающих образованиях сланцеватость, параллельную сместителю, и деформирующие ее изначально лежащие разномасштабные изоклинали; 3) разноориентированные линейные складки; 4) купола. Покров и синхронные с ним структуры отвечают первой стадии, линейные складки и купола – второй стадии свекофенского цикла, который получил на рассматриваемой территории развернутое выражение.

Купольные структуры, существенно осложняющие систему покровов, характерны преимущественно для юго-западной части Риколатвинского покрова, отвечающей внешней структурной зоне Лапландского аллохтона. Остальная часть аллохтона относится к внутренней зоне, для которой характерны, во-первых, протяженные, падающие в северных румбах гомоклинали, в которых пространственно совмещены разновозрастные образования и разновозрастные плоскостные элементы, во-вторых, интенсивные сдвиговые деформации с кинематической осью “а” северо-западного – субширотного простирания. По-видимому, ориентировку оси “а” и следует принимать в качестве траектории тектонического транспорта при кровообразовании. Эти особенности, в частности, проявлены на восточном продолжении Риколатвинского покрова в районе Широкой Салмы (см. 20 на рис. 1 [25]), где в гомоклинали, круто падающей на север, пространственно совмещены тоналито-гнейсы (AR_1) и фрагменты супрокрустальных пород ($AR_2?$), а также установлены колчановидные складки и параллельная их осям линейность с пологой запад-северо-западной ориентировкой (ось “а”) [38].

Корватундровский покров (см. рис. 1 в [25]) обнажается на нескольких разобщенных территориях. В качестве реликта (клиппа) этого покрова нами рассматриваются и так называемые “солнечногубские” парагнейсы (см. 10 на рис. 1 [25]), обнаруживающие сходство с лопием. По ряду признаков покров отвечает меланжу, в составе которого присутствуют лопийские и сумийские терригенно-вулканогенные образования, в том числе толеитовые базальты, разновозрастные базиты и ультрабазиты, пластины тоналито-гнейсов. Характерны существенные изменения состава покрова по простиранию. Не исключено, что он представляет собой аккреционную призму.

Наиболее полно Корватундровский покров изучен в пределах Воче-Ламбинского полигона (см. 6 на рис. 1 в [25]) [13]. Структура полигона представляет собой крутопадающую на северо-восток гомоклинал, сложенную тектоническими пластинами (толщами) различного состава,

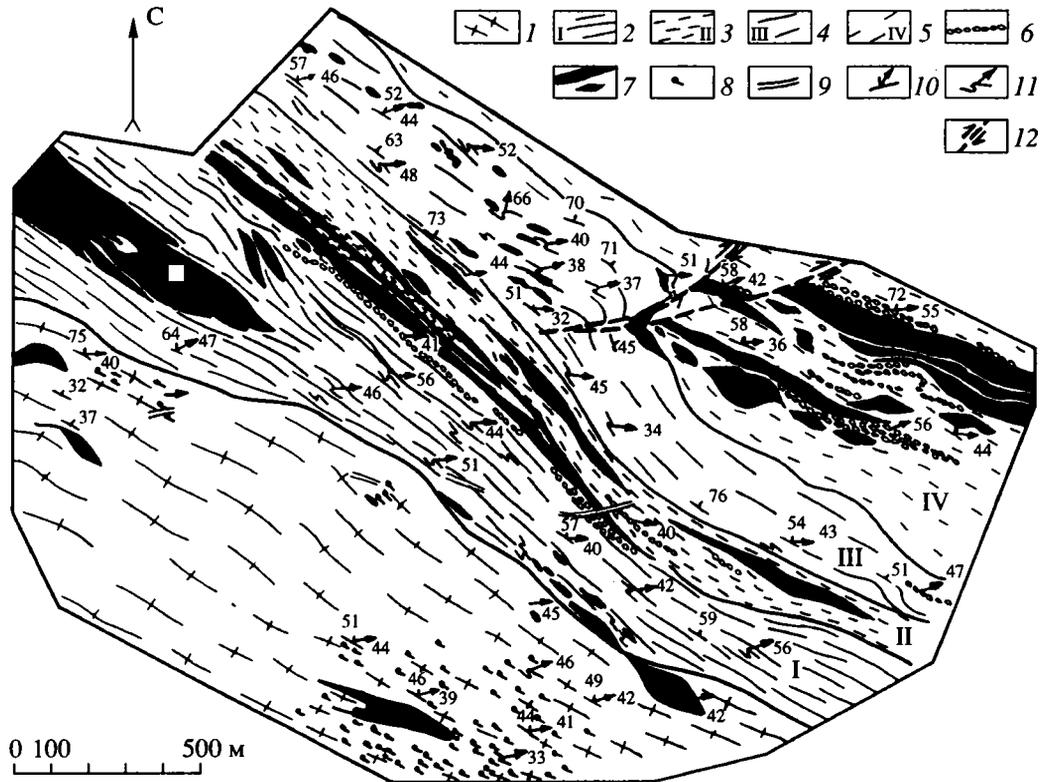


Рис. 2. Структурная схема полигона Воче-Ламбина (см. 6. на рис. 1 в [25]), по [1] с упрощениями.

1 – инфракомплекс (гранито-гнейсы); 2 – 5 – супракомплекс: 2 – I, 3 – II, 4 – III, 5 – IV толщи; 6 – метаконгломераты и конгломератоподобные породы; 7 – метабазиты и метагипербазиты, разновозрастные и разные по происхождению; 8 – реликтовые включения древнейших амфиболитов; 9 – поздние дайки габбро-диабазов; 10 – залегание главной системы тектонической расчлененности и синхронной с ней линейности; 11 – складки сдвигового течения и ориентировка их шарниров; 12 – разломы и смещения по ним.

по-разному дислоцированными, метаморфизованными и мигматизированными (рис. 2). В соответствии с принятыми нами методами и критериями оценки вещественных комплексов пластины I и III представлены неоднократно рассланцованными и мигматизированными тоналито-гнейсами (инфракомплекс), что согласуется с представлениями [10], а также с данными [1], согласно которым толща I отличается от подстилающего ее инфракомплекса только развитием в ней вторичной полосчатости. Пластины II и IV сложены лопийскими супракрупными породами, представляющими собой метаморфизованные лавы кислого – среднего – основного состава с подчиненными горизонтами граувакк и редкими линзами конгломератов [29].

Современное структурное состояние тектонических пластин определяется – крутой системой бластомилонитизации, параллельной сместителям, ограничивающим пластины, и интенсивными левосторонними сдвиговыми движениями, направленными с востока на запад вдоль линейности растяжения, воздымающейся под средними углами и фиксирующей кинематическую ось “а” [4]. Пере-

вернутое залегание, установленное по некоторым горизонтам конгломератов [27], свидетельствует о присутствии покровных складок – крупных изоклиналей, сопряженных со сместителями, – их замки не попали в современный эрозионный срез.

Толща I, сложенная интенсивно рассланцованными гранито-гнейсами с вторичной контрастной полосчатостью, по существу, представляет собой зону динамического влияния регионального сместителя, ограничивающего Корватундровский покров в подошве. В ней, как и в самом сместителе, локализованы многочисленные разновозрастные тела базитов и ультрабазитов, подвергшиеся бластомилонитизации. Вещественные и структурные особенности, установленные в пределах полигона и его обрамления, по-видимому, в значительной степени свойственны Корватундровскому покрову всего Приимандровского сектора.

Соотношения сумийских и лопийских комплексов, отнесенных нами к Корватундровскому покрову, с подстилающими образованиями в разных районах оцениваются по-разному. Детальные исследования, проведенные в Колвицких

тундрах (см. 11 на рис. 1 в [25]); привели к обнаружению структурного и метаморфического несогласия [6, 7] между сложно дислоцированными и интенсивно мигматизированными гранито-гнейсами и перекрывающими их значительно проще деформированными немигматизированными сумийскими амфиболитами (основными метавулканитами) с маломощными прослоями полимиктовых конгломератов.

Наиболее отчетливое структурное несогласие в основании Корватундровского покрова закартировано в районе Корватундры (см. 7 на рис. 1 в [25]). На этом участке покров сложен дистеновыми сланцами, метаморфизованными базальтами, коматиитами, конгломератами сумия (лаппония) и с резким структурным несогласием перекрывает гранито-гнейсы комплекса основания гранит-зеленокаменной области, а также заключенный в них протерозойский дунитовый массив Падос.

Край *Лапландского надвига* картируется по зонам бластомилонитов, смене амфиболитовых парагенезисов умеренных давлений гранулитами высоких давлений, в также по телам габбро-анортозитов, локализованным в плоскости сместителя. Крупные тела габбро-анортозитов, габбро-норитов, лабрадоритов, расслоенных габбро, с возрастом порядка 2450 млн. лет, т.е. более древним, чем свекофенское покровообразование, повсеместно маркируют Лапландский надвиг и образуют автономные в структурном отношении тектонические пластины и линзы, испытавшие гранулитовый (отнесены к Лапландскому покрову) или амфиболитовый (отнесены к Корватундровскому покрову) метаморфизм. Последняя ситуация установлена, в частности, в районе Волчьих тундр (см. 12 на рис. 1 в [25]), где, по данным [20], габбро-нориты и ассоциирующие с ними лабрадориты слагают тектоническую пластину мощностью около 350 м, надвинутую с востока на гнейсы и гранито-гнейсы, отнесенные нами к Риколатвинскому покрову.

Главные структурные особенности Лапландского аллохтона определяются, прежде всего, изначально неравномерным пространственным распространением отдельных его элементов. Так, например, Риколатвинский покров получил максимальное развитие в центральной части аллохтона, тогда как на флангах он или отсутствует (Колвицкий сектор), или получает ограниченное распространение (Лапландский сектор). Это значит, что за один и тот же промежуток времени на центральном участке покров продвинулся на 50 - 60 км дальше, чем на соседних.

Существуют и другие признаки неравномерности и асинхронности развития Лапландского аллохтона.

Не менее важные особенности определяются наложенной складчато-разрывной структурой, от которой прежде всего относятся крупные про-

долные (преимущественно северо-западные) и поперечные (субмеридиональные) складки. Самая крупная поперечная складка – Нотозерская антиформа (см. 13 на рис. 1 в [25]). Структурное развитие региона завершилось заложением крупных разломов, из которых одни подновили ослабленные зоны, заложившиеся еще в процессе становления пликкативной структуры, другие явились результатом поздних деформаций. В совокупности они определили позднюю блоковую структуру региона, в значительной степени затушевавшую ранее оформившееся покровно-складчатое сооружение.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

В методическом отношении выделение и обоснование тектонических покровов основаны на двух независимых принципах [24]. Согласно первому из них, вещественный комплекс относится к аллохтону, если обладает особенностями, включающими его изначально пространственное совмещение с подстилающими образованиями. В фанерозойских сооружениях в качестве таковых чаще всего выступает аномальная последовательность залегания фаунистически охарактеризованных толщ. В областях развития раннего докембрия несовместимость вещественных комплексов определяется особенностями проявления вторичных процессов: метаморфизма, гранитизации, складчатости, магматизма. Так, с позиции покровной тектоники удастся объяснить залегание глубоко гранитизированного комплекса на негранитизированном, глубоко метаморфизованного на слабо метаморфизованном, полициклического и на моноциклическом и т.п. Типичным примером может служить Лапландский покров, сложенный гранулитами высоких давлений, перекрывающий образования, метаморфизованные в амфиболитовой фации.

Второй принцип сводится к расшифровке покровного структурного парагенезиса – региональных сместителей, крупных изначально лежащих покровных складок, сопутствующих покровообразованию сланцеватых и линейных тектур, колчановидных складок, обычных складок сдвигового течения и др. Из них важнейшими являются региональные сместители и их признаки: структурные несогласия, чередование в разрезе стратифицированных и нестратифицированных образований, локализация в надвиговых поверхностях интрузивных тел, некоторые специфические деформационные особенности самих сместителей. Важным признаком регионального сместителя могут служить структурное несогласие в сочетании с отсутствием базальных обломочных пород в основании разреза. В областях развития

раннего докембрия нередко приходится сталкиваться с залеганием метаморфического комплекса со структурным несогласием на подстилающих образованиях и нестратифицированным характером самого комплекса, сложенного преимущественно глубоко переработанными изначально интрузивными или метасоматическими породами. Сочетание этих двух признаков часто оказывается достаточным для обоснования регионального сместителя и аллохтонного залегания рассматриваемого комплекса, поскольку в силу его нестратифицированного характера стратиграфический контакт с подстилающими образованиями исключается. Примером может служить Риколатвинский покров.

Обычно выделение покрова опирается на комплекс признаков. Так, например, для Корватундровского покрова к таким признакам относятся структурное и метаморфическое несогласие в основании покрова и залегание его на разных вещественных комплексах; отсутствие образований, которые можно было бы рассматривать в качестве базальных (всюду, за исключением, возможно, Колвицких тундр); чередование в разрезе стратифицированных и нестратифицированных образований (например, в районе Воче–Ламбины); элементы покровного структурного парагенезиса – сместители, покровные и колчановидные складки и др.

Сказанное, разумеется не снимает целого ряда нерешенных, неясных, дискуссионных вопросов, касающихся, прежде всего, покровов позднерархейского заложения.

МЕТАМОРФИЗМ

Расшифровка покровно-складчатой структуры Беломорской тектонической зоны, обоснование ее развития в результате структурно-метаморфической переработки Карельской гранит-зеленокаменной области [25] кардинальным образом изменило традиционные представления о тектоническом развитии обширного региона и поставило перед необходимостью по-новому оценить региональные закономерности проявления метаморфизма. Результатом этой работы явилась карта метаморфизма рассматриваемого района масштаба 1 : 500000, составленная авторами при участии Т.Е. Савельевой. В данном разделе кратко рассмотрены выводы, полученные на основании анализа этой карты.

Критический подход к установившимся представлениям привел, в частности, к заключению, что в настоящее время не существует бесспорных данных для оценки термодинамических параметров метаморфизма беломорского цикла, т.е. метаморфизма, проявившегося в раннерархейском фундаменте, на котором накапливались лопийские образования. К доказанным проявлениям беломорского цикла относятся региональное рас-

сланцевание и мигматизация тоналитов, многочисленные тела глубоко измененных базитов, редкие фрагменты изоклинальных складок, деформирующих мигматитовую полосчатость. Сказанное позволяет оценить метаморфизм беломорского цикла как ареальный, высокотемпературный и сопровождавшийся ультраметаморфизмом. Этим ограничиваются наши знания об условиях долопийского метаморфизма.

Узловой вопрос метаморфической тектоники зоны сочленения Карельской гранит-зеленокаменной и Кольской гранулит-гнейсовой областей – условия проявления и возраст древнейшего гранулитового метаморфизма. Анализ фактического материала по геологии метаморфизма позволил выделить в пределах рассматриваемой территории два последовательно проявленных эпизода гранулитового метаморфизма, отвечающие принципиально разным геодинамическим обстановкам.

Ранний гранулитовый метаморфизм реализуется в условиях, близких к статическим, при умеренных давлениях ($P \sim 6$ кбар, $T = 800^\circ$)¹. Он проявлен на небольших участках или фиксируется в ксенолитах, заключенных в чарнокитах, эндербитах, других гиперстенсодержащих интрузивных породах с возрастом 2700 - 2650 млн. лет, составляющих с гранулитами единый комплекс пород, близких по возрасту и условиям образования [12, 37].

Поздний гранулитовый метаморфизм осуществляется при высоких давлениях ($P = 7.5 - 9$ кбар, $T = 725 - 800^\circ$) и является инициальным событием регионально проявленного высокобарического метаморфизма, протекавшего преимущественно в условиях амфиболитовой фации, связанного с коллизионным структурообразованием – развитием Беломорской системы тектонических покровов. Второй гранулитовый метаморфизм фактически знаменует смену статических условий, характерных для определенной стадии развития гранит-зеленокаменной области, коллизионной геодинамической обстановкой. Оба эпизода сближены во времени, о чем свидетельствуют перекрывающиеся значения изотопных датировок, но последовательность их проявления повсеместно фиксируется однозначно.

В Карельской гранит-зеленокаменной области (район оз. Тулос) ранний гранулитовый метаморфизм с возрастом 2650 млн. лет наложен на уже оформившийся в структурном и метаморфическом отношении зеленокаменный трог [3]. В Беломорской зоне и примыкающей к ней краевой части гранит-зеленокаменной области он

¹ Здесь и далее для определения температур и давлений использовались Гр–Би, Гр–Ам, Ам–Пл, Гр–Клп, Гип–Би термометры и Гр–Клп, Ам–Пл, Гр–Ам барометры, где Ам – амфибол, Би – биотит, Гип – гиперстен, Гр – гранат, Клп – клинопиксен, Пл – плагиоклаз.

непосредственно предшествует высокобарическому метаморфизму, связанному с региональным покровообразованием, укладывающемся, по-видимому, в интервал 2700 - 2600 млн. лет. Такая последовательность метаморфических событий установлена, в частности, в районах Поньгомы, оз. Нотозера, Тупой губы, на других участках [5, 12, 17, 18].

Для Керетского зеленокаменного пояса (см. 15, на рис. 1 [25]) ранний гранулитовый метаморфизм, проявленный в ксенолитах лопийских вулканитов из гиперстенсодержащих кварцевых диоритов топозерского комплекса (район оз. Вичаны) – первое термальное событие, установленное для лопийских образований [32]. Между тем изотопный возраст гиперстенсодержащих диоритов – 2450 млн. лет [36] – находится в противоречии с имеющейся геологической информацией. Породы топозерского комплекса: 1) прорывают лопийские образования, 2) совместно с ними рассланцовываются и подвергаются метаморфизму высоких давлений, синхронному с покровообразованием; 3) прорываются габбро-норитами – лерцолитами (“поздними друзьями”). Последние соотношения установлены и закартированы на участке Нижняя Охта (см. 8 на рис. 1 в [25]) и в районе оз. Кереть [34]. Сказанное позволяет вслед за О.И. Володичевым [12] предположить, что топозерский комплекс относится к более древним образованиям. Мы рассматриваем его в качестве важного звена в цепочке интрузивных тел, сложенных гиперстенсодержащими породами с возрастом около 2700 млн. лет, окаймляющих Беломорский аллохтон с юга и юго-запада (см. рис. 1 [25]).

В итоге *ребольского цикла* на исследованной территории сформировались четыре метаморфические зоны (рис. 3, а). Зона I, отвечающая метаморфизму андалузит-силлиманитовой фациальной серии ($T = 600 - 650^\circ$, $P = 5.5$ кбар), соответствует краю гранит-зеленокаменной области, куда метаморфические преобразования, связанные с развитием Беломорской зоны, не распространялись. Границы зоны I с зоной II в южной и центральной частях исследованной территории примерно совпадает с юго-западным ограничением Керетского зеленокаменного пояса и почти повсеместно располагается на расстоянии 15 - 20 км от границы с Беломорским аллохтоном и приходит с ним в соприкосновение только на крайнем севере, где зона II выклинивается.

