

**Том 18, номер 5**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Сентябрь-Октябрь 1999**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



## СОДЕРЖАНИЕ

### Тектоника и геодинамика

- Л.И. Красный.* О взаимодействии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов ..... 3  
*Н.А. Богданов, Н.И. Филатова.* Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов ..... 9  
*Л.М. Парфенов Л.И. Попеко, О. Томуртоого.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса ..... 24  
*М.В. Алексютин, Г.Е. Бондаренко, П.С. Минюк.* Результаты структурных и палеомагнитных исследований юрских и меловых комплексов в мезозоидах Северо-Востока России ..... 44

### Геоморфология и сейсмичность

- Г. Ф. Уфимцев, А.А. Щетников.* Цокольное поднятие Монголо-Сибирского возрожденного орогена ..... 57  
*С.В. Горкуша, Ф.С. Онухов, Ф.Г. Корчагин.* Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России ..... 61

### Стратиграфия

- Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко, Е.И. Царько.* Третичная сандуганская свита Приморья: проблемы возраста и корреляции ..... 69

### Магматизм

- В.П. Симаненко, В.В. Голозубов, И.В. Кемкин.* Базальты эрдагуской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования ..... 82  
*П.И. Федоров, А.В. Колосков.* Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья: петрогенезис пород и обстановки их формирования ..... 90

### Металлогения

- С.С. Зимин, В.Г. Моисеенко, Р.А. Октябрьский, Б.М. Тишкин, В.В. Малахов, В.П. Молчанов.* Роль соединений бора в образовании турмалинсодержащих месторождений золота ..... 106  
*Б. Г. Саксин.* Особенности глубинного строения Бекчи-Улского золоторудного узла (Нижний Амур) ..... 115

### Краткие сообщения

- А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский, Ю.Ф. Фролов, А.А. Коляда, А.И. Поздеев.* Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 ..... 122

## CONTENTS

### Tectonics and Geodynamics

- L.I.Krasny*. On the interaction of the Central Asia and Pacific mobile belt ..... 3  
*N.A.Bogdanov, N.I.Filatova*. Structure and formation geodynamics of active continental margins ..... 9  
*L.M.Parfenov, L.I.Popeko, O. Tomurtogoo*. The problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogene ..... 24  
*M.V.Alexutin, G.Ye.Bondarenko, P.S.Minjuk*. The results of structural and paleomagnetic investigations of Jurassic and Cretaceous complexes on the Mesozoides of Northeastern Russia ..... 44

### Geomorphology and Seismology

- G.F. Ufimtsev, A.A.Shchetnikov*. Socle uplift of the Mongol-Siberian rejuvenated orogene ..... 57  
*S. V.Gorkusha, F.S.Onukhov, F.G.Korchagin*. Seismicity and neotectonics of the Russian Far East South ..... 61

### Stratigraphy

- B.I.Pavlyutkin, T.I.Petrenko, E.I.Tsarko*. Tertiary Sanduganskaya suite of Primorye: problems of age and correlations ..... 69

### Magmatism

- V.P.Simanenko, V.V. Golozoubov, I.V.Kemkin*. Basalts of the Erdagou suite in Taukha terrane of the Southern Sikhote-Alin and its geodynamic setting ..... 82  
*P.I. Fedorov, A.V.Koloskov*. Cenozoic volcanism of southeastern Koryak Highland (Northeast Russia): Petrogenesis of rocks and their formation ..... 90

### Metallogeny

- S.S.Zimin, V.G.Moiseenko, R.A.Oktyabrsky, B.M.Tishkin, V.V.Malakhov, V.P.Molchanov*. On the role of boron in the formation of tourmaline-quartz type gold deposits in Priamurie ..... 106  
*B. G. Saxin*. Deep-seated structure and peculiarities of mapping of the Bekchi-Ula gold major zone (the Amur lower reaches region) ..... 115

### Brief Communications

- A.V.Litvinov, V.G.Patoka, B.A.Markovskiy, Yu.F.Frolov, A.A.Kolyada, A.I.Pozdyeev*. Map of mineral resources of the Kamchatka district, scale 1:500 000 ..... 122

## ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.242.3

### О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

*Л.И. Красный*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

На основе изданной в 1996 г. российско-китайской “Геологической карты Приамурья” (редакторы Л.И.Красный и Пэн Юньбяо) и литературного обзора имеющихся представлений рассмотрены вопросы взаимодействия Центрально-Азиатского (ЦАП) и Тихоокеанского (ТПП) подвижных поясов. Приводится краткая обобщенная тектоно-магматическая, палеогеографическая и геодинамическая характеристика каждого пояса. Их взаимодействие проявляется в наложении различных геологических и геофизических процессов в более молодом ТПП на более древний ЦАП, что является отражением глубинной мантийно-коровой геодинамики.