Зона II отвечает краевой части гранит-зеленокаменной области, испытавшей метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии, свойственный Беломорской зоне. Для зоны II характерны условия низкотемпературной амфиболитовой фации (ставролитовые субфации) с максимальными параметрами: $T = 600 - 650^\circ$, $P = 7.5$ кбар (оз. Кичаны), $T = 600 - 630^\circ$, $P = 7 - 8$ кбар

(оз. Кукас), $T = 560 - 580^\circ$, $P = 7 - 7.5$ кбар (оз. Кереть). В районе Энгозеро–Кереть (см. 4 на рис. 1 в [25]) установлено отчетливое повышение температуры и давления при переходе из зоны II в зону III, что фиксируется по изменению составов амфиболов [34].

Зона III в геологическом отношении в основном соответствует Ковдозерскому и Ориарвинскому покровам и, по-видимому, существенно отклоняется от них только на юге, где по простиранию тектонической зоны покровная структура сменяется глубоко эродированным автохтоном. Зона III характеризуется метаморфизмом, достигающим местами условий ультраметаморфизма с $T = 650^\circ$, $P = 8.5$ кбар (Ковдозеро), $T = 600 - 650^\circ$, $P = 7.5$ кбар (оз. Кереть). С зонами II и III связано большинство проявлений ранних гранулитов.

Зона IV в основном отвечает верхней части Беломорского аллохтона и характеризуется региональной мигматизацией и еще более высоким метаморфизмом, довольно выдержанным по температурам и давлениям: $T = 660^\circ$, $P = 6 - 7.5$ кбар (риколатинские месторождения [19]); $T = 660 - 730^\circ$, $P = 6.3$ кбар (гора Канда); $T = 650 - 715^\circ$, $P = 7.5$ кбар (пос. Тэдино); $T = 650^\circ$, $P = 7.5 - 7.7$ кбар (чупинские месторождения); $T = 660^\circ$, $P = 8$ кбар (д. Поньгома [14]). Почти на всем протяжении зона трансформируется ассоциациями поздних гранулитов высоких давлений: $T = 800^\circ$, $P = 8.7$ кбар (д. Лягкомина); $T = 740 - 800^\circ$, $P = 7.5 - 8.5$ и до 12 кбар (Тупая Губа); $T = 800^\circ$, $P = 8.5$ кбар (пос. Тэдино); $T = 770 - 800^\circ$, $P = 8 - 9$ кбар (пос. Чупа); $T = 740 - 800^\circ$, $P = 7.5 - 8.5$ кбар (д. Поньгома). В крайней восточной части зоны UV, в районе д. Гридино, установлены ассоциации субфации кианит-плагиоклазовых эклогитоподобных пород, которые отражают еще более высокие давления (12 кбар при $T = 700 - 750^\circ$ [12]), что может отвечать краю очередной метаморфической зоны, скрытой под акваторией Кандалакшского залива.

Важно подчеркнуть: T - P условия метаморфизма в пределах каждой выделенной зоны варьируют в значительных пределах и могут перекрываться с параметрами смежных зон. Это значит, что мы имеем дело всего лишь с более или менее отчетливо выраженной тенденцией. И все-таки главная закономерность выступает достаточно отчетливо: в пределах области развития метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии температура и давление возрастают от автохтона к верхней части аллохтона, т.е. имеет место обращенная метаморфическая зональность.

Пространственное распространение метаморфических процессов *свекофеннского возраста* принципиально отличается от установленного для *ребольского цикла* и отражает, прежде всего, развитие системы Лапландских покровов

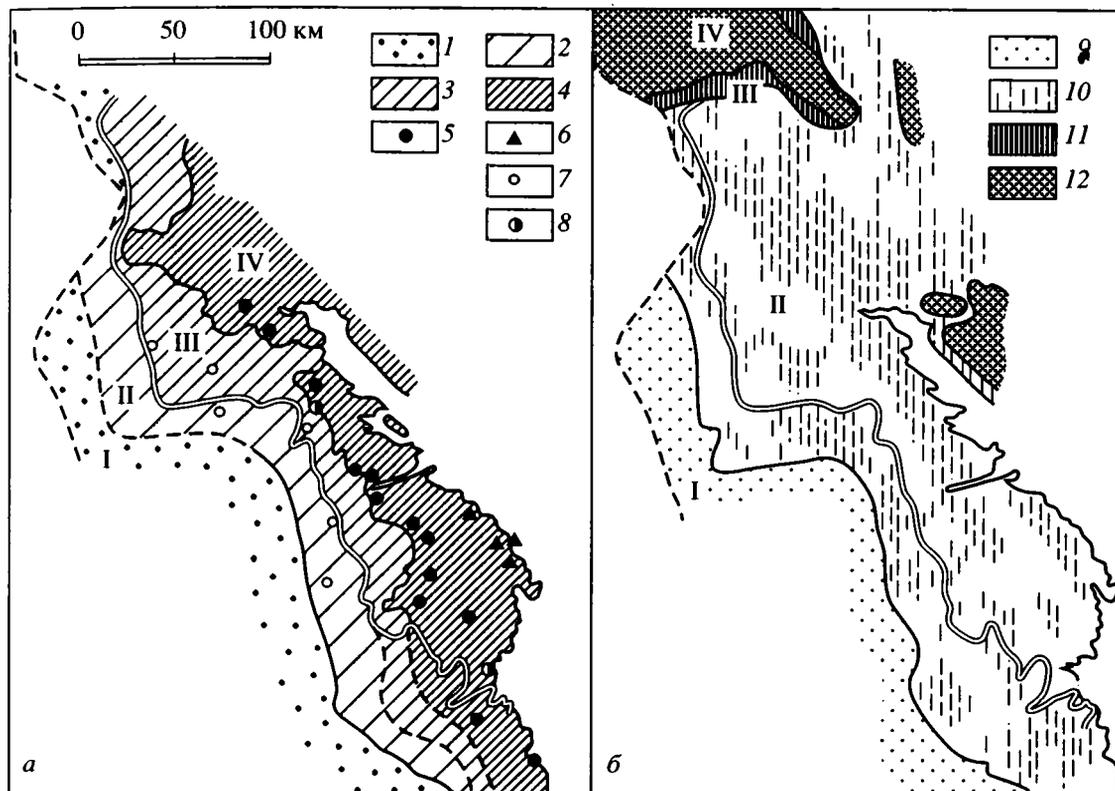


Рис. 3. Пространственное распределение метаморфических фаций ребольского (а) и свекофеннского (б) циклов на территории Беломорско-Лапландской коллизионной зоны.

1 - 8 – ребольский метаморфизм: 1 – зона I, андалузит-силлиманитовая фациальная серия от фации зеленых сланцев до фации эпидотовых и куммингтонитовых амфиболитов; 2 – зона II, ставролитовые субфации, местами зональность ($T = 560 - 650^\circ$, $P = 7.5$ кбар), 3 – зона III, гранат-биотит-кианит-микроклиновые субфации ($T = 600 - 670^\circ$, $P = 7.5 - 8.5$ кбар), локальная мигматизация, 4 – зона IV, гранат-кианит-микроклиновая субфация ($T = 650 - 700^\circ$, $P = 6.3 - 8.0$ кбар), региональная мигматизация, 5 – ассоциации: 5 – гранулитовой фации повышенного давления, 6 – субфации кианит-плагноклазовых эклогитоподобных пород; 7 – реликты гранулитовой фации умеренных давлений; 8 – места наложения 5 на 7. **9 - 12 – свекофеннский метаморфизм:** 9 – зона I, андалузит-силлиманитовая фациальная серия от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой; 10, 11 – кианит-силлиманитовая фациальная серия: 10 – зона II, фация альмандиновых амфиболитов, преимущественно кианит-мусковитовая субфация, проявлена неравномерно ($T = 520 - 720^\circ$, $P = 7.0 - 7.5$ кбар), 11 – зона III, низкотемпературная амфиболитовая – эпидот-амфиболитовая фации, ставролит-кианит-биотитовая субфация ($P = 8 - 10$ кбар, $T = 550 - 600^\circ$); 12 – зона IV, гранулитовая фация, гиперстен-силлиманитовая субфация ($T = 800 - 900^\circ$, $P = 8 - 12$ кбар).

(см. рис. 3, б). Относительно неизменной остается только зона I андалузит-силлиманитовой фациальной серии, но и она несколько меняет свою конфигурацию за счет расширения области проявления метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, наложившегося на зеленокаменные трюги северной части гранит-зеленокаменной области и на сумийские и ятулийские образования Кукаозерского прогиба (см. 14 на рис. 1 в [25]). Условия метаморфизма меняются от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой с максимальными параметрами $T = 500 - 510^\circ$, $P = 2 - 3$ кбар (Панакуолярвинская структура – (см. 16 на рис. 1 в [25], [2]), $T = 470^\circ$, $P = 4.0$ кбар (Лехтинская структура – см. 17 на рис. 18 [25]).

Зона II занимает обширные пространства, отвечающие всему Беломорскому и большей части Лапландского аллохтона, а также краевой части гранит-зеленокаменной области. Вся эта территория характеризуется неравномерным проявлением метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, преимущественно в режиме кианит-мусковитовой субфации, что определило благоприятные условия для формирования мусковитовых пегматитов. Отнесение этого метаморфизма к свекофеннскому определяется его повсеместным наложением на поздние друзиты, которые коррелируются с базитами Северо-Карельской зоны и синхронными с ними роями даек, возраст которых – 2450 млн. лет [41].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В Чупинском сегменте (см. рис. 1 в [25], врезка) свекофеннский метаморфизм рассматривается как процесс раннепротерозойской активизации и закартирован вдоль узких зон рассланцевания и сдвиговых деформаций [37]. Характерные параметры метаморфизма ($T = 620 - 630^\circ$, $P = 7 - 7.5$ кбар) установлены для района Чупинских месторождений [14, 33]. В северной части Чупинского сегмента, в пределах участка Серяк (см. 3 на рис. 1 в [25]), метаморфизм повышается до высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации и сопровождается формированием изоклинальных складок с пологими осевыми поверхностями, вдоль которых развивается новая сланцеватость и мигматитовая полосчатость. В эти деформации вовлекаются дайки базитов, знаменующих начало свекофеннского цикла. Высокая температура метаморфизма, достигающая $700 - 720^\circ$, подтверждается широким развитием мигматизации, наложенной на поздние друзиты [23]. Все это свидетельствует о том, что северная часть Чупинского сегмента представлена более глубинным срезом свекофеннской зональности по сравнению с районом чупинских месторождений.

В районе слюдяных месторождений Ёнского сегмента, где Чупинский покров перекрывается Риколатвинским, установлены $T = 520 - 620^\circ$ и $P = 7.0 - 7.5$ кбар; локально проявлено позднее минералообразование в условиях спада давления (4 - 5 кбар) при $T = 500 - 520^\circ$ [13, 22, 31].

Зону III, соответствующую Корватундровскому покрову, как самостоятельную удалось выделить только в Лапландском секторе Лапландско-Колвицкой тектонической зоны, где она отражает усиливающуюся неоднородность свекофеннского метаморфизма вблизи Лапландского гранулитового пояса. В районе Корва-Тундры метаморфизм проявлен в условиях среднетемпературных (ставролитовых) субфаций амфиболитовой фации при давлении около 9 кбар.

Зона IV строго отвечает Лапландскому покрову и характеризуется, прежде всего, развитием в его основании высокobarических гранулитов, минеральные парагенезисы которых контролируются рассланцеванием, параллельным региональным сместителям. В этих условиях в кислых гнейсах возникают ассоциации: 1) гранат + биотит + силлиманит + ортоклаз + плагиоклаз + кварц и 2) гранат + биотит + гиперстен + силлиманит, отвечающие $T = 800 - 900^\circ$ и $P = 8 - 11$ кбар; в метабазилах – эклогитовый парагенезис, отвечающий $P = 12$ кбар при тех же температурах [30]. Выше по разрезу покрова отмечается некоторый спад температуры и давления.

Поскольку метаморфизм Корватундровского и Лапландского покровов неразрывно связан со становлением единого структурного парагенезиса, смена метаморфических фаций означает развитие обращенной зональности.

Рассмотренные результаты региональных структурных и метаморфических исследований свидетельствуют, что и в позднем архее (по-видимому, в интервале 2700 - 2600 млн. лет), и в раннем протерозое (в интервале 1925 - 1884 млн. лет [9]) осуществлялись: 1) региональное покровообразование, 2) высокobarический метаморфизм, 3) обращенная метаморфическая зональность. Эти три теснейшим образом связанные процесса рассматриваются нами как признаки коллизионных зон гималайского типа [42].

Реализация в раннем докембрии особенностей развития коллизионных зон, типичных для фанерозоя, во-первых, имеет принципиальное теоретическое значение, поскольку свидетельствует о том, что некоторые элементы тектоники литосферных плит "работали" уже в позднем архее. На основе полученных данных правомерно говорить только о столкновении (коллизии) значительных по объему фрагментов континентальной коры, так как фактически установлены дислокационные и метаморфические эффекты, отражающие события такого рода. Но это, в свою очередь, свидетельствует о больших горизонтальных перемещениях и существовании астеносферы, обеспечивающей такие перемещения.

Во-вторых, использование гималайской модели помогает ответить на некоторые конкретные вопросы региональной тектоники. Действительно, если принять эту модель за основу, то можно утверждать: закономерное нарастание температуры и давления от подошвы к кровле Беломорского аллохтона не дает оснований полагать, что в составе аллохтона присутствуют образования, с которыми Карельская плита сталкивалась в позднем архее; такие образования следует искать восточнее, под акваторией Кандалакшского залива. Об этом же свидетельствует отсутствие здесь шва, который можно было бы рассматривать в качестве сутурной зоны.

Иная картина установлена для раннепротерозойской коллизионной зоны, где температура и давления достигают максимума в нижней части Лапландского покрова, после чего фиксируется некоторый их спад. Это значит, что Лапландский покров относится уже к Кольской плите и сутурную зону надо искать ниже по разрезу аллохтона. В качестве такой зоны следует рассматривать Корватундровский покров, который, как уже отмечалось, по ряду признаков отвечает меланжу, а, возможно, представляет собой аккреционную призму. Нас не должно смущать, что в такой интерпретации Лапландский аллохтон оказывается разделенным: нижняя его часть (Риколатвинский и Корватундровский покровы) относятся

к Карельской, верхняя часть (Лапландский покров) – к Кольской плитам. Это всего лишь еще одна особенность, сближающая строение раннепротерозойской коллизионной зоны с коллизионными зонами фанерозоя.

В рамках предлагаемой модели, альтернативной той, которая давно разрабатывается зарубежными и российскими исследователями [26, 39, 40 и др.], Печенга–Имандра–Варзугский зеленокаменный пояс (см. рис. 18 [25], врезка) – не сутурная зона между Карельской и Кольской плитами, а структура растяжения (рифт), формирующаяся в тылах Лапландской системы покровов. Пояс заведомо расположен в пределах Кольской плиты, о чем, в частности, свидетельствуют гранулиты кольской серии, зафиксированные по обе стороны от него.

Позднеархейская и раннепротерозойская коллизии разделены громадным отрезком времени порядка 700 млн. лет, в течение которого внедрились небольшие тела гранитов с возрастом ~2400 млн. лет и гигантские массы “поздних друзитов” с возрастом 2350 - 2450 млн. лет. Последние предложено рассматривать как результат специфической геодинамической обстановки – деструктивного этапа развития. [16]. Характер структурных и метаморфических преобразований, связанных с этим этапом, в настоящее время выясняется.

Свекофенские эндогенные процессы заведомо распространяются на раннепротерозойские толщи сумия и ятулия, что, однако, не позволяет оценить их возраст с достаточной точностью. Поэтому их корреляция со становлением Лапландской системы покровов вероятна, но не доказана окончательно. Некоторую определенность в решение этой задачи вносят данные по свекофенскому возрасту слюдяных пегматитов Чупинского района (~1800 млн. лет). Они представляются как конечные дифференциаты анатектических магм, с которыми обнаруживают генетическое единство [23].

Лапландская система тектонических покровов датируется более определенно, чем свекофенские процессы, наложенные на Беломорский аллохтон. Интервал 1925 - 1884 млн. лет отвечает проявлению высокобарического метаморфизма [9], а, значит, времени формирования Лапландского покрова и обращенной метаморфической зональности. Если при этом принять во внимание, что формирование высокобарических парагенезисов гранулитов Лапландии происходило после низкобарических, то необходимо связывать эту зональность с явлениями субдукции Беломорской зоны под Кольскую гранулит-гнейсовую область. Можно предполагать, что в этот момент произошло окончательное закрытие гипотетического океанического (или субокеанического) бассейна,

существовавшего между Карельским и Кольским мегаблоками континентальной коры.

Завершение этой работы стало возможным благодаря финансированию со стороны Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9863).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев В.Б.* Структура полигона // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 18 - 23.
2. *Астафьев Б.Ю.* Термо-барометрия метаморфических и метасоматических пород // Записки ВМО (в печати).
3. *Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. и др.* Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442 - 444.
4. *Балаганский В.В.* Особенности кинематического плана этапа D_5 в супракомплексе // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 37 - 40.
5. *Балаганский В.В., Бибикина Е.В., Богданова С.В. и др.* U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40 - 51.
6. *Балаганский В.В., Богданова М.Н., Ефимов М.М., Козлова Н.Е.* Соотношение гранито-гнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Колвицкий зоны и их возможные аналоги в северо-западном Беломорье // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского ФАН СССР, 1984. С. 72 - 78.
7. *Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е.* Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: Изд-во Кольского ФАН СССР. 1986. 100 с.
8. *Балаганский В.В., Козлова Н.Е.* О природе беломорид и их месте в разрезе докембрия Карело-Кольского региона // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского ФАН СССР, 1987. С. 18 - 25.
9. *Бибикина Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х.* Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1933. Т. 1. № 2. С. 215 - 234.
10. *Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др.* Эволюция гранитоидного и базит-гипербазитового магматизма // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 139 - 170.

11. *Володичев О.И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. 170 с.
12. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 251 с.
13. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1990. С. 196 с.
14. Геология и пегматитоносность беломорид / Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.И. и др. Л.: Наука, 1985. 251 с.
15. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
16. *Глебовицкий В.А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7 - 24.
17. *Глебовицкий В.А., Вапник В.А., Седова И.С., Семенов А.П.* Значение флюидных включений и флюидных составов пород для интерпретации истории развития полиметаморфических комплексов на примере региона Тупой губы оз. Ковдозера // Геохимия. 1993. № 2. С. 222 - 236.
18. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Седова И.С.* Термодинамический и флюидный режим древнейшего метаморфизма беломорского комплекса // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1980. С. 30 - 52.
19. *Гродницкий Л.Л., Крохин А.И.* О метаморфической эволюции глиноземистых гнейсов в кольской части Беломорского подвижного пояса // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1990. С. 155 - 172.
20. *Добржинецкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
21. Земная кора восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1979. 232 с.
22. *Коншин В.А.* Регрессивный метаморфизм и пегматитоносность Неблагорное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: Ленинградский ГИ, 1978. 22 с.
23. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических условиях / В.А. Глебовицкий, Т.Ф. Зингер, И.К. Козаков и др. Л.: Наука, 1985. 310 с.
24. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Принципы и методы расшифровки покровно-складчатых структур в образованиях раннего докембрия (на примере Северо-Западного Беломорья) // Тезисы докладов Всесоюзной школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". Киев: Институт геофизики АН УССР, 1990. С. 37 - 88.
25. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской тектонической зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника (в печати).
26. *Миц В.М.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. I. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39 - 56.
27. *Негруца Т.Ф.* Литология и генезис конгломератовидных гнейсов // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 92 - 105.
28. *Пожиленко В.И.* Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского ФАН СССР, 1984. С. 56 - 63.
29. *Предовский А.А., Болотов В.И.* Геолого-геохимическая характеристика и основные литотипы пород полигона // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 75 - 92.
30. *Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.
31. *Ручьев А.А.* Последовательность дислокаций пород беломорского комплекса в районе горы Риколатва // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельского НЦ АН СССР, 1990. С. 62 - 78.
32. *Рыбаков С.И., Светова А.И., Мельянец Н.В.* Комплекс высокометаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород на островах Вичаны и Мундинаволоок оз. Кереть // Геология, магматизм: оперативно-информационные материалы за 1983 г. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1984. С. 21 - 24.
33. *Салье М.Е., Глебовицкий В.А.* Металлогеническая специализация пегматитов. Л.: Наука, 1976. 188 с.
34. *Слабунов А.И.* Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61 - 74.
35. *Сыстра Ю.И.* Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.
36. *Тугаринов А.И., Бибилова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
37. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1990. 144 с.
38. *Balagansky V.V., Kozlova N.Ye.* A short outline of the main structural features of Archaean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre, 1992. 8 p.
39. *Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland. 1984. V. 56. № 1 - 2. P. 161 - 188.

40. *Marker M.* Tectonic interpretation and new crustal modelling along Polar profile, Northern Baltic Shield // Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) project. March 1990. Strasburg. P. 9 - 22.
41. *Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V. et al.* The Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralization // Geol. Fören. Stockholm. 1991. V. 113. P. 70 - 72.
42. *Windley B.* Metamorphism and tectonics of the Himalaya // J. Geol. Soc. London. 1983. V. 140. № 6. P. 849 - 865.

Рецензенты: Ч.Б. Борукаев, В.С. Федоровский

Structure and Metamorphism of the Belomorsk-Lapland Collision Zone

V. A. Glebovitskii, Yu. V. Miller, G. M. Drugova, R. I. Mil'kevich, A. B. Vrevskii

The Belomorsk and Laplandish nappe systems with a regional structural discordance in between have been distinguished inside the Belomorsk-Lapland collision zone. The Belomorsk nappe system likely was formed within the time interval of 2700 - 2600 Ma, while the Laplandish one is younger than 2000 Ma. In both, the nappe formation was accompanied by the high-P metamorphism resulted in a reverse metamorphic zonation. These processes are considered as indicating the collisional geodynamic events separated by the immense time interval, when there were no structural and metamorphic transformations. The widespread basite intrusions, as old as 2450 - 2350 Ma, suggest that it was a destruction stage in the geological history of the region.

УДК 551.242.3(470.1)

ТЕКТОНИКА АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

© 1996 г. Я. А. Беккер

Таджикский научно-исследовательский институт минерального сырья, Душанбе

Поступила в редакцию 25.10.94 г.

Выделяемые в структуре чехла Афгано-Таджикской впадины мегачешуи, слагающие “хребты-антиклинали”, представляют собой складчатые покровы, сорванные по соленосной толще. Установленные бурением амплитуды горизонтальных перекрытий по надвигам составляют 15 - 20 км, что свидетельствует о более чем двухкратном горизонтальном сокращении пространства Афгано-Таджикской впадины относительно первичного мезозойско-палеогенового седиментационного бассейна. Сокращение пространства Афгано-Таджикской впадины и дислокации ее осадочного чехла связаны с особенностями кинематики Памирского орогена, испытавшего в зоне столкновения Евразии и Индостана праводвиговые перемещения по Памиро-Каракорумской и Южно-Тяньшаньской сдвиговым зонам и деформации пластического вращения против часовой стрелки, что привело к формированию современных, выпуклых к северу, Памирских дуг и всего Памиро-Пенджабского синтаксиса.

Деформации чехла Афгано-Таджикской впадины сопровождалась тектоническим отслаиванием надсолевой толщи и ее гравитационно-тектоническим истечением в юго-западном направлении. Результатом сжатия явилось образование косых сколов, трансформировавшихся в надвиги и шарьяжи, вергентность которых оказалась обратной направлению поддвига подсолевого структурного комплекса под воздымавшиеся массивы Северного Памира-Дарваза и Каратегина-Гиссара.

Мегачешуи мезозойско-кайнозойского чехла Афгано-Таджикской впадины, наиболее отчетливо выраженные в структуре ее северной и северо-восточной части, рассматривались многими исследователями как производные нарушенных разрывами складок [19]. Согласно представлениям, возникшим в 30 - 60 годах, эти чешуйчатые формы (“хребты-антиклинали”), в южном направлении затухают и переходят в нормальные коробчатые и гребневидные складки. Подобные взгляды многие годы направляли поисково-разведочные работы на нефть и газ. [11 и др.].

Развернувшееся в 70 - 80 годах глубокое параметрическое и поисково-разведочное бурение позволило изучить многие складки и мегачешуи на глубоких структурных уровнях. Данные, впервые полученные по Северному Баба-Тагу, где скважинами вскрыты поднадвиговые отложения неогена [26, 27], позволили утверждать, что разрывы, ограничивающие мегачешуи, представляют собой пологие надвиги, обособливающие в структуре антиклинорных зон складчатые покровные пластины надсолевого комплекса [4, 6].

Анализ материалов глубокого бурения, геофизических и геолого-структурных данных показывает, что мегачешуи образуют в структуре надсолевого чехла системы моновергентных, сорванных по соленосной толще, парааллохтонных складчатых покровов. Процессы шарьирования протекали длительно и одновременно с накоплением орогенных моласс. Весьма вероятно, что начало шарьирования приходится на границу раннего и среднего миоцена. С этим рубежом в отдель-

ных районах связан размыв и несогласное залегание хингоуской и кафирниганской свит на бальджуанской свите (северная часть Кафирниганской зоны, Придарвазье и др. районы).

Среди структурных форм Афгано-Таджикской впадины (рис. 1 и 2) выделяются следующие парааллохтонные покровы (мегачешуи): Баба-тагский, Ренган-Кызимчекский, Даганакиик-Аруктауский (западная часть впадины, Кафирниганская антиклинорная зона); Северный Каратауский, Сарсарьяк-Санглакский и Вахшский (восточная и северо-восточная часть впадины, Обигармско-Трансалайская антиклинорная зона). Меньшие по своим параметрам и значительно менее выраженные структуры хребтов Карши-тау, Джетымтау, Туюнтау, Тереклитау, Южный Каратау – могут быть отнесены к “мезочешуям”, имеющим или самостоятельный характер, или представляющим собой складчато-надвиговые осложнения мегачешуй. Выделяющийся на севере впадины Сангпарский пучок складок и макрочешуй образует совместно с хр. Абдуллаака полосу смятых и тектонически расчешуенных верхнеюрских и мел-палеоген-миоценовых пород, пакеты которых прижаты к блоку Гиссарской долины, а местами надвинуты на него и ретрошарьированы.

Наличие в надсолевом комплексе складчатых парааллохтонных покровов-мегачешуй, последовательно надвинутых друг на друга к востоку (Кафирниганская зона) и к западу-северо-западу (Обигармская и Трансалайская зоны), при выявленных амплитудах горизонтальных перекрытий

в 15 - 20 км свидетельствует о более чем двухкратном горизонтальном сокращении пространства Афгано-Таджикской впадины. Сокращение, протекавшее на протяжении орогенического этапа (олигоцен-антропоген), привело к тектоническому скупиванию надсолевых масс чехла в пределах пространства, резко уменьшенного относительно первичного триас(?)-олигоценового бассейна седиментации. При этом уменьшение площади палеозойского фундамента впадины и подсолевого триас-юрского комплекса осадочного чехла могло произойти только за счет их поддвигания под покровно-складчатые хребты Южного Тянь-Шаня и Северного Памира.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции показывают, что морской бассейн, в пределах которого накапливались мезозойские и палеогеновые отложения Афгано-Таджикской впадины, охватывал Туранскую плиту, Ферганскую впадину, Алайскую долину, Кашгарию, Северный Афганистан, значительную часть Южного Тянь-Шаня и отдельными заливами проникал на Памир, располагавшийся в то время на более южных широтах. Характер литофаций и органические остатки свидетельствуют об условиях морского и лагунного мелководья, часто сменявшихся периодами континентального осадконакопления. Наиболее обширные трансгрессии отмечаются в позднеюрское, апт-раннеальбское, поздне меловое и палеоцен-эоценовое время. По-видимому, был внутриконтинентальный морской бассейн, располагавшийся на окраине Евразийского континента и отделявшийся от океанического пространства Мезотетиса островной сушей, выраженной системой островных дуг и вулканических гряд. Мезотетис реконструируется по офиолитовым ассоциациям и осадочным сериям триас-юрского, раннемелового и более молодого возраста: радиоляритам, турбидитам, вулканокластам, основным лавам с подушечной отдельностью. Комплексами – показателями зон субдукции являются известково-щелочные андезит-дацитовые и базальтовые серии и ассоциирующие с ними интрузивные образования повышенной щелочности того же возраста, широко развитые в Загросе, Турции, Восточном Иране, Центральном Афганистане, Центральном Памире, в зоне Инда в Гималаях и других зонах Альпийско-Гималайского пояса [2, 12, 24].

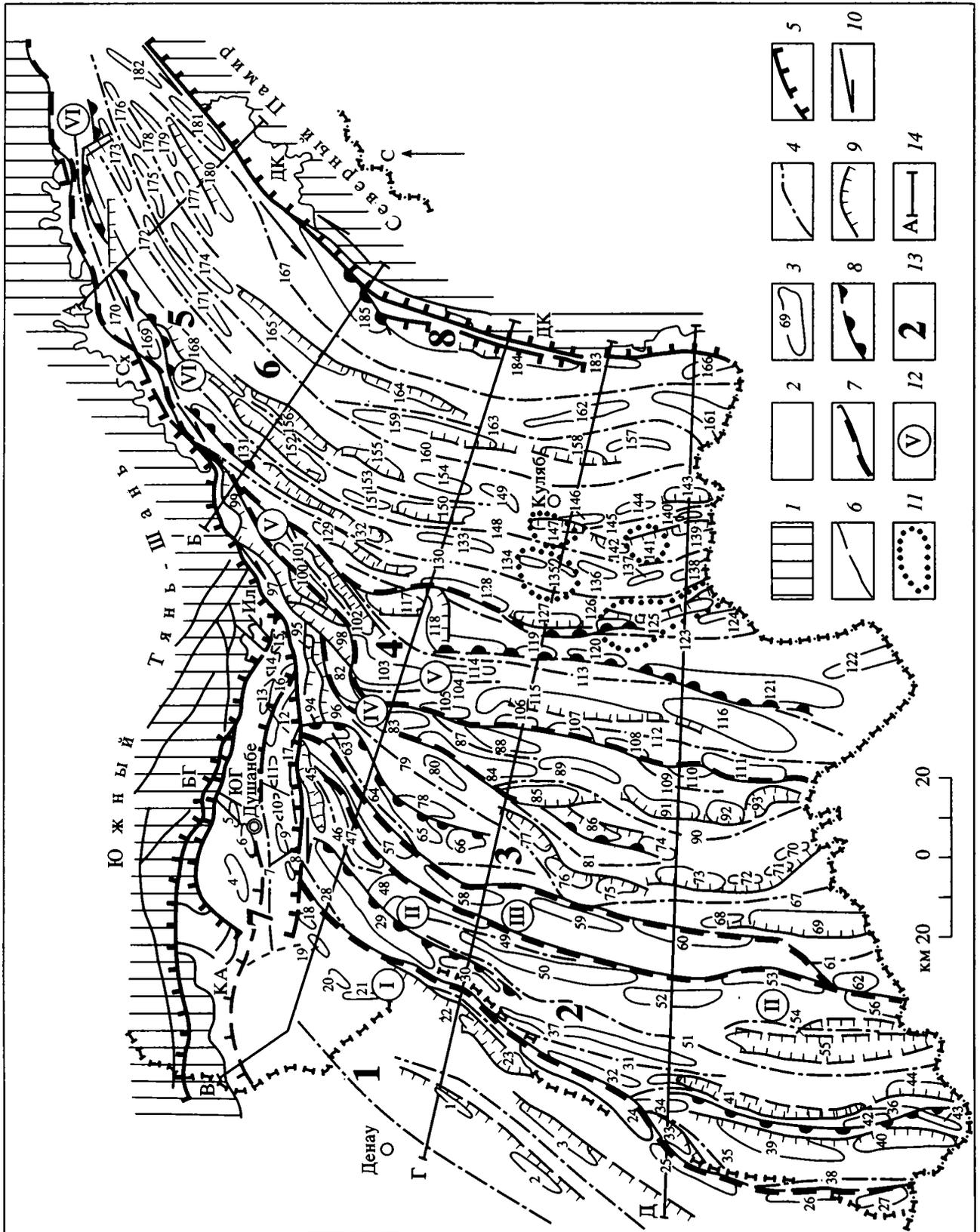
Мобилистические концепции, связывающие новейший орогенез Евразии с делением платформы Индостана, возникли еще в 20 - 30 годах в связи с проблемами происхождения Памирских дуг, Восточно-Ферганской сигмоиды, взаимоотношения Памира и Алая. Идеи, наиболее близкие к плитотектоническим, впервые были высказаны Э. Арганом в 1922 г. – он предположил, что в зоне столкновения континентов кора Индостана поддвигалась под Евразию. Современные плитотектонические модели коллизии континентов рас-

сматриваются чаще всего в связи с происхождением орогенов Тянь-Шаня, Памира и всего Памиро-Пенджабского синтаксиса [1, 2, 9, 15, 19, 20] и реже в контексте генезиса структур чехла Афгано-Таджикской впадины [3, 21, 28]. Одностороннее давление Индостана, передающееся через Памир на Афгано-Таджикскую впадину, рассматривается как причина формирования складчато-разломных структур фундамента и чехла впадины. В.А. Леглер и И.В. Пржиялговская считают Афгано-Таджикскую впадину пассивным блоком [28], восточная часть которого тектонически срезается и перекрывается структурами Памира, а западная испытывает смещение к западу по ограничивающим ее с севера и с юга сдвиговым зонам. При этом происходит расслоение на системы глубинных мегачешуй, с поддвигом коры впадины под Юго-Западные отроги Гиссарского хребта.

В некоторых схемах кинематики Памира основное значение придается фланговым глубинным сдвигам – Дарвазскому и Памиро-Каракорумскому, образующим динамопары с фронтальными надвигами – Дарваз-Каракульским и Вахшским [13, 18, 20, 28]. Однако, если грандиозный Памиро-Каракорумский разлом является правосдвиговой зоной, по которой отмечается смещение структурно-формационных зон Памира и Каракорума на сотни километров [13, 20], то свидетельств крупных перемещений по сдвиговой зоне Дарвазского разлома не существует, а наблюдаемые амплитуды не превышают первых километров. Это подтверждается данными специальных геолого-структурных и геоморфологических исследований [5 - 10], а также результатами крупномасштабной геологической съемки.

Наряду с Памиро-Каракорумским сдвигом важнейшее значение в кинематике Памирской микроплиты имеет Южно-Тяньшаньский сдвиг, располагающийся вдоль границы Афгано-Таджикской впадины с Южным Тянь-Шанем и Гиссарской долиной. По этой разломной зоне (Южногиссарский, Гиссаро-Кокшаальский, Иляк-Сурхобский или Вахшский разлом) Афгано-Таджикская впадина испытывает правосдвиговые смещения относительно Каратегина-Гиссара, амплитуда которых оценивается во многие десятки километров [14, 16 - 20]

Правосдвиговые смещения по Памиро-Каракорумской и Южно-Тяньшаньской сдвиговым зонам, при отсутствии большого сдвига по Дарвазскому разлому, отражают не только направленные к северу-северо-западу перемещения Памира под давлением Индостанской плиты, но и его вращение против часовой стрелки. Оно является результатом глубинных деформаций скручивания земной коры и, вероятно, всей литосферы в зоне столкновения континентов. Эти деформации привели к аномальному утолщению земной коры, достигающей на Памире мощности



70 - 80 км [22, 23], формированию выпуклых к северу Памирских дуг и Памиро-Пенджабского синтаксиса, а также к конформности герцинских и альпийских простираний Дарваза и структур восточной части Афгано-Таджикской впадины. В конце эоцена - олигоцене вся система герцинско-киммерийских структурно-формационных зон Памира имела, по-видимому, субширотное или слабо выпуклое к северу простирание и отстояла на 300 - 400 км к югу от ее современного положения, что подтверждается палеомагнитными реконструкциями [1, 2, 12].

Можно предполагать, что горизонтальные сдвиго-надвиговые и вращательные перемещения были расщеплены на различных горизон-

тах земной коры и верхней мантии, ассоциируя с пластичными слоями типа сейсмических волноводов или электропроводников. Расслоение могло привести к срывам и дисгармоничным дислокациям как внутри коры, так и в ее подошве. Наличие подобных слоев в разрезах земной коры Памира, Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины выявлено в результате выполненных здесь стационарных сейсмологических наблюдений, профильных исследований методами ГСЗ-МОВЗ и МТЗ [7 - 9, 22, 23, 25].