#### I

Известно, что подвижные пояса характеризуют на поверхности Земли протяженные области рядки контрастных глубинных процессов. Они представляют собой сложные и часто длительные, полициклически развивающиеся грандиозные зоны повышенной тектонической активности.

Можно уверенно сказать, что идея академика С. С. Смирнова, опубликованная в 1946 г. в Известиях АН СССР, № 9, о Тихоокеанском рудном поясе - обрамлении океана двумя металлогеническими зонами: внутренней - притихоокеанской, внешней - материковой, дала мощный толчок к установлению крупных планетарных поясов, выделенных под разными названиями (тектонический, подвижный и др.).

Проблема взаимодействия Центрально-Азиатского (ЦАП) и Тихоокеанского подвижных поясов (ТПП) не новая. По сути речь идет о наложении (употребляется и термин интерференция) различных геологических и геофизических процессов в последнем, более молодом, на более древний ЦАП. Еще в 50-ые - 60-ые годы Г.П. Воларович, Е.А. Радкевич, М.И. Ициксон в Приамурье различали широтную (Монголо-Охотская) и северо-восточную (Тихоокеанская) металлогенические зоны.

В последние годы широкие исследования по влиянию ТПП на ЦАП проводятся в институтах РАН: ГИНе, ИГЕМе, ИТиГе, АмурКНИИ (А.А. Моссаковский, Т.Н. Хераскова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, Ю.Ф. Малышев, Б.А. Натальин и др.), во ВСЕГЕИ (Л.И. Красный, А.С. Вольский,

Г.А. Шатков). Этой проблемой интересуются и другие геологи (А.М.С.Шенгёр, К. Нортруп) [8].

В ней возможно различить несколько направлений: 1. Тектоно-магматическое, с несомненным наложением более молодого, существенно мезозойского магматизма на более древние докембрийские и палеозойские сооружения. 2. Биостратиграфическое - палеогеографическое - с выяснением распространения палеоазиатских, тихоокеанских, бореальных и тетических фаун, катазиатских и ангарских флор. Здесь особое внимание привлекают зоны экотона. 3. Глубинной динамики с обсуждением гипотетических схем влияния конвекционных потоков в подлитосферной мантии.

Недавние российско-китайские исследования, завершившиеся изданием “Геологической карты Приамурья” масштаба 1:2 500 000 [3], содействовали подробному рассмотрению вопросов взаимодействия ЦАП и ТПП, что будет показано ниже.

#### II

Среди подвижных поясов Земли ЦАП занимает особое положение, обособляясь внутри крупнейшего континента. Отличается он, как это отметил еще Л.П. Зоненшайн (1967 г.), наличием мозаичных складчатых областей, расположенных между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской - на юге. По В.А. Амантову (1986 г.), к Центрально-Азиатскому поясу относятся структур-

но-формационные зоны Монголо-Большехинганской геосинклинально-складчатой области, заканчивающиеся под кайнозойским чехлом Амура-Зейской депрессии. Близкое понимание этой внутриматериковой структуры изложено в сводке по металлогении урана Урало-Монгольского пояса (Г.А. Шатков и др.), в центре которого выделяется Центрально-Азиатский сегмент и на востоке - Монголо-Охотский сегмент. Большое значение в первом из них придается срединным массивам: а) остаточным, фундамент которых сложен догеосинклинальными метаморфическими и гранитизированными комплексами и б) ранней консолидации с фундаментом, состоящим из зеленокаменных образований. Собственно геосинклинальная история разделена на циклы: байкальский, каледонский и герцинский. Исходя из схемы геоблоковой делимости планеты, к нему принадлежат Казахстанский, Алтае-Саянский и Байкальский геоблоки, а также Джунгаро-Алашаньский (Центрально-Азиатский), состоящий из широтно вытянутых складчатых систем и петельчато расположенных между ними впадин, образованных на погруженных докембрийских массивах (Красный, 1984 г.). В крайнем на востоке Амурском геоблоке имеются зоны, одновременно принадлежащие к Центрально-Азиатскому и Тихоокеанскому подвижным поясам.