Интересны данные о распределении в земной коре очагов землетрясений, отражающих высокую сейсмическую и тектоническую подвижность региона. Так, на территории Душанбинско-Гармского геофизического полигона около 72% очагов

Рис. 1. Тектоническая схема Афгано-Таджикской впадины

1 - палеозойские образования; 2 - мезозойско-кайнозойские образования; 3 - антиклиналь и их номер в списке структур; 4 - оси синклиналей и их номер в списке структур; 5 - региональные разломы, ограничивающие Афгано-Таджикскую впадину (взбросо-сдвиги, взбросы и надвиги); 6 - разломы, секущие фундамент и чехол; 7 - 9 - внутривпадинные разрывы, выделяемые в надсолевом комплексе: 7 - шарьяжи (амплитуды перекрытий от 10 до 20 км), 8 - надвиги и взбросо-надвиги (амплитуды перекрытий до 5 - 10 км), 9 - взбросы и взбросо-надвиги (амплитуды перекрытий от сотен метров до первых километров); 10 - направления сдвиговых смещений; 11 - соляные купола; 12 - складчатые парааллохтонные покровы (обозначены римскими цифрами в кружках): I - Бабатагский, II - Ренган-Кызимчекский, III - Даганакиик-Аруктауский, IV - Северный Каратауский, V - Сарсарьяк-Санглакский (99, 101 - 105, 106 - 111, 113 - 116, 117 - 121), VI - Вахшский (126, 132, 152, 156, 168 - 170, 171 - 182 и др.); сходные структурные образования второго порядка - мезочешуи (складко-взбросы и складко-надвиги): Каршитауская (29 - 30), Туюнтауская (34, 39, 40, 43), Джетымтауская (63 - 66), Южная Каратауская (119 - 122), Сангпарский пучок складок и макрочешуи (94 - 98, 100); 13 - синклинозные (1 - Сурханская, 3 - Вахшская, 6 - Кулябская) и аноклинозные (2 - Кафирниганская, 4 - Обигармская, 5 - Трансалайская (Петровско-Заалайская)) структурные зоны; 7 - Предгиссарская ступень, 8 - Придарвазская (Хозретишинская) приразломная зона; 14 - линии геологических разрезов (см. рис. 2). Буквами обозначены разломы: Бг - Богдаинский, ЮГ - Южногиссарский, Ил - Илякский, Сх - Сурхобский, ДК - Дарваз-Каракульский.

Антиклинальные складки: 1 - Миршодинская, 2 - Ляльмикарская, 3 - Коштарская, 4 - Шаамбаринская, 5 - Гульбинтинская, 6 - Комсомольская, 7 - Центральная, 8 - Ханакинская, 9 - Айнинская, 10 - Душанбинская, 11 - Рохатинская, 12 - Андыгенская, 13 - Башбулакская, 14 - Северная Гумбулакская, 15 - Кольшадинская, 16 - Южная Гумбулакская, 17 - Илякская, 18 - Даланская, 19 - Шорбулакская, 20 - Северная Курганчинская, 21 - Южная Курганчинская, 22 - Бибичекинская, 23 - Зоркассинская, 24 - Бешарчинская, 25 - Дасманагинская, 26 - Амударьинская, 27 - Карасырская, 28 - Лятобанская, 29 - Каршитауская, 30 - Южная Каршитауская, 31 - Кафирниганская, 32 - Карсантауская, 33 - Маддианбулакская, 34 - Сулдузская, 35 - Найзабулакская, 36 - Бешкенская, 37 - Пайргатауская, 38 - Тортельская, 39 - Туюнтауская, 40 - Койкитауская, 41 - Арыктауская, 42 - Буюманская, 43 - Айваджская, 44 - Южно-Кумская, 45 - Абдуллакинская, 46 - Ляурская, 47 - Ренганская, 48 - Гарданиуштинская, 49 - Ходжабехобская, 50 - Северная Актауская, 51 - Шурианбашская, 52 - Южная Актауская, 53 - Кызимчекская, 54 - Ялгызская, 55 - Ходжаказинская, 56 - Буюнтауская, 57 - Северная Даганакиинская, 58 - Южная Даганакиинская, 59 - Северная Аруктауская, 60 - Южная Аруктауская, 61 - Гараутиная, 62 - Кашкакумская, 63 - Северная Джетымтауская, 64 - Тутбулакская, 65 - Джетымтауская, 66 - Южная Джетымтауская, 67 - Обикиик-Узунская, 68 - Карабуриная, 69 - Карадумская, 70 - Кичикбельская, 71 - Южная Акбашадырская, 72 - Северная Акбашадырская, 73 - Кызылтушурская, 74 - Капыртепинская, 75 - Кичикуртабозская, 76 - Северная Кичикуртабозская, 77 - Куйбышевская, 78 - Нарынская, 79 - Явансуйская, 80 - Яванская, 81 - Ходжакалинская, 82 - Кадаральская, 83 - Тутбулакская, 84 - Обибадонская, 85 - Шахоуская, 86 - Октябрьская, 87 - Джамбулакская, 88 - Огулсайганская, 89 - Табакчинская, 90 - Халмураттюбинская, 91 - Донгузская, 92 - Гулистонская, 93 - Караултюбинская, 94 - Сангпарская, 95 - Ширбиби, 96 - Кафдонская, 97 - Тианская, 98 - Ходжаманорская, 99 - Ионахская, 100 - Сурхку, 101 - Фаркоджурчская, 102 - Джангоуская, 103 - Санглакская, 104 - Аузикенская, 105 - Сарсарьякская, 106 - Северная Донгузтюбинская, 107 - Южная Донгузтюбинская, 108 - Кальташурская, 109 - Куйкучекская, 110 - Восточная Донгузская, 111 - Аллатауская, 112 - Кашкарбулакская, 113 - Шалипаинская, 114 - Аксуякская, 115 - Чалтауская, 116 - Тереклитауская, 117 - Северная Гулизинданская, 118 - Южная Гулизинданская, 119 - Дангаринская, 120 - Ташбулакская, 121 - Южная Каратауская, 122 - Ходжаакбашская, 123 - Таирсуйская, 124 - Пархарская, 125 - Алимтайская, 126 - Северная Алимтайская, 127 - Южная Джиланытауская, 128 - Северная Джиланытауская, 129 - Кангуртская, 130 - Вионская, 131 - Руюртская, 132 - Яфучская, 133 - Кызылсуйская, 134 - Танапчинская, 135 - Кольшадинская, 136 - Советская, 137 - Бешкапинская, 138 - Московская, 139 - Чубекская, 140 - Восточная Чубекская, 141 - Ходжамуминская, 142 - Восейская, 143 - Гарабская, 144 - Карджумташская, 145 - Бузаханинская, 146 - Северная Гарабская, 147 - Ходжасартисская, 148 - Шуробдарьинская, 149 - Южная Пушионская, 150 - Бештентякская, 151 - Сарыхосорская, 152 - Гульдаринская, 153 - Бальджуанская, 154 - Северопушионская, 155 - Южная Дегимахмутская, 156 - Северная Дегимахмутская, 157 - Кызылбуинакская, 158 - Теболяйская, 159 - Ханабадская, 160 - Обимазарская, 161 - Шпиляуская, 162 - Кичиктерьяйская, 163 - Чординская, 164 - Матионская, 165 - Дарайсонская, 166 - Зорбузская, 167 - Муминабадская, 168 - Нуранчская, 169 - Газынская, 170 - Джаунчинская, 171 - Чильдаринская, 172 - Чильдаринская, 173 - Люлихарвинская, 174 - Даштихасанская, 175 - Кугикамчская, 176 - Туруожская, 177 - Южная Шаклысуйская, 178 - Езганская, 179 - Северная Шаклысуйская, 180 - Чарсонгская, 181 - Пастелякская, 182 - Рангоуская, 183 - Анжируоская, 184 - Хозретишинская, 185 - Васмикухская.

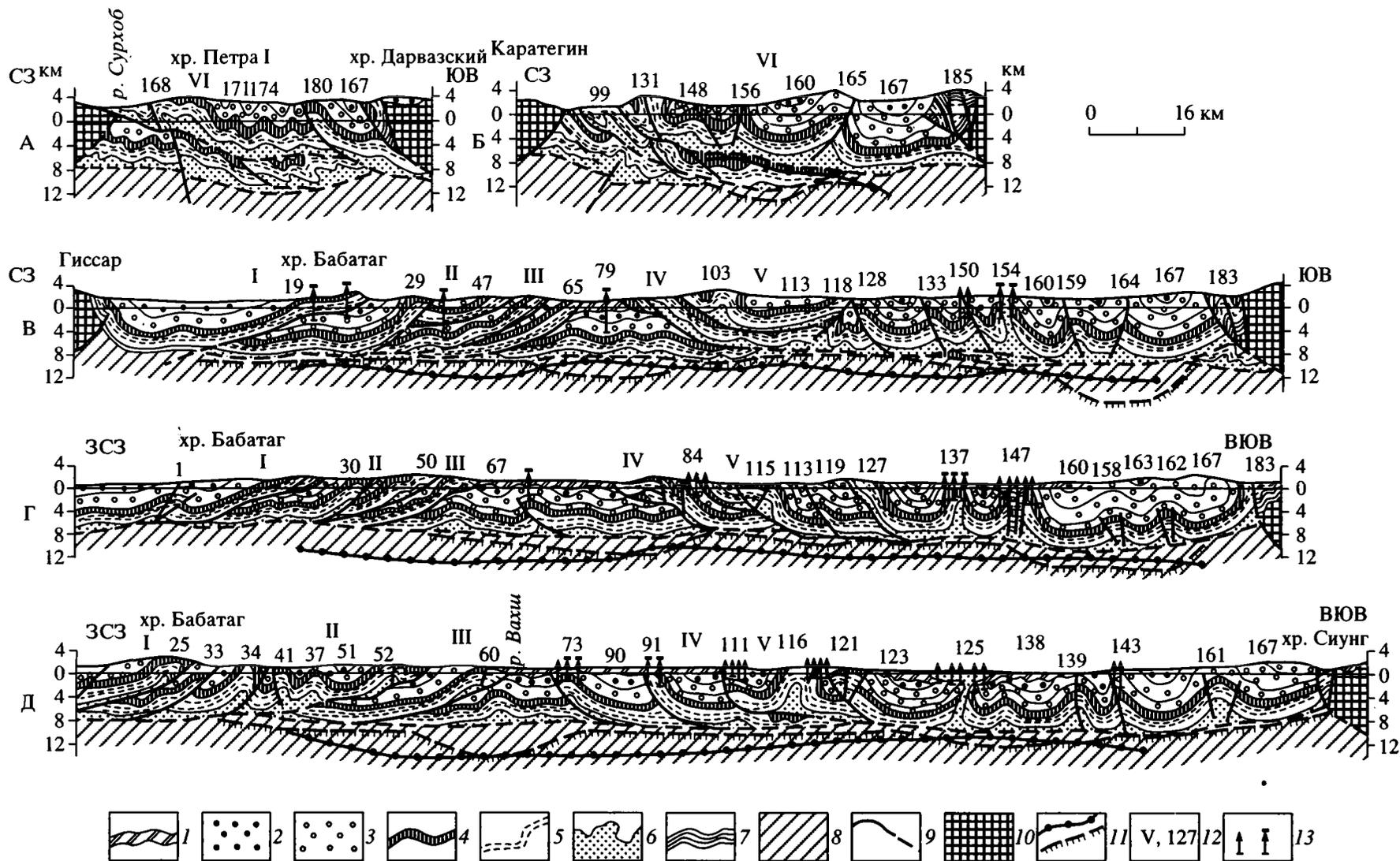


Рис. 2. Геологические разрезы через Афгано-Таджикскую впадину.

1 - 7 - осадочные образования мезоя-кайнозоя: 1 - четвертичные, 2 - плиоценовые, 3 - миоценовые, 4 - палеогеновые, 5 - меловые, 6 - позднеюрские, 7 - юрские; 8 - подсолевой комплекс чехла и фундамент; 9 - разрывы; 10 - палеозойские комплексы обрамления; 11 - кровля герцинского фундамента: по данным региональной сейсмоки (а) и по данным глубинного магнито-теллурического зондирования (б); 12 - мегачешуи и локальные складки (римские и арабские цифры соответственно); 13 - буровые скважины.

располагается на глубинах до 10 км, около 25% – от 10 до 20 - 25 км, и лишь 3% – от 25 до 35 км. Очевидно, что земная кора обладает своеобразной “расслоенностью” по степени сейсмической активности – наиболее активна самая верхняя часть, а затухание сейсмической активности от “слоя” к “слою” осуществляется дискретно на некоторых “критических” уровнях, располагающихся на глубинах: 5 - 10, 20 - 25 и 30 - 35 км. Сопоставление уровней с геолого-сейсмическими разрезами показывает, что нижние два располагаются близ кровли и подошвы слоя сейсмического волновода. Верхний уровень, ограничивающий снизу наиболее активный в сейсмическом отношении слой, располагается в Гиссаро-Каратегине близ поверхности “гранитного” слоя, а в Афгано-Таджикской впадине – совпадает с положением зеркала складчатости надсолевого комплекса чехла, дисгармонично дислоцированного и сорванного по соленосной толще. Представляется, что очаги землетрясений концентрируются в пределах субгоризонтальной сейсмофокальной зоны, приуроченной к поверхности тектонического срыва, объединяющей окончания выполаживающихся взбросо-надвиговых разрывов. Возможно, что сходное значение для складчато-чешуйчатых пакетов палеозойского, палеозойско-киммерийского и альпийского комплексов Южного Тянь-Шаня и Памира имеет кровля “гранитного” слоя, представляющая собой поверхность латерального скольжения вышележащего “осадочного” слоя земной коры. Более глубокие дисгармоничные разделы предполагаются в кровле слоя волновода и его подошве, а также в основании земной коры и литосферы [29].

Процессы тектонических деформаций в пределах Афгано-Таджикской впадины, которая испытала вращение против часовой стрелки и сдвиг к западу по Южно-тянь-шаньской-Илякской сдвиговой зоне, сопровождались тектоническим отслаиванием надсолевого чехла и его гравитационно-тектоническим истечением к юго-западу от вершины Северопамирской дуги, скучиванием и короблением в пределах сокращавшегося пространства впадины, фундамент которой и подсолевой чехол пододвигались под палеозойское обрамление. Важнейшим результатом компрессии явилось образование системы косых сколов, трансформировавшихся в надвиговые поверхности и шарьяжи, вергентность которых оказалась обратной направлению подвига фундамента впадины под воздымавшиеся палеозойские массивы обрамления. Эти деформации, начавшиеся в среднемиоценовое время, протекали одновременно с накоплением орогенных моласс и эрозией сводов фронтальных антиклиналей шарьяжей.

Механизм подобных дислокаций остается недостаточно выясненным, но можно предполагать, что в основных своих структурно-динамиче-

ских аспектах сходен с дислокационными процессами, происходящими в аккреционных призмах зон субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54 - 71.
2. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса. Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 166 с.
3. *Беккер Я.А.* К механике формирования структур чехла Афгано-Таджикской впадины. Итоги геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на нефть и газ в Таджикской ССР, их направление и планы на 1978 - 1980 гг. Душанбе: Дониш, 1977. С. 14 - 15.
4. *Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С.* Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 16 - 24.
5. *Беккер Я.А., Бельский В.А., Воскресенский А.А.* Угловые несогласия в неогеновых отложениях Центрального Придарвазья // Докл. АН ТаджССР. 1974. Т. XVII. № 5. С. 48 - 51.
6. *Беккер Я.А., Губский А.Я.* О тектонических покровах Трансалая // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 17 - 29.
7. *Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Мучаидзе Д.Р.* Новые данные о строении земной коры Таджикистана // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 118 - 123.
8. *Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В.* К проблеме глубинного строения Памира // Геология и геофизика Таджикистана. Вып. 1. Душанбе: Дониш, 1985. С. 118 - 127.
9. *Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф.* Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона // Прогноз землетрясений. № 10. Душанбе–Москва: Дониш, 1988. С. 206 - 218.
10. *Бельский В.А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 256 с.
11. *Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И.* Геология и нефтегазоносность Северного Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
12. *Буртман В.С.* Мезозойские сутуры Тетиса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 11. С. 3 - 20.
13. *Буртман В.С., Лейве А.В., Руженцев С.В.* Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152 - 172.
14. *Васильчиков М.В.* О главных тектонических движениях, сформировавших современную структуру Афгано-Таджикской депрессии и сопредельных территорий // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. № 4. С. 73 - 81.
15. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.

16. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 230 с.
17. *Захаров С.А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1962. С. 4 - 72.
18. *Захаров С.А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. С. 33 - 78.
19. *Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
20. *Захаров С.А.* Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов Юго-Запада Азии // Бюлл. МОИП. Отд-ние геол. 1979. Т. 54. № 6. С. 11 - 23.
21. *Захаров С.А.* Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 168 с.
22. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 211 с.
23. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
24. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104 - 115.
25. *Кулагин В.К., Кулагина М.В.* Рельеф поверхности и мощность базальтового слоя на территории Таджикистана // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук. № 1 (63). 1977. С. 103 - 106.
26. *Кондур В.П., Кукушкин Р.М.* К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Бабатага // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук. № 1 (43). 1972. С. 67 - 70.
27. *Кравченко Н.К.* К вопросу об интерпретации глубинного строения и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в макроантиклиналях Афгано-Таджикской впадины // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. № 4. С. 10 - 20.
28. *Леглер В.А., Пржицалловская И.Л.* Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит: взаимодействие плит и образование структур земной коры. М.: Наука, 1979. С. 125 - 188.
29. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.

Рецензент: В.С. Буртман

Tectonics of the Afghan-Tadzhik Depression

Ya. A. Bekker

Tectonic megaslices, distinguishable in the Afghan-Tadzhik depression and forming "ridge-anticlines" in the structure of its cover, represent folded thrusts detached of the saliferous basement. Results of drilling revealed that amplitudes of horizontal overlapping of these thrusts are equal to 15 - 20 km. This suggests that the depression is more than twice spatially contracted relative to the original Mesozoic-Paleogene sedimentary basin.

The spatial contraction of the Afghan-Tadzhik depression and dislocations in its sedimentary cover were related to the peculiar kinematics of the Pamir orogene in the Eurasia-Indostan collision zone, where it experienced dextral slip displacements along the Pamir-Karakorum and South Tien Shan slip zones, and the anti-clockwise rotation with plastic deformations. These events resulted in formation of the entire Pamir-Punjab syntaxis with modern Pamir arcs curving northward.

Deformations in the cover of the Afghan-Tadzhik depression were accompanied by the decollement of salt-seating deposits with their tectono-gravitation efflux southwestward. The compression resulted in formation of oblique shear zones later transformed into overthrusts and nappes. Their vergency opposed the direction, along which the subsalt structural complex was thrust under the rising massifs of the North Pamir-Darvaz and Karategin-Hissar.

УДК 551.242.3.055(597.7)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ИНДОСИННИЙСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

© 1996 г. В. А. Буш, Ю. Г. Гатинский, Ю. З. Елизарьев, Г. М. Иванов, В. В. Козлов, В. С. Ларцев, Е. Д. Сулиди-Кондратьев

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии зарубежных стран, Москва

Поступила в редакцию 03.02.94 г.

Недавние исследования показали широкое распространение надвигов и тектонических покровов в краевых частях Индосиннийского массива и обрамляющих его складчатых зонах. К западу от массива формирование надвигов и покровов началось в позднем триасе при закрытии юго-восточной ветви океана Палеотетис, приведшем к индосиннийской складчатости, и продолжалось вплоть до начала кайнозоя под влиянием транспрессии напряжений из зон коллизии в более западных районах Мезо- и Неотетиса. К северо-востоку от массива аналогичные процессы имели место во второй половине палеозоя при закрытии Лаосско-Вьетнамского пролива Палеотетиса и продолжались до середины – конца триаса под действием транспрессии из зоны индосинид на западе. В свете приведенных данных необходимо пересмотреть традиционные представления об относительной тектонической стабильности Лаосско-Вьетнамской системы герцинид в конце палеозоя и мезозое.

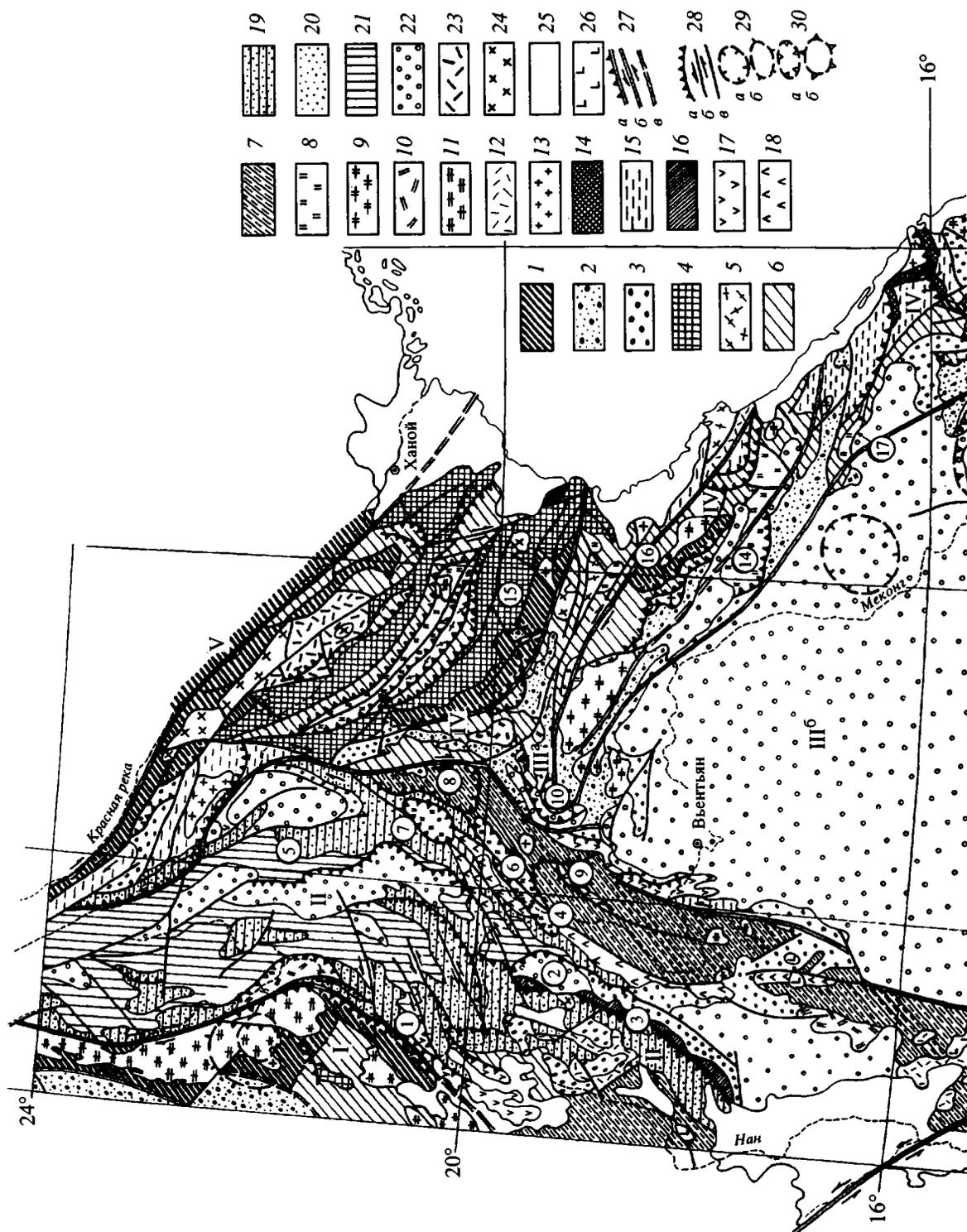
Индокитайский регион, охватывающий Индосиннийский массив и его обрамление (Бирмано-Малайская и Лаосско-Вьетнамская складчатые системы), является одним из важнейших тектонических узлов Средиземноморского складчатого пояса. Изученность региона резко неравномерная. Среднемасштабные геологические карты имеют лишь для территории Таиланда и Вьетнама, а обширные пространства Лаоса и Камбоджи до последних лет были покрыты лишь рекогносцировочными геологическими маршрутами [9, 21 и др.]. Авторами в 1990 г. в сотрудничестве с лаосскими и камбоджийскими специалистами было завершено составление фотогеологических карт двух последних стран в масштабе 1 : 500 000, опиравшееся на дешифрирование материалов космических и аэрофотосъемок и сеть полевых заверочных маршрутов. В результате получены данные, в значительной степени меняющие представления о тектонике и геодинамике территории. Впервые были откартированы многочисленные надвиги и тектонические покровы в складчатых системах, ряд кольцевых структур, подтверждено развитие крупных региональных сдвигов, уточнены границы главных тектонических элементов. Все это позволило дать новую трактовку структуры как восточной ветви Средиземноморского пояса в целом [2], так и непосредственно Индосиннийского массива и его ближайшего складчатого обрамления в пределах Индокитайского региона на крайнем востоке пояса, чему посвящена настоящая статья.

Ниже рассматриваются структура и геодинамические условия ее формирования для следующих структурных единиц Индокитайского региона

(с запада на восток на рис. 1): I – массив (микроконтинент) Синобирмания, II – зона Паклай–Пхетчабун (часть Бирмано-Малайской системы индосинид), III – Индосиннийский массив (микроконтинент), IV – зона Чьонгшон (часть Лаосско-Вьетнамской системы герцинид).

Массив Синобирмания. Этот массив (см. рис. 1, I) входит в пределы рассматриваемой территории лишь своим восточным краем в долине Меконга в Верхнем Лаосе. Фундамент его, судя по данным последних исследований в Мьянме на плато Шан [20] и в Западной Малайзии [17], сложен протерозойскими метапородами, которые перекрыты палеозойским карбонатно-терригенным осадочным чехлом, начиная с кварцитов верхнего кембрия вплоть до шельфовых известняков перми. К юго-западу в Таиланде мощность чехла возрастает до 5 км и более, предполагается, что здесь располагалась палеозойская пассивная окраина микроконтинента [4, 16].

Вдоль восточного края массива протягивается мощный пояс преимущественно позднепермских – раннетриасовых гранитоидов и кислых вулканитов активной окраины, свидетельствующих о субдукции палеоокеанической коры зоны Паклай–Пхетчабун под Синобирманию [4, 17]. Восточный край массива на левобережье Меконга в Верхнем Лаосе шарьирован на восток: в районе г. Хуэйсай кристаллические породы фундамента Синобирмании тектонически перекрывают терригенные флишидные толщи перми и триаса и андезитово-фиолитовые островодужные вулканиты (см. 1 на рис. 1). На юго-запад этот надвиг уходит в Таиланд на левобережье р. Кок, где в автохтоне



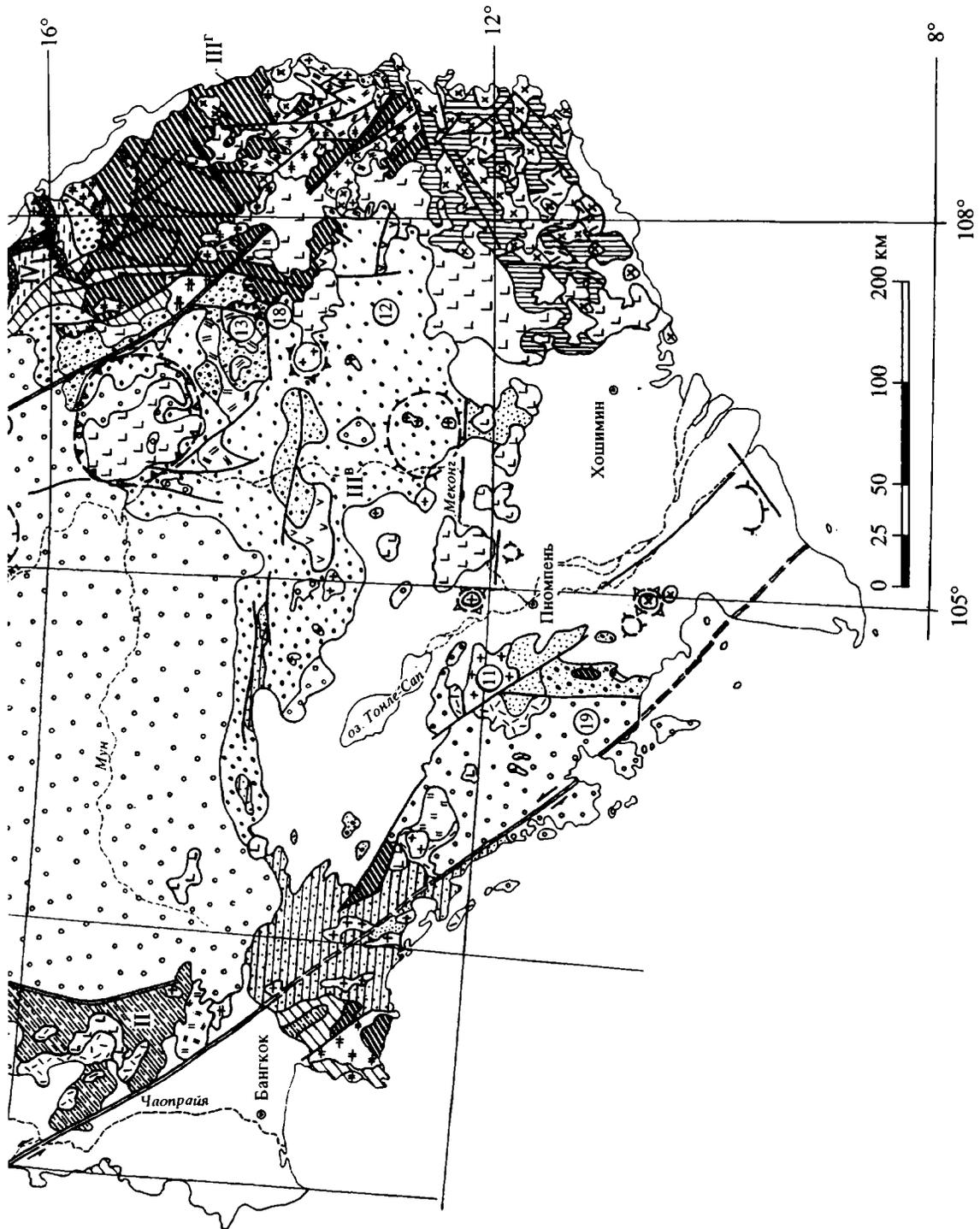


Рис. 1. Тектоническая схема Индосинийского массива и его складчатого обрамления.

Доколлизийные и синколлизийные комплексы Палеотетиса и его микроконтинентов: 1 - 5 - *внутренних частей микроконтинентов*: 1 - докембрийского нерасчлененного или позднпротерозойского - раннепалеозойского метаморфического основания, 2, 3 - осадочного чехла: 2 - палеозойского, 3 - раннемезозойского (триас - средняя юра), 4 - пермско-триасовых рифтогенных прогибов, 5 - триасовый вулканический, связанный с рифтогенезом; 6 - 8 - *пассивных окраин микроконтинентов*, преимущественно: 6 - раннепалеозойских, 7 - позднепалеозойских, 8 - пермские шельфовые карбонатные аллохтоны; 9 - 13 - *активных окраин и зон столкновения микроконтинентов*: 9 - плутонические палеозойские без разделения, 10 - вулканоплутонические и 11 - плутонические пермско-триасовые активных окраин, 12 - вулканические и 13 - плутонические позднетриасовые - раннеюрские преимущественно коллизийные; 14 - 21 - *внутренних зон Палеотетиса*: 14 - позднпротерозойские - раннепалеозойские океанические, 15, 16 - преимущественно: 15 - раннепалеозойские краевых и остаточных морей, 16 - позднепалеозойские океанические, 17, 18 - вулканические островодужные: 17 - позднепалеозойско-триасовые, 18 - триасовые, 19 - пермско-триасовые краевых и остаточных морей, в том числе 20 - "фашия Кампонгспы" Западной и Центральной Камбоджи, 21 - позднетриасово-юрские остаточных осадочных бассейнов. **Постколлизийные комплексы Азиатского континента:** 22 - 24 - позднемезозойские: 22 - осадочного чехла, 23 - вулканические и 24 - плутонические активных окраин и рифтогенные; 25, 26 - кайнозойские: 25 - осадочного чехла, 26 - неоген-четвертичный трапповый базальтовый. Прочие обозначения: 27 - региональные и 28 - остальные разломы: а - надвиги, б - сдвиги, в - без расчленения; 29 - некоторые кольцевые структуры неясного и 30 - преимущественно магматогенного генезиса: а - отрицательные, б - положительные. Главные тектонические элементы: I - массив (микроконтинент) Синобирмания, II - зона Паклай-Пхетчабун Бирмано-Малайской складчатой системы, III - массив (микроконтинент) Индосинийский, блоки: III^а - Сиангкхуанг, III^б - Корат, III^в - Северной Камбоджи, III^г - выступ Контум, IV - зона Чьюншон Лаосско-Вьетнамской складчатой системы, V - массив (микроконтинент) Юго-Восточного и Северо-Восточного Китая (Катазия). Отдельные частные структуры (цифры в кружках): в Верхнем Лаосе: 1, 6 - 10 - тектонические покровы (1 - у г. Хуэйсай, 6 - Луангпхабанг, 7 - Намбак, 8 - Намми, 9 - у пос. Вангвианг, 10 - к западу от г. Сиангкхуанг), 2 - надвиговые пластины к западу от г. Сайнябули, 4 - выходы островодужных вулканитов триаса вдоль р. Меконг, 5 - структурная единица Намту; 3 - сутура Нан-Уттарадит, Северный Таиланд; 11 - массив гранитов позднего триаса Кчол, Западная Камбоджа; 12 - мезозойский прогиб Бандон в чехле Индосинийского массива, Камбоджа-Вьетнам; 13 - выходы триасовых вулканитов в Нижнем Лаосе; 14, 18 - тектонические покровы: 14 - Нампатен и Намкадинь в Среднем Лаосе, 18 - на западе выступа Контум, Нижний Лаос-Камбоджа; 15 - 17 - выступы ("массивы") метаморф верхнего протерозоя - нижнего палеозоя в зоне Чьюншон на границе Лаоса и Вьетнама: 15 - Фухоат, 16 - Раокай, 17 - Сепон; 19 - блок (террей?) Кардамон-Кампот, Западная Камбоджа-Таиланд.

залегают основные и ультраосновные породы, возможно, образующие океанический фундамент островной дуги [11, 15].

Зона Паклай-Пхетчабун. Рассматриваемая (см. рис. 1, II) зона в Лаосе вплоть до недавнего времени была изучена только редкими пересечениями французских геологов в 30 - 40-х гг. [19]. Дешифрование космических снимков позволило впервые составить для нее среднемасштабную геологическую карту с проверкой системой полевых наблюдений. Зона протягивается на северо-северо-восток и севернее 22° с.ш. испытывает общее погружение и разворот к северо-западу, параллельно разлому Красной реки. Установлен ее общий синвергентный характер и ведущая роль надвигов и тектонических покровов в структуре. В пределах Верхнего Лаоса и прилегающей части Таиланда в зоне выделяются западное и восточное крылья и осевая сутура Уттарадит.

Западное крыло характеризуется относительно крупными пологими (20 - 40°) складчатыми структурами и состоит из двух тектонических единиц, разделенных надвигами, падающими к западу под углами 30 - 40°. Западная из них (*единица Намтха*) сложена верхнекаменноугольно-пермскими и пермско-триасовыми темноцветными толщами флишеидного облика с крупными биогермами пермских известняков. Отдельные тектонические пластины во фронтальной части представлены здесь андезито-риолитовыми вулканидами, на территории Таиланда относимыми к поздней перми - раннему триасу [15]. Эти вулканиды формировались, по-видимому, на зрелых островных дугах или на активной континентальной окраине Синобирмании.

Следующая к востоку *структурная единица Намбенг* сложена преимущественно флишевыми осадками нижнего - среднего триаса, сменяющимися выше мелководными известняками среднего триаса с пачками сероцветных и пестроцветных терригенных пород. Эта последовательность сходна с разрезом триасовой серии Лампанг Центрального Таиланда [14]. Выше с несогласием, маркирующим начало складкообразования, ложатся пестроцветные песчано-глинистые толщи верхнего триаса - юры, накопившиеся, очевидно, в остаточном лагунно-морском бассейне. Разрез завершают красные и белые в верхах соленосные песчаники мела, на соседней территории китайской провинции Юньнань охватывающие и палеоцен и весьма сходные с породами верхов мезозойской континентальной серии Корат [13]. Здесь же в отдельных впадинах залегают континентальные лигнитосные осадки неогена, по которым можно проследить долину Прамеконга, протекавшего к западу от плато Корат на юг в район Бангкока. Единица Намбенг надвинута

к востоку на осевую часть складчатой зоны Паклай–Пхетчабун.

Надвиги в единицах Намтха и Намбенг проходят в основании пластин островодужных вулканитов, рифовых известняков перми (сопровождаются часто пачками олистостром или крупноглыбовых тектонических брекчий), горизонтов плотных песчаников мела. Это позволяет датировать последние фазы надвигообразования третичным временем, связывая его с реакцией Синобирмании на коллизию Индостана с Евразией, с явлением так называемой “транспрессии” (термин А. Купера и его соавторов, 1989 г.). В направлении к востоку эти напряжения передавались вплоть до осевой части рассматриваемой зоны: надвиги офиолитов на меловые красноцветы и последних на нижний мезозой уверенно документируются в районе г. Сайнябули (см. 2 на рис. 1). Настоящих тектонических покровов на западном крыле зоны Паклай–Пхетчабун пока не установлено.

Осевая полоса зоны маркируется на территории Таиланда *сутурой Нан–Уттарадит* (см. 3 на рис. 1), где под шарьированными на восток флишеидными и кремнисто-сланцевыми толщами верхов палеозоя – низов триаса вскрывается офиолитовый комплекс позднего палеозоя, также шарьированный к востоку [4, 15, 17]. Такие соотношения свидетельствуют об унаследовании в современной структуре обстановки палеосубдукции океанической коры на запад, под край микроконтинента Синобирмания. На севере сутура срезается сдвигом и далее в Лаосе перекрыта по надвигу структурной единицей Намбенг, под которой она местами прослеживается по отдельным выходам интенсивно тектонизированных и метаморфизованных пород, а также по выходам зон тектонического меланжа в направлении г. Луангнамтха. Хотя становление офиолитового пояса Нан–Уттарадит произошло, скорее всего, перед поздним триасом, последующие подвижки продолжались вплоть до начала кайнозоя и были связаны, по-видимому, с более молодыми коллизиями к западу от рассматриваемого района.