В целом, этот внутриматериковый пояс образован сочетанием в разной степени выраженных складчато-надвиговых сооружений байкалид, салаирид, каледонид и герцинид. В последнее время справедливо указывается на необходимость вычленения и индосинийских складчатых структур. Все эти структуры развивались на континентальной коре, свидетельством чего являются многочисленные крупные дорифейские гранитизированные массивы. По другим представлениям, здесь имели место сложная аккреция и коллизия разнородных фрагментов литосферы (см. ниже).

В палеогеографическом отношении, согласно известной сводки В.М. Синицина (1962 г.), палеозойские моря ЦАП располагались в близширотном направлении между крупными областями суши - Ангаридой и Сино-Гобией. Близкие, хотя и несколько усложненные островными возвышенностями, морские пространства ЦАП показаны на серии карт в "Палеогеографическом атласе Китая" (1985 г.). Их южное обрамление составляют "древние земли" - Таримская и Северо-Китайская. Такое развитие палеозойских морей не противоречит их преимущественному расположению в раннем и позднем палеозое в пределах Казахстанской, Алтае-Саянской и Монголо-Тувинской биогеографических провинциях. Существенное значение имели и связи с Бореальной провинцией. Нельзя исключать и влияние Палеотетиса на южные и юго-восточные окраины ЦАП, в

частности, для Южно-Монгольской и Цилинской систем в пермском периоде.

В современных построениях геологов мобилистского направления, опубликованных в нескольких номерах журнала "Геотектоника" (А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев, Т.Н. Хераскова, С.Г. Самыгин, 1993, № 6; 1995, № 4), западная и центральная части ЦАП включают сооружения: а) аккреционные - Алтая, Саян, Забайкалья, Монголии и Казахстана и б) коллизионные - Северного Китая, Южной Монголии, Джунгарии, Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Формирование их эти авторы связывают с расположением докембрийских массивов: Дзобханского, Тувино-Монгольского, Южно-Гобийского, Северо-Тяньшаньского и др. Становление ЦАП происходило в результате развития Палеоазии, Палеотетиса I и Палеотетиса II. Наиболее важный для настоящей работы Палеоазиатский океан, по этим авторам, развивался с рифея до ордовика. Начиная с венда, здесь имела место комбинация разновозрастных островных дуг и сопряженных с ними бассейнов. Геодинамические реконструкции для позднего рифея, позднего венда - раннего кембрия показывают, что Палеоазиатский океан - реликтовая структура, располагавшаяся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами.

Общая длина ЦАП составляет 5000 км, ширина колеблется от 1300 до 1500 км. Для него характерно общее близширотное простирание. На востоке к ЦАП относится Байкальский геоблок, а на западе, возможно, - мозаичный фундамент Западно-Сибирского геоблока. Тогда, учитывая общий композитный состав ЦАП, быть может было бы справедливым в Евразии выделить Обско-Центрально-Азиатско-Байкальский подвижный пояс.

### III

Тихоокеанский подвижный пояс - многолетний объект пристального внимания металлогенистов и рудников (С. С. Смирнов, Е.А. Радкевич, М.И. Ициксон, А.Д. Щеглов, Ю.И. Бакулин, В.Г. Моисеенко и др.). Подводя итоги VI-го Всесоюзного металлогенического совещания во Владивостоке (1971 г.), В.И. Смирнов сжато определил его главные черты: полициклическое развитие геосинклинального процесса, скольжение (омоложение) магматизма и рудообразования, тектоно-магматическая и металлогеническая активизация.

Геолого-структурные и минерагенические особенности ТПП и Тихого океана, в необходимых комплексных характеристиках, известны из серии карт масштаба 1:10 000 000 и объяснительных записок к ним: геологической (Л.И. Красный, П.Л. Безруков, 1972; тектонической (Ю.М. Пушаровский, Г.Б. Удинцев, 1971 г.); металлогенической (Е.А. Радке-

вич, 1973 г.); нефтегазоносности и угленосности (Н.А. Еременко, Л.Э. Левин, А.К. Матвеев, 1978), а также комплекта карт, изготовленных по проекту “Циркум - Пацифик” в США. Достаточно подробные сведения о геологии и тектонике этого суперрегиона содержатся в сводных трудах ГИНа, ВСЕГЕИ, ИТиГа, ДВГИ, АмурКНИИ и др.