К этой же осевой полосе следует причислять и выходы островодужных андезито-базальтов раннего – среднего триаса вдоль р. Меконг, сопровождаемых малыми интрузиями габбро, диоритов и гранодиоритов в районе г. Луангпхабанг (см. 4 на рис. 1). Эти фрагменты островодужных комплексов вытянуты вдоль крутопадающих разломов к северо-востоку, располагаясь в поле выходов темноцветных флишеидных толщ. Они прослежены севернее в пределах *структурной единицы Намгю* (см. 5 на рис. 1), тектонически перекрытой с запада единицей Намбенг и с востока – структурами восточного крыла зоны Паклай–Пхетчабун.

Восточное крыло складчатой зоны отличается очень сложной структурой и наличием

впервые установленных нами крупных тектонических покровов. Наиболее очевидна структура покровов Луангпхабанг, Намбак и Намми.

В изолированном *покрове Луангпхабанг* (см. 6 на рис. 1) тектоническая пластина массивных известняков мощностью до 1200 м с остатками ископаемой фауны, датирующими интервал от сакмарского до кунгурского ярусов, лежит почти горизонтально, перекрывая самые разнородные по возрасту и составу образования: песчано-аргиллитовые угленосные отложения с остатками фауны казанского и татарского ярусов; раннетриасовые (?) островодужные андезито-базальтовые порфириды и граувакки с гипабиссальными телами габбро-диоритов; краснокаменно измененные андезито-дацитовые плагиопорфириды, псаммитовые и бомбовые туфы и туфоконгломераты (возраст не ясен); слоистые известняки и пестроцветы с карнийской и норийской фауной и красноцветные песчаники и алевролиты с юрской фауной.

Породы автохтона образуют систему линейных складок с наклоном крыльев в 30 - 60°. В долине Меконга в выемке автодороги Луангпхабанг–Сайнябули в подошве аллохтона прослеживается закарстованная зона дробления, сменяемая книзу слоем милонитов (5 - 6 м) и еще ниже горизонтом тектонических брекчий с закатанными обломками и глыбами как известняков аллохтона, так и подстилающих габбро-диоритов (3 - 4 м). Кровля габбро-диоритов превращена в крупноглыбовую брекчию. Размеры покрова Луангпхабанг, в западной части расчлененного эрозией и молодыми сбросами на отдельные останцы, достигают 90 × 20 км.

В *покрове Намбак* в 30 км севернее (рис. 2) (см. 7 на рис. 1) вскрывается аналогичная изолированная аллохтонная пластина известняков перми длиной до 60 км при ширине в 25 км и мощности до 1000 м. Она шарьирована на толщу черносерых известковисто-углистых сланцев с прослоями песчаников и известняков также пермского возраста. Породы аллохтона образуют пологую (5 - 10°) синформную складку, расчлененную карстом и эрозией на множество мелких и более крупных (до 7 × 4 км) останцов. Глинистые породы автохтона испытывают диапировое нагнетание в тектонические и эрозионные окна и у краев останцов покрова задраны под углами до 60 - 70°. Структура автохтона – пологая синклиналь. Не исключено, что аллохтоны Луангпхабанг и Намбак первоначально представляли собой один крупный покров, впоследствии расчлененный дислокациями и эрозией.

Особенно крупными размерами (до 80 × 50 км) отличается *тектонический покров Намми* (см. 8 на рис. 1, рис. 2). Он изучен нами в пересечении непосредственно восточнее покрова Намбак,

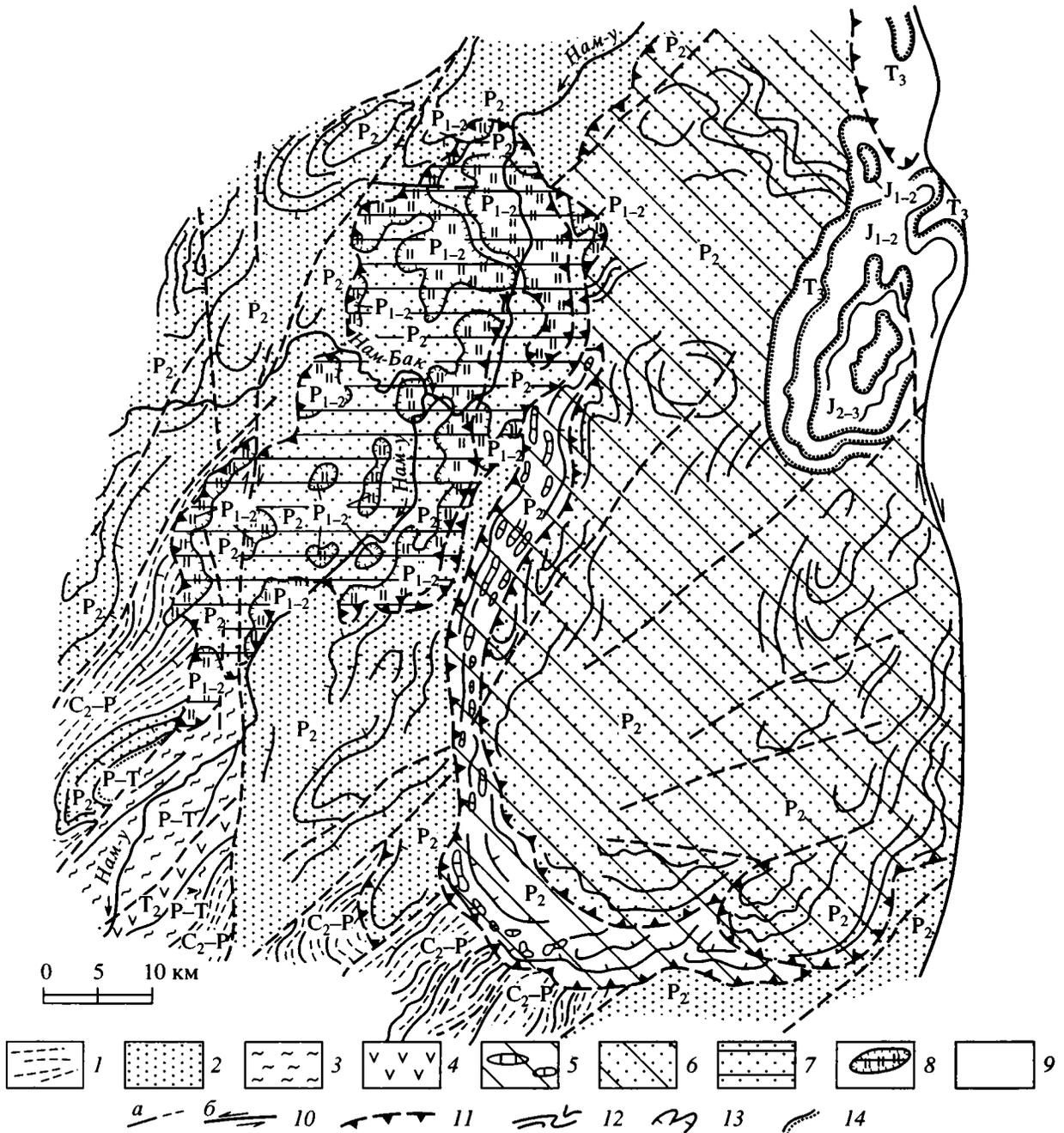


Рис. 2. Схема строения покровов Намбак и Намми (см. 7, 8 на рис. 1).

1 - 4 - автохтон: 1 - флишевая толща карбона - перми, 2 - угленосные отложения верхней перми, 3 - терригенные отложения перми - триаса, 4 - андезито-базальты среднего триаса (?); 5, 6 - покров Намми: 5 - олистостромово-брекчиевые образования нижней тектонической пластины, 6 - угленосные отложения перми верхней тектонической пластины; 7, 8 - покров Намбак: 7 - угленосные отложения перми (пара?) автохтона, 8 - останцы известняков ранней и поздней перми аллохтона; 9 - неоавтохтон: мезозойские красноцветные и пестроцветные отложения; 10 - разломы (а), в том числе сдвиги с направлением перемещения крыльев (б); 11 - надвиги; 12 - структурные линии по данным дешифрирования; 13 - то же, что и 12, но с направлением падения пластов; 14 - стратиграфические контакты.

который, судя по космическим снимкам, местами перекрывает фронтальную часть покрова Намми. Автохтон образован толщей известковисто-углисто-глинистых сланцев верхней перми. Аллохтон состоит из двух тектонических пластин.

Нижняя из них сложена близкими по составу к верхнепермским породам темно-серыми до черными глинисто-известковистыми аргиллитами и алевролитами с пластами зелено-серых известняков и крупными (до 3×0.3 км) олистолитами

массивных органогенных известняков верхов нижней – низов верхней перми. Горизонт с олистолитами мощностью 500 - 700 м прослеживается вдоль фронта покрова на расстояние до 70 км при наклоне к востоку в 15 - 20°. Верхняя пластина покрова Намми образована угленосной паралической глинисто-сланцевой толщей верхней перми (на прежних картах [8, 12] она датировалась силуром–девонном или девонном–карбонном). Эта тектоническая пластина лежит субгоризонтально, хотя местами покороблена мелкими концентрическими складками с наклоном крыльев до 20 - 30°. На ней вдоль регионального правого сдвига Лайтяу–Диенбиен залегают красноцветы верхнего триаса, образующие наложенную мульду.

Время становления этих покровов точно не установлено. Покров Намми, видимо, сформировался перед поздним триасом. Покровы Намбак и Луангпхабанг более молодые: по крайней мере последние фазы их перемещений должны быть послетриасовыми, может быть, послепермскими.

Краевая восточная часть восточного крыла рассматриваемой зоны (зона Паклай *sensu stricto*) была изучена нами в широкой полосе вдоль автодороги Вьентьян–Луангпхабанг. Здесь представлен уже разрез западной пассивной окраины Индосинийского микроконтинента, видимое основание которого образует толща кварцевых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с линзами известняков с фауной эйфеля – живета¹. Верхняя немая часть толщи относится, очевидно, к нижнему карбону, поскольку выше в едином разрезе согласно следуют чередующиеся песчаники, глинистые и углистые сланцы, известняки с фузулинидами и брахиоподами среднего – позднего карбона. Выше с несогласием залегают угленосная толща с флорой стефанско-пермского облика (угольное месторождение Бочан), сменяющаяся сверху разнозернистыми, частично вулканомиктовыми песчаниками и алевrolитами верхов перми – триаса. На них с угловым несогласием ложатся красноцветные верхненорийские конгломераты и песчаники, образующие *западный борт Вьентьянской депрессии*.

В обособленной тектонической пластине вдоль западного борта депрессии прослеживается почти на 200 км андезито-риолитовая ассоциация позднепермско-триасовой *вулканической дуги Лей–Саннакхам*, разрез которой вскрывается в русле Меконга западнее Вьентьяна. Тектоническое положение этой дуги не совсем ясно. Возможно, она отражает кратковременный эпизод субдукции под Индосинийский микроконтинент, но от-

сутствие отчетливо выраженного вулканоплутонического пояса вдоль западной его окраины, с нашей точки зрения, позволяет скорее предполагать зрелый островодужный генезис вулканитов дуги Лей–Саннакхам и тектоническое совмещение ее с микроконтинентом. Юго-западнее в Таиланде доказано существование в раннем карбоне дуги Так с типичными островодужными толщами [18], причленившейся в середине карбона к Синобирмании.

С приближением к западному краю Индосинийского массива сложность и тектоническая напряженность структур восточного крыла зоны Паклай–Пхетчабун заметно возрастают. В бассейне р. Лик и в районе пос. Вангвианг тектонические покровы, сложенные верхнекаменноугольно-пермскими угленосными образованиями с остатками ископаемой флоры, смяты в крупные синформные и антиформные складки (см. 9 на рис. 1). Покровы выявляются по мощным горизонтам олистостром с глыбами и крупными олистолитами известняков перми, а также по тектоническому меланжу в основании аллохтонов, где перемешаны отторженцы пород, содержащих ископаемые органические остатки разного возраста – от раннего карбона (что в свое время привело к ошибке в датировке угленосной толщи на месторождении Бочан [21]) до ранней и поздней перми. Несогласие в основании верхнетриасовой толщи позволяет датировать покровообразование рубежом среднего и позднего триаса с последующими движениями вплоть до границы юры и мела. В целом покровы этой части зоны Паклай–Пхетчабун близки по строению к покрову Намми. Амплитуда их горизонтального перемещения не менее нескольких десятков километров, направление движения пока точно не установлено.

Таким образом, палеогеографическое развитие и структурные особенности складчатой зоны Паклай–Пхетчабун позволяют предположить, что на протяжении позднего палеозоя и начала триаса происходила субдукция океанической коры юго-восточной ветви Палеотетиса под Синобирманию с формированием активной окраины на этом микроконтиненте и вулканических островных дуг внутри океанического бассейна. Субдукция прекратилась в конце триаса при коллизии с краем микроконтинента упомянутых дуг и мощного осадочного клина пассивной окраины Индосинийского микроконтинента. Коллизия вызвала в зоне Паклай–Пхетчабун перемещение покровов на востоке и движение по надвигам на западе.

В осевой части этой зоны по меньшей мере вплоть до мела существовал остаточный прогиб, заполнявшийся с обоих бортов как кластическим

¹ Сведения о присутствии в этой полосе силурийских отложений [12] мы оцениваем как малодостоверные, но не исключено, что наиболее древние метаморфозы, выходящие в ядрах антиклиналей в излучине Меконга, могут быть додевонскими.

прибрежноморским и континентальным материкалом, так и тектоническими покровами.

Сжатие в зоне Паклай–Пхетчабун осуществлялось первоначально под давлением Синобирмании, в тылу которой западнее продолжался спрединг в Центрально-Тибетской – Бирманской ветви Мезотетиса [4, 17], а, начиная с середины кайнозоя, – под влиянием активной субдукции в Зондском желобе – Предараканском прогибе и столкновения Индостана с Евразией.

Таким образом, в зоне Паклай–Пхетчабун мы имеем дело с любытым примером растянутых почти на 200 млн. лет коллизионных процессов, со своеобразной “амортизированной” коллизией, обусловленной на поздних этапах процессами **транспрессии** от значительно удаленных более западных зон столкновения.

Индосинийский массив. Массив занимает центральное положение в Индокитайском регионе (см. рис. 1, III). Он ограничен с трех сторон мощными зонами разломов. На западе разлом Лайтяу–Диенбиен (правосторонний сдвиг), протягиваясь в северо-северо-восточном направлении от Красной реки почти до Бангкока, отделяет массив от складчатой зоны Паклай–Пхетчабун. Южный погруженный край Индосинийского массива прослежен в Центральной Камбодже, где ограничен системами молодых субширотных сбросов с опущенными южными крыльями. Северо-восточный край протягивается вдоль хр. Чыонгшон, гранича по системе кулисообразно подставляющих один другого правосторонних сдвигов и надвигов с Лаосско-Вьетнамской складчатой системой.

В пределах Индосинийского массива можно выделить ряд тектонических блоков. На севере лежит блок *Сиангкхуанг* (см. III^a на рис. 1), сложенный преимущественно палеозойскими образованиями. Центральное положение занимает блок *Корат* (см. III^b на рис. 1), охватывающий территорию одноименного плато и ограниченный на юге широтным эрозионным уступом Дангрек, параллельным зоне разломов того же названия. С юга к нему примыкает блок *Северной Камбоджи* (см. III^a на рис. 1), а с востока – *выступ Контум* (см. III^c на рис. 1), большая часть которого расположена в Центральном Вьетнаме.

Фундамент массива выходит почти исключительно на Контумском выступе, где в нем выделяется три комплекса [6]. Нижний образован предположительно архейскими гранулитами и эндербитами. Средний, сложенный плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами с линзами мраморов и амфиболитов, на основе определений в 2300 - 2000 млн. лет (свинцовый изохронный метод), имеет, вероятнее всего, раннепротерозойский возраст. Верхний комплекс, представленный кварцитами, доломитовыми мраморами, кварцево-сланцевыми и серицито-

выми сланцами, распространен локально в пределах выступа, образуя, возможно, протоплатформенный чехол. Возраст его метаморфизма (530 млн. лет – K/Ag метод) отвечает концу протерозоя – началу палеозоя. Среди пород фундамента распространены крупные тела протерозойских гранито-гнейсов.

В Нижнем Лаосе разрез фанерозойского осадочного чехла массива открывается нижнепалеозойскими отложениями, бедными ископаемыми органическими остатками. В основании лежит толща кварцевых песчаников, кварцитов, алевролитов, глинистых, слюдяных и углистых сланцев с линзами известняков, условно относимая к кембрию-ордовику, иногда – к ордовику – силуру [7, 21]. Выше согласно располагается толща углистых и глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков, обычно причисляемая к силуру или силуру-девону. Мощность двух упомянутых толщ в районе г. Аттапы на юго-востоке Лаоса достигает 2 км и более. В блоке Сиангкхуанг и на склонах хр. Чыонгшон выделяются известняки с прослоями глинистых сланцев, реже песчаников с окаменелостями жедина, эмса, эйфеля и живета (мощность около 1 км), а также известняки и глинистые известняки верхнего девона, местами лежащие с несогласием на подстилающих породах.

Отложения нижнего карбона почти повсеместно имеют несогласие в основании и представлены карбонатной толщей с прослоями аркозов и массивными рифовыми известняками. По-видимому, концу девона или самому началу карбона отвечает время внедрения многочисленных в том числе и достаточно крупных (до 120 × 40 км) интрузий нормальных гранитов и гранодиоритов, распространенных в блоке Сиангкхуанг и вдоль северо-восточного края Индосинийского массива. Они прорывают фаунистически охарактеризованные докаменноугольные породы и иногда перекрыты угленосными отложениями среднего – верхнего карбона и перми. Определения их возраста (K/Ag метод) составляют 288 - 285 млн. лет, но в большинстве случаев они свидетельствуют о резком омоложении пород (160 - 85 млн. лет) [7].

Образования карбона и перми существенно различаются по составу в разных частях Индосинийского массива. На северо-западной и северо-восточной перифериях массива выходят мощные толщи органогенных рифовых известняков (до 1 км и более), содержащих окаменелости московского яруса карбона – верхов верхней перми (так называемые “урало-пермские” известняки [10, 21]). Видимо, из этих периферических зон происходят карбонатные аллохтоны Луангпхабанг, Намбак, упоминавшиеся в предыдущем разделе. В центральных частях массива, в центре блока Сиангкхуанг в Верхнем Лаосе, около г. Сараван

в Нижнем Лаосе и на других участках, известняки замещаются по простиранию параличскими угленосными толщами с прослоями мергелей, трепелов, песчаников, конгломератов общей мощностью 500 - 800 м, содержащими ископаемую флору и фауну среднего – позднего карбона и перми. Однако скважинами в центральных частях плато Корат под красноцветами мезозоя опять вскрыты верхнепалеозойские известняки, часто битуминозные [15].

В районе г. Аттапы на юге Лаоса и в Верхнем Лаосе на севере блока Сиангкхуанг выходят краснокаменно измененные риолитовые игнимбри-ты, фельзиты, лавобрекчи, местами дациты и андезиты с прослоями конгломератов и песчаников, прорванные комагматичными им порфировидными гранитами, трондьемитами и гранодирит-порфирами. В районе Нампатен в Среднем Лаосе аналогичные гранит-порфиры в одной из проб имеют радиологический возраст 239 млн. лет (остальные пробы, проанализированные К/Аг методом, оказались омоложенными). Этот вулканоплутонический комплекс в Лаосе датируют пермью-триасом [3, 7]. Вьетнамские геологи относят его на выступе Контум и в других частях региона к раннему – среднему триасу [6, 12].

Синеклиза плато Корат в центральной части массива заполнена отложениями одноименной серии, стратиграфия которой разработана в Таиланде [13]. В ее основании местами выделяются сероцветные и пестроцветные песчаники и аргиллиты мощностью до 150 м с прослоями известняков и конгломератов в низах разреза – формация Хуайхинлат позднего триаса. Она перекрыта формацией Намфонг конца нория – рэта. Это красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты (1000 - 1500 м). Выше следует раннеюрская формация Пхукрадунг, представленная красноцветными и бордово-красными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников (до 1000 м), сменяемая сверху формацией Правихан конца ранней – средней юры: косослоистые красноцветные песчаники и бурые алевролиты (500 - 700 м).

Характерный горизонт образуют налегающие выше с размывом верхнеюрские конгломераты и красноцветные песчаники формации Саокхуа (до 250 м). Над ними залегает также весьма выдержанный горизонт чередующихся красных и белых плотных кварцевых косослоистых песчаников формации Пхупхан, содержащих прослой светлых аргиллитов с флорой раннего мела (200 - 300 м). Выше следует чередование серых и красных рыхлых слюдястых песчаников, алевролитов, аргиллитов формации Кхоккруат конца раннего – начала позднего мела (до 400 м). Разрез завершается красными и серыми аргиллитами и алевролитами формации Махасаракхам, содержащими прослой песчаников, в верхах – галита,

гипса, ангидрита. Мощность этой формации, заключающей в Лаосе остатки поздне меловых (сенонских) динозавров [21], достигает 600 м. К бортам синеклизы плато Корат в Таиланде и в Среднем Лаосе описанные отложения приобретают более грубый состав, их мощность уменьшается, отдельные толщи выклиниваются.

На юге блока Северной Камбоджи (см. III^a на рис. 1) депрессия оз. Тонлесап и Нижнего Меконга заполнена толщей неоген-четвертичных отложений мощностью в несколько сотен метров. Местами здесь и на юге выступа Контум излились мощные (до 1000 м) потоки плиоцен-плейстоценовых базальтов.

Структура Индосинийского массива существенно различна в разных его блоках, хотя общим ее признаком служит преобладание субширотных простираний, что резко контрастирует с субмеридиональными и северо-западными структурами обрамления. На севере в блоке Сиангкхуанг отложения палеозойского осадочного чехла образуют крупные пологие (наклон крыльев до 20 - 30°) складки субширотного простирания, рассеченные системой правосторонних сдвигов, которые сопряжены с надвигами и небольшими покровами (см. 10 на рис. 1), и тогда палеозойские отложения местами тектонически перекрывают меловые красноцветы, приуроченные к изолированным впадинам. В мезозойских отложениях блока Корат развита система крупных (десятки километров в поперечнике) брахисинклиналей с пологими (первые градусы) крыльями. Они сложены в основном меловыми осадками и разделены вытянутыми в запад-северо-западном направлении гребневидными антиклиналями с более крутыми (10 - 15, иногда до 30°) крыльями, часто подорванными сбросами.

Существенно новые данные получены нами по строению блока Северной Камбоджи, который, особенно в южной части, заметно отличается от блоков Корат и Сиангкхуанг. Здесь в разрезе является мощная (более 1 км) толща темноцветных филлитов, глинистых и кремнистых сланцев с горизонтами разноцветных яшм и фтанитов, фиолетовых песчаников и известняков, андезитов и андезито-базальтов. В породах этой толщи, резко отличающихся от существенно карбонатных разновозрастных отложений северных частей массива, содержатся фораминиферы и брахиоподы конца девона – карбона [8]. Дислоцированность толщи неоднородная. Обычны пологие (до 20°) брахискладки, хотя вдоль разломов отмечены и крутые (до 70°) залегания пород. Выше по разрезу лежат известняки, содержащие фауну позднего карбона – поздней перми и слагающие отдельные останцы.

Южнее в Центральной Камбодже разрез надстраивает весьма мощная (до нескольких

километров) серия, состоящая в низах из серых и черных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями кварцевых песчаников и мощными горизонтами рифовых известняков с позднепермской фауной. Верхняя часть этой толщи имеет флюидный облик и сложена серыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками и микробрекчиями с прослоями глинистых сланцев, содержащих обрывки ископаемой флоры и остатки аммонитов раннего и среднего триаса (так называемая “фа́ция Кампонгспы” [9]). Среди пород этой серии к югу от г. Стынгтраенг залегают пачки андезитов, риолитов, реже трахитов. С ними ассоциируют малые интрузии и штоки гранитов, гранодиоритов и габбро-диоритов. Более крупными являются массивы лейкократовых гранитов и гранодиоритов конца триаса – начала юры (198 - 172 млн. лет, K/Ar метод [9]), внедрявшиеся преимущественно в Центральной Камбодже, а также на юго-востоке Таиланда. Наиболее значительный из них – массив Кчол на западе Камбоджи (см. 11 на рис. 1) достигает размеров 70 × 50 км, сопровождаясь по периферии экструзивной фацией риолитовых и дацитовых игнимбритов, комагматичных гранитам [8].

Пермско-триасовая серия Камбоджи характеризуется усилением степени дислоцированности в южном направлении. Если в Северной Камбодже преобладает брахискладки с умеренным наклоном крыльев, то в центральной части страны развита линейная складчатость с углами наклона крыльев до 50 - 60°. Это, наряду с формационным обликом упомянутой серии, определенно не позволяет причислить территорию Центральной Камбоджи к Индосинийскому массиву, скорее указывая на ее принадлежность к южному складчатому обрамлению последнего.

На дислоцированных пермско-триасовых и более древних образованиях с несогласием, более четко проявленным в Центральной Камбодже, залегают континентальные, лагунные и прибрежно-морские пестроцветные породы нижней и средней юры: песчаники, аргиллиты, мергели, местами угленосные. На востоке Камбоджи выявлено центриклинальное замыкание сложного ими прогиба Бандон (см. 12 на рис. 1), протягивающегося из Вьетнама, где юра характеризуется уже морскими отложениями с обильной фауной [1]. На протяжении первой половины юрского периода морские ингрессии постоянно проникали из более глубоководного бассейна на юго-востоке Вьетнама в краевые части Индосинийского массива. Породы прогиба Бандон на территории Камбоджи смяты в систему брахисинклиналей, изометричных или сложных очертаний, разделенных коробчатыми, реже гребневидными антиклиналями с наклоном крыльев от 10 - 12 до 20 - 25°.

Таким образом, на южном склоне Индосинийского массива в Северной и Центральной Камбодже по крайней мере с середины палеозоя вплоть

до второй половины триаса формировался осадочный клин, тесно связанный на западе с ветвью океана Палеотетис, которой отвечает сутура Нан–Уттарадит. В конце триаса к блоку Северной Камбоджи Индосинийского массива причленился блок Кардамон–Кампот (см. 19 на рис. 1), представлявший собой или часть Синобирмании [4], или самостоятельный террейн. Этим событием была обусловлена линейная складчатость в нижне-среднетриасовых отложениях “фа́ции Кампонгспы” и формирование современных очертаний Индосинийского массива.

Особого рассмотрения заслуживает структура северо-восточной границы Индосинийского массива с зоной Чыонгшон Лаосско-Вьетнамской складчатой системы. Она проходит вдоль юго-западных склонов хр. Чыонгшон, где на протяжении большей части палеозоя формировалась пассивная окраина микроконтинента. Ее разрез аналогичен разрезу чехла центральных частей массива, состав отложенный преимущественно карбонатно-терригенный, но мощности заметно возрастают: нижнего палеозоя – с 2 до 5 - 6 км, нижнего – среднего девона – с 1 до 1.8 км, верхнего девона – нижнего карбона – с 1.2 до 2.5 км. Породы образуют крупные открытые складки с наклоном крыльев до 30 - 40°. Стратиграфически выше по разрезу выходят мощные “урало-пермские известняки”, содержащие окаменелости верхов московского яруса карбона – до верхней перми. Нижне-среднетриасовые образования развиты локально преимущественно в Нижнем Лаосе, где представлены красноцветами с крупными пачками риолитовых туфов и туфобрекчий (см. 13 на рис. 1), ассоциирующими с небольшими интрузиями гранитоидов. Выше залегают породы серии Корат в краевых фациях, обогащенных грубообломочным материалом и имеющих сокращенные мощности по сравнению с более внутренними районами массива [3, 7].

Для структуры северо-восточной периферии Индосинийского массива характерно присутствие крупных тектонических покровов. Наиболее изучены покровы Нампатен и Намкадинь (рис. 3, см. 14 на рис. 1). Здесь аллохтон, представленный известняками с фораминиферами верхов московского, артинского, сакмарского, уфимского и кунгурского ярусов, мощностью от 500 до 2000 м, образует субгоризонтально лежащую плиту, сложенную пологими складками и рассеченную сбросами. Он с резким несогласием располагается на темноцветных и пестроцветных глинисто-мергелистых угленосных отложениях среднего карбона, то есть практически одновозрастных, но фациально резко отличающихся (так называемая свита “Petites Collines” [3]). Породы, подстилающие аллохтон, обычно смяты в мелкие складки и превращены в нагромождения тектонических чешуй. Вероятен общий срыв угленосной толщи

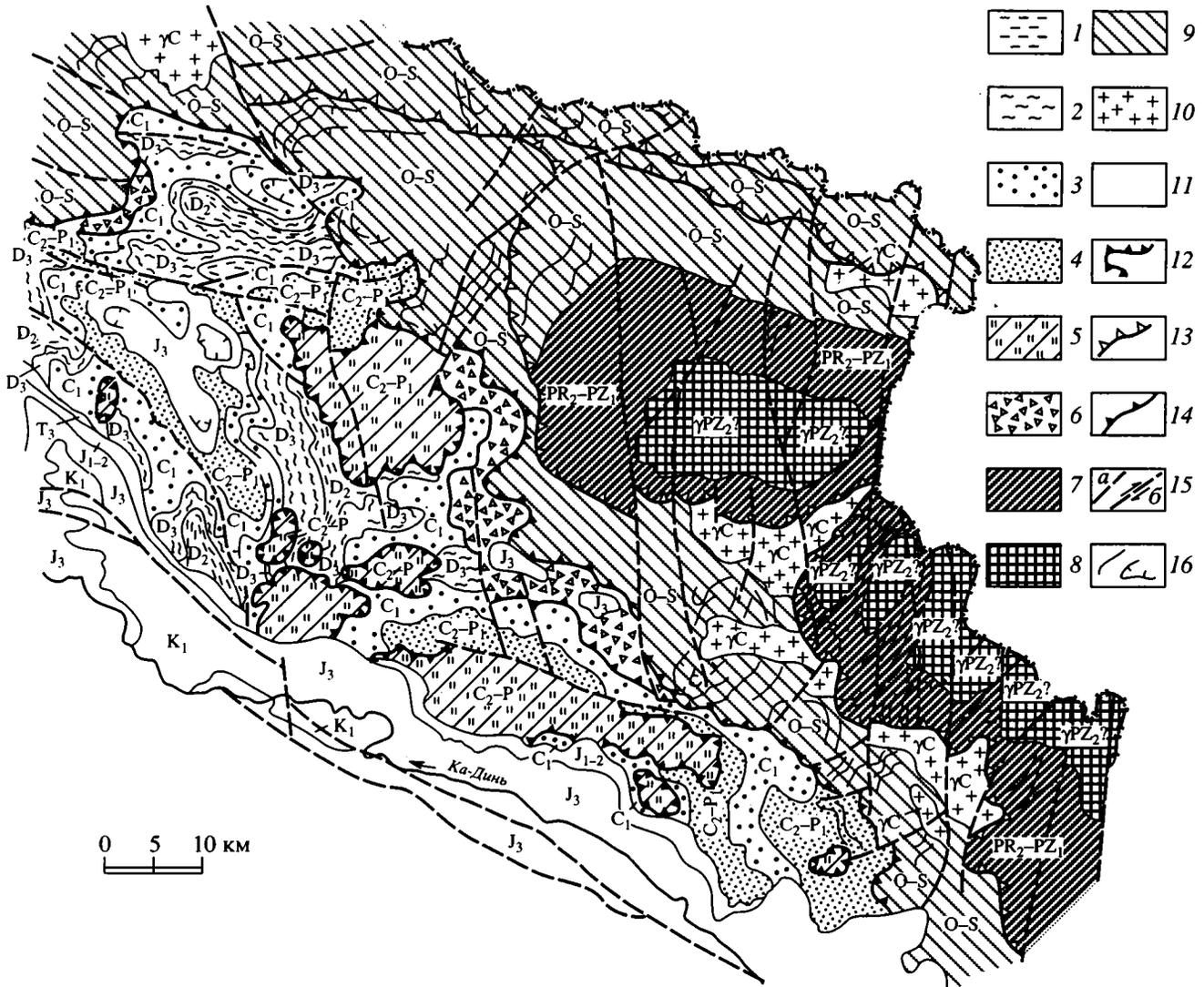


Рис. 3. Схема строения покрова Намкадинь и выступа ("массива") Раокай (см. 14, 16 на рис. 1).

1 - 4 - автохтон, отложения: 1 - среднего и 2 - верхнего девона, 3 - нижнего карбона, 4 - карбона - перми (свита "Petites Collines"); 5 - покров Намкадинь: известняки московского яруса среднего карбона - перми; 6 - 10 - "массив" Раокай: 6 - олистостромы и тектонические брекчии, 7 - гнейсы и кристаллические сланцы верхнего протерозоя (?) - нижнего палеозоя, 8 - позднепалеозойские (?) гнейсо-граниты, 9 - зеленые сланцы и метапесчаники ордовика-силура, 10 - каменноугольные граниты; 11 - неавтохтон, мезозойские отложения серии Корат; 12 - 16 - тектонические структуры: 12 - сместитель покрова Намкадинь, 13 - краевые надвиги "массива" Раокай, 14 - прочие надвиги, 15 - сбросы (а) и сдвиги (б), 16 - структурные линии по данным дешифрирования.

с основания и ее параавтохтонное положение. Настоящий автохтон представлен карбонатно-терригенными толщами девона - нижнего карбона, образующими крупные открытые линейные складки.

Зоны сместителей в основании покрова, отдельных чешуй параавтохтона и межслоевые зоны срыва надежно маркируются брекчиево-милонитовыми образованиями мощностью от первых сантиметров до 100 м. Глыбы в брекчиях представлены практически всеми разновидностями пород автохтона и аллохтона. Местами в основа-

нии покрова на космических снимках хорошо обособляется олистостромово-брекчиевый горизонт мощностью до 200 - 300 м с крупными глыбами известняков. Покровные структуры представлены довольно полным набором элементов (тектонические и эрозионно-карстовые окна, клиппены, эрозионные останцы) и "запечатаны" поздне триасовыми и раннеюрскими красноцветами формаций Хуайхинлат и Пхукрадунг, что указывает на время покровообразования в пределах раннего - среднего триаса. Минимальная амплитуда шарьирования покрова Нампатен составляет 40 км, а с учетом предполагаемого по данным

дешифрирования аллохтонного положения известняков перми на правом берегу р. Ка в Центральном Вьетнаме может достигать 100 км.

Тектонические покровы установлены нами и вдоль крупного меридионального разлома, проходящего вдоль границы Нижнего Лаоса и Камбоджи с Вьетнамом и отделяющего Контумский выступ от более западной части Индосинийского массива (см. 18 на рис. 1). Здесь кристаллические образования докембрия, судя по аэрофотоснимкам, надвинуты к западу на расстояние до 10 - 12 км на смятые в пологие складки отложения осадочного чехла нижнего палеозоя. Поверхность надвига "запечатана" нижеюрскими отложениями. Время образования покровов может относиться как к позднему палеозою, так и (аналогично покровам Нампатен, Намкадинь) к триасу.

Для понимания природы тектонических напряжений на северо-восточной окраине Индосинийского массива необходимо кратко рассмотреть структуру прилегающей зоны Чыонгшон Лаосско-Вьетнамской складчатой системы.

Зоны Чыонгшон. Эта зона (см. рис. 1, IV) вместе с ее продолжением в Верхнем Лаосе и на северо-западе Вьетнама протягивается более чем на 750 км к северо-западу от побережья Южно-Китайского моря при ширине около 100 км. Заложение морского прогиба в пределах зоны произошло, по-видимому, в конце протерозоя, так как в ее пределах не известны отложения древнее синийских (толщи Намко, Шуоймай и др. во Вьетнаме, представленные слюдяными сланцами и амфиболитами). Кембрием или вендом – кембрием датируются офиолитовые ассоциации, развитые у краев зоны (Батьма–Хыонгхоа на юго-востоке, Тханьхоа на северо-западе). Основная часть зоны сложена флишевыми и флишоидными толщами ордовика–силура, а в центральной части также девона общей мощностью 5 - 7 км. Вблизи северо-восточной окраины Индосинийского массива среди отложений ордовика–силура присутствуют пачки островодужных андезитов и комагматичных им малых интрузий габбро-диоритов и диоритов. Породы смяты в протяженные линейные складки с развитием надвигов в юго-восточном направлении [5]. В краевых частях зоны, в частности, вблизи северного края выступа Контум в Центральном Вьетнаме, складчатость имела место, видимо, раньше, в каледонскую эпоху, ибо здесь наблюдается несогласное перекрытие складчатых комплексов раннего палеозоя красноватыми косослоистыми песчаниками нижнего девона [6]. В то же время в осевой части зоны на северных склонах хр. Чыонгшон во Вьетнаме и Северо-Восточном Лаосе терригенные флишоидные отложения нижней половины девонской системы смяты совместно с ордовикско-силурийскими породами, а выше со структурным несогласием ложатся полого дислоцированные песчаники, алевролиты и известняки карбона–перми.

Такая же закономерность свойственна распределению интрузий гранитоидов. В юго-восточной части зоны около выступа Контум они преимущественно девонские (398 - 370 млн. лет, К/Аг метод), тогда как в центральной части – раннекаменноугольные.