Л.И. Красным было установлено (1974 г.), что “глыбовое (геоблоковое) строение восточной окраины Азии, запада Тихого океана и переходной между ними зоны указывает на глобальную и региональную дискретность коровых и подкоровых геосфер”. Позднее Ю.М. Пушаровский (1989, 1999) привлек внимание к латеральному взаимопроникновению клиньев глубинных и коровых масс с их поддвижением в сторону континента и надвиганием в направлении Тихого океана.

Азиатско-Тихоокеанская активная транзиталь - ярчайший пример “живой тектоники”, энергично развивавшейся в мелу и кайнозое. Ее составляют четко выраженные геоблоки (малые плиты), составляющие меридиональную цепь, протягивающуюся от Берингова моря до Зондского архипелага. Каждый из них имеет индивидуальные особенности (тип задуговых бассейнов, фрагменты континентальной коры и пр.). Достаточно подробное их описание принадлежит Е.Н. Меланхолиной (1993, 1997).

Кайнозойская геодинамика отличается на окраине континента короразрушающими процессами с доминантным северо-северо-восточным и меридиональным направлением систем рифтогенных, грабенообразных и вулканогенных структур. Это общее “сахалинское” направление отчетливо выражено в Амуро-Охотской рифтогенной системе. Привлекается внимание к зоне разлома Танлу, тянущейся из Восточного Китая на север. Эта мощная разломная зона имеет ряд оперяющих дизъюнктивов, между которыми заключены односторонние или двусторонние асимметричные грабены [1].

#### IV

В настоящее время акцентируется внимание на соотношении структур востока континентальной Азии и Азиатско-Тихоокеанской активной транзитали существенно на примере российского и китайского Приамурья. Обобщение последних данных по геологии его было сделано на геологической карте масштаба 1:2 500 000, изданной в 1996 г. (редакторы Л.И. Красный, Пэн Юньбяо).

В эволюции региональных структур Приамурья сложный процесс наложенных магматогенных, седиментогенных и деформационных явлений, ведущих к существенному обновлению ранее консолидированных структур, проявлен достаточно четко. Это юрские-раннемеловые гранитоидные и щелочные

тела Становика, системы рифтогенных впадин там же, мезозойский магматизм массивов, многочисленные вулканотектонические и осадочные (в том числе и угленосные) впадины и прогибы. Этот процесс, названный в общем виде “тектоно-магматической активизацией”, с примерами эндогенного рудогенеза Восточной Азии был рассмотрен в многочисленных работах А.Д. Щеглова (1976 г. и др.), В.И. Казанского, В.М. Терентьева, Чен Гоа, В.А. Амантова и многих исследователей Сибири, Дальнего Востока и Китая.

Еще мало исследованы биостратиграфические и палеогеографические проблемы взаимодействия ЦАП и ТПП, связанные в основном с анализом фаунистических и растительных сообществ. Имеются данные, что в силуре и девоне с востока проникала в Монголо-Охотский раструб охотская (S) и специфическая монголо-охотская (S,D) фауна, тогда как западнее и южнее известны монголо-тувинские формы (S, D). В карбоне и перми имело место сближение разных палеобиогеографических провинций. Так, например, для Монголо-Охотской системы характерна бореальная фауна и ангарская флора. В более южных районах Сихотэ-Алинской системы, а также в Цилинь-Лаоелинской системе встречаются тетические фузулиниды, местами наблюдаются смешанные бореально-тетические сообщества. В триасе также имело место изменение палеобиогеографических связей. В раннем и среднем триасе регион находился на сочленении Бореальной и Тетической областей, а в позднем он целиком входил в Бореальную область. В юрское время наиболее четко выявляется приуроченность большей части региона к области проникновения фаун Бореальной, Тихоокеанской и Тетической областей. Имеются районы (Удский и Торомский прогибы), где в разрезах чередуются слои с бореальными и тетическими аммонитами, что, вероятно, связано с изменчивостью палеотечений. В целом, в меловой период Сихотэ-Алинь входил в Тихоокеанскую палеогеографическую область, и только в берриасе и валанжине ощущалось влияние Бореальной области. Обращает на себя внимание в Приамурье обилие экотонных (“смешанных”) фаунистических и, в меньшей степени, флористических сообществ. Это, по