Таким образом, зона Чыонгшон, как и вся Лаосско-Вьетнамская складчатая система, является в целом позднепалеозойской по возрасту главной складчатости и времени становления континентальной земной коры в ее пределах, однако в краевых частях зоны эти процессы имели место в каледонскую эпоху, а в осевой части – в начале герцинской [4].

Нашими исследованиями установлена аллохтонно-надвиговая природа структуры ряда выступов метapelорд верхнего протерозоя – нижнего палеозоя в пределах зоны Чыонгшон. Это явление, скорее всего, должно иметь общую причину с отмеченным выше покровообразованием в северо-восточной периферии Индосинийского массива. Так, в западной части в ы с т у п а Ф у х о а т (см. 15 на рис. 1) обнаружена мощная система тектонических покровов, где докембрийские и нижнепалеозойские образования шарьированы к юго-западу на отложения девона, перми, анизийского и норийского ярусов триаса. Здесь выявлено не менее четырех наслоенных один на другой тектонических пакетов, прослеженных на космических снимках на восток во Вьетнам, где они легко опознаются и на картах масштаба 1 : 200000, составленных вьетнамскими геологами. Общую амплитуду перекрытия установить трудно, но по каждому отдельному покрову она не менее 10 - 15 км.

Южнее аллохтонную природу имеет в ы с т у п Р а о к а й (см. 16 на рис. 1, рис. 3), покровное строение которого еще в 1927 г. предполагал Ж. Фромаже [10]. Здесь метаморфизованные позднедокембрийские (?) – раннепалеозойские образования, прорванные гранитами, по меньшей мере в двух тектонических пластинах шарьированы к юго-западу на отложения нижнего карбона и среднего карбона – перми. В основании покрова на снимках виден мощный горизонт тектонического меланжа с гигантскими глыбами известняков перми. Надвиг прослежен вдоль простирания на 200 км, минимальная амплитуда шарьирования 15 - 20 км. В свете наших данных раннекаменноугольный возраст покровообразования, предполагавшийся Х. Фромаже, должен быть пересмотрен: он явно послепермский, вероятнее всего – ранне-средне-триасовый. Не исключена также покровная природа выступа метapelорд в районе г. Сепон в Среднем Лаосе (см. 17 на рис. 1).

Как показал проведенный анализ, вдоль северо-восточной окраины Индосинийского микроконтинента в начале и середине палеозоя существовала пассивная окраина (рис. 4). На удалении от нее в пределах Лаосско-Вьетнамского пролива

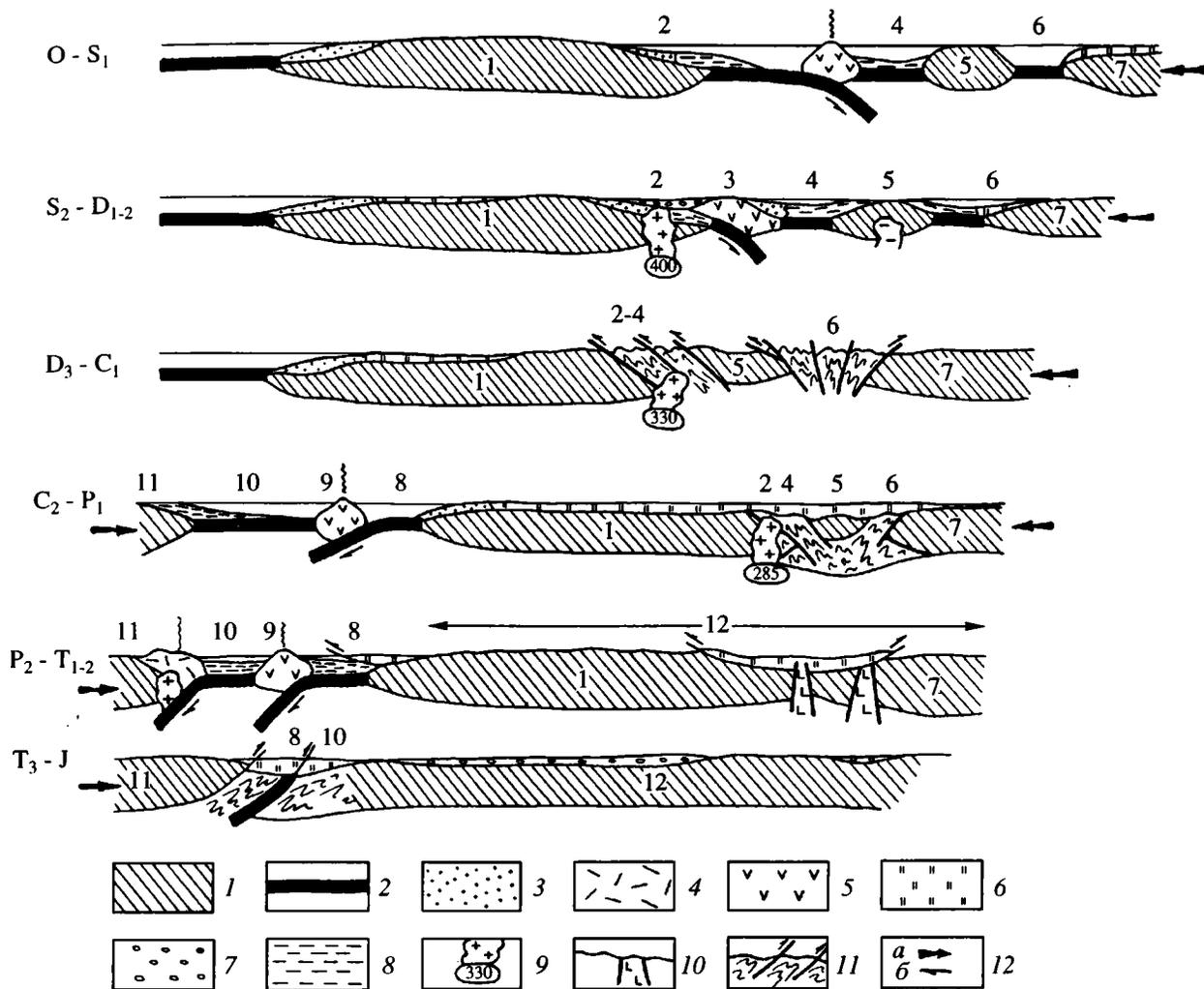


Рис. 4. Движение литосферных плит в обрамлении Индосинийского микроконтинента.

1, 2 – земная кора: 1 – континентального и 2 – океанического типов; 3, 4 – континентальные окраины: 3 – пассивные, 4 – активные; 5 – вулканические островные дуги; 6–8 – отложения: 6 – шельфовые мелководные, в том числе в аллохтонном залегании, 7 – континентальные красцветные, 8 – флишевые; 9 – коллизионные гранитоиды и их возраст в млн. лет; 10 – рифтогенный магматизм и контролирующие его разломы; 11 – складчатые комплексы, надвиги и их вергентность; 12 – направления смещения континентальных блоков (а), надвигания и субдукции (б). Цифры – структурные элементы: 1, 11 – микроконтиненты: 1 – Индосинийский, 11 – Синобирмания, 2 – юго-западная и 4 – северо-восточная зоны хр. Чыонгшон, 3 – вулканическая дуга Лонгдай, 5 – террейн Фухоат, 6 – бассейн Шонгма, 7 – континент Янцзы, 8 – восточная и 10 – западная части зоны Паклай–Пхетчабун, 9 – сутура Нан–Уттарадит, 12 – Восточно-Азиатский континент.

бассейна Палеотетис развивались вулканические островные дуги, столкновение которых с микроконтинентом вызвало первые тектонические перестройки на рубеже силура и девона на юго-востоке зоны Чыонгшон [4]. В позднем палеозое в краевой части массива и прилегающих районах складчатой системы отмечаются проявления магматической деятельности, скорее всего, коллизионной природы (каменноугольные гранитоиды блока Сиангхуанг в Лаосе, высокоглиноземистые лейкократовые граниты Мыонглат во Вьетнаме и др.), что вместе с предкаменноугольной складчатостью свидетельствует о столкновении

Индосинийского микроконтинента с микроконтинентом Катазии (Юго-Восточного Китая и Северо-Восточного Вьетнама). С этого момента (с начала карбона) Индосинийский массив перестает быть микроконтинентом в собственном смысле этого слова, войдя в состав значительно более обширного Восточно-Азиатского континента [4].

Вопреки распространенным представлениям об относительной тектонической пассивности северо-восточной части Индосинийского массива и прилегающей зоны герцинид хр. Чыонгшон в конце палеозоя – начале мезозоя [5, 16, 17 и др.],

здесь на указанном этапе наблюдалась напряженная тектоническая активность с образованием обширных шарьяжных перекрытий и надвигов, охватывавших как складчатую зону, так и окраину массива. По нашим представлениям, эта активность была связана с процессами **транспрессии** с запада, со стороны коллизионной зоны индосинид в Центральном Таиланде и Верхнем Лаосе. Таким образом, мы видим здесь определенную аналогию с тектонической активностью позднего мезозоя – начала кайнозоя в зоне Паклай–Пхетчабун к западу от массива. Это доказывает возможность проявления процессов транспрессии в тектонически сходных разновозрастных обстановках и, следовательно, значительную их универсальность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бао Н.С., Та Хоанг. Юрские отложения в Южном Вьетнаме // *Sac khoa hoc ve trai dat*. 1979. № 1. С. 9 - 13 (вьетн. яз.).
2. Буш В.А., Гатинский Ю.Г. Геодинамические условия формирования структуры альпийского пояса Юго-Восточной Азии по данным дешифрирования космических снимков // *Тектонические процессы: Доклады советских геологов на 28-ом МГК*. Вашингтон, июль 1989 г. М.: Наука, 1989. С. 131 - 142.
3. Вонгдара Б., Ловягин Б.А., Бакулин Ю.И., Грачев А.Ф. Геологическое строение оловорудного района Нам Патен (Средний Лаос) // *Тихоокеанская геология*. 1985. № 2. С. 15 - 25.
4. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
5. Довжиков А.Е., Ми Б.Ф., Василевская Е.Д. и др. Геология Северного Вьетнама: Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000. Ханой: Главное геологическое управление, 1965. 665 с.
6. Лыонг Ч.Д., Бао Н.С. Геологическая карта СРВ масштаба 1 : 1 500 000: (Краткая объяснительная записка). Ханой: Главное геологическое управление, 1985. 27 с.
7. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Иванов Г.М., Буш В.А. Основные черты структуры и геодинамики Лаоса // *Геотектоника*. 1989. № 6. С. 96 - 104.

8. Carte géologique de l'Indochine au 1/500000e. Notices explicatives sur le feuilles: Pak Nam (J. Gubler, 1938, add. par E. Saurin, 1962); Dalat: Service Géographique du Viet-Nam, 1962.
9. Dottin A., Allabouvette B., Contri J.B. et al. Carte géologique de reconnaissance de la République Khmère au 1/200 000e. BRGM, France, pour Service National des Mines, de la Géologie et du Pétrole, République Khmère. Paris: BRGM, 1973.
10. Fromaget J. Etudes géologiques dans le Nord de l'Indochine centrale // *Bull. Serv. géol. Indochine*, 1927. V. 16. Fasc. 2. 137 p.
11. Geological Map of Thailand at a 1 : 1 000 000 scale / Ed. S. Suensilpong. Bangkok: Geol. Surv. Division of the Royal Geol. Depart., 1982.
12. Geological Map of Kampuchea, Laos, and Vietnam 1 : 1 000 000 / Ed. P.C. Tien. Hanoi: Geol. Surv., Geol. Map Division, 1988.
13. Hahn L. Stratigraphy and marine ingressions of the Mesozoic Khorat Group in NE Thailand // *Geol. Jb. Hannover*, 1982. Bd. 43. P. 7 - 35.
14. Hahn L. The Triassic of Thailand // *Geol. Rdsch. Stuttgart*, 1982. Bd. 71. № 3. P. 1041 - 56.
15. Hahn L., Koch K.E., Wittekindt H. et al. Outline of the geology and the mineral potential of Thailand // *Geol. Jb. Hannover*, 1986. Bd. 59. P. 3 - 49.
16. Helmce D. The Permo-Triassic 'Paleotethys' in mainland SE Asia and adjacent parts of China // *Geol. Rdsch. Stuttgart*, 1985. Bd. 74. № 2. P. 215 - 228.
17. Hutchison C.S. Geological evolution of South-East Asia // *Oxford monographs on Geology, Geophysics* 13. Oxford: Clarendon-Press, 1989. 368 p.
18. MacDonald A.S., Barr S.M. Tectonic significance of a Late Carboniferous volcanic arc in Northern Thailand // *Geol. and Miner. Res. SE Asia / Ed. Prinya Nutalaya*. Bangkok: Asian Instit. Technology, 1978. P. 151 - 156.
19. Saurin E. Etudes géologiques sur la province de Luang Prabang et la délégation de Bun Tai (Haut Laos) // *Bull. Serv. géol. Indochine*. 1950. V. 29. Fasc. 3. P. 99.
20. Wolfart R., Win U., Boiteau S. et al. Stratigraphy of the Western Shan Massif, Burma // *Geol. Jb. Hannover*, 1984. B57. P. 1 - 92.
21. Workman D.R. Geology of Laos, Cambodia, South Vietnam and the eastern part of Thailand // *Overseas Geol. and Miner. Res. London: Instit. Geol. Sci.*, 1977. V. 50. P. 1 - 30.

Рецензент: В.Е. Хаун

New Data on Tectonics of the Indo-Sinian Massif and Its Framing Zones

V. A. Bush, Yu. G. Gatinskii, Yu. Z. Elizar'ev, G. M. Ivanov, V. V. Kozlov,
V. S. Lartsev, **E. D. Sulidi-Kondrat'ev**

As it was shown recently, there are widespread thrusts and nappes in the marginal structures of the Indo-Sinian massif and framing fold zones. West of the massif, the thrusts and nappes were under formation since the Late Triassic, when the southeastern arm of the Paleotethys was closed to give rise to the Indo-Sinian folding. Due to the tension transmitted from more western areas of Meso- and Neotethys, these tectonic processes lasted till the beginning of the Cenozoic time. Northeast of the massif, similar processes were initiated in the second half of the Paleozoic by closing the Laos-Vietnam Strait of the Paleotethys, and lasted till the Middle-Late Triassic under stress conditions originated from the Indosinides on the west. The presented data suggests a revision of traditional viewpoints to consider the Laos-Vietnam Hercynides as stable in tectonic respect at the end of the Paleozoic, and during the Mesozoic.

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал	<i>Acoustical Physics</i>
Астрономический вестник	<i>Solar System Research</i>
Астрономический журнал	<i>Astronomy Reports</i>
Биология моря	<i>Russian Journal of Marine Biology</i>
Биоорганическая химия	<i>Russian Journal of Bioorganic Chemistry</i>
Вестник РАН	<i>Herald of the Russian Academy of Sciences</i>
Водные ресурсы	<i>Water Resources</i>
Вопросы ихтиологии	<i>Journal of Ichthyology</i>
Высокомолекулярные соединения	<i>Polymer Science. Series A</i>
	<i>Polymer Science. Series B</i>
	<i>Russian Journal of Genetics</i>
Генетика	<i>Geology of Ore Deposits</i>
Геология рудных месторождений	<i>Geotectonics</i>
Геотектоника	<i>Geochemistry International</i>
Геохимия	<i>Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,</i>
Доклады РАН	<i>Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,</i>
	<i>Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,</i>
	<i>Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,</i>
	<i>Physics—Doklady</i>
	<i>Transactions (Doklady) of the Russian</i>
	<i>Academy of Sciences/Earth Science Sections</i>
	<i>Journal of Analytical Chemistry</i>
	<i>Russian Journal of Inorganic Chemistry</i>
	<i>Russian Journal of General Chemistry</i>
	<i>Russian Journal of Organic Chemistry</i>
	<i>Russian Journal of Applied Biochemistry</i>
	<i>Russian Journal of Physical Chemistry</i>
	<i>Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology</i>
Журнал аналитической химии	<i>Protection of Metals</i>
Журнал неорганической химии	<i>Biology Bulletin</i>
Журнал общей химии	<i>Journal of Computer and Systems Sciences International</i>
Журнал органической химии	<i>Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics</i>
Журнал прикладной химии	<i>Kinetics and Catalysis</i>
Журнал физической химии	<i>Colloid Journal</i>
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	<i>Russian Journal of Coordination Chemistry</i>
Защита металлов	<i>Cosmic Research</i>
Известия АН. Серия биологическая	<i>Cosmology Reports</i>
Известия АН. Теория и системы управления	<i>Lithology and Mineral Resources</i>
Известия АН. Физика атмосферы и океана	<i>Microbiology</i>
Кинетика и катализ	<i>Russian Microelectronics</i>
Коллоидный журнал	<i>Inorganic Materials</i>
Координационная химия	<i>Oceanology</i>
Космические исследования	<i>Russian Journal of Developmental Biology</i>
Кристаллография	<i>Optics and Spectroscopy</i>
Литология и полезные ископаемые	<i>Paleontological Journal</i>
Микробиология	<i>Petrology</i>
Микроэлектроника	<i>Astronomy Letters</i>
Неорганические материалы	<i>Eurasian Soil Science</i>
Океанология	<i>Instruments and Experimental Techniques</i>
Оптогенез	<i>Applied Biochemistry and Microbiology</i>
Оптика и спектроскопия	<i>Studies on Russian Economic Development</i>
Палеонтологический журнал	<i>Programming and Computer Software</i>
Петрология	<i>Radiochemistry</i>
Письма в Астрономический журнал	<i>Journal of Communications Technology & Electronics</i>
Почвоведение	<i>Stratigraphy and Geological Correlation</i>
Приборы и техника эксперимента	<i>Theoretical Foundations of Chemical</i>
Прикладная биохимия и микробиология	<i>Engineering</i>
Проблемы прогнозирования	<i>High Temperature</i>
Программирование	<i>Thermal Engineering</i>
Радиохимия	<i>Proceedings of the Steklov Institute</i>
Радиотехника и электроника	<i>of Mathematics</i>
Стратиграфия. Геологическая корреляция	<i>Izvestiya, Physics of the Solid Earth</i>
Теоретические основы химической технологии	<i>Glass Physics and Chemistry</i>
Теплофизика высоких температур	<i>The Physics of Metals and Metallography</i>
Теплоэнергетика	<i>Plasma Physics Reports</i>
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	<i>Russian Journal of Plant Physiology</i>
Физика Земли	<i>Human Physiology</i>
Физика и химия стекла	<i>High Energy Chemistry</i>
Физика металлов и металловедение	<i>Russian Journal of Ecology</i>
Физика плазмы	<i>Russian Journal of Electrochemistry</i>
Физиология растений	<i>Entomological Review</i>
Физиология человека	<i>Physics of Atomic Nuclei</i>
Химия высоких энергий	
Экология	
Электрохимия	
Энтомологическое обозрение	
Ядерная физика	

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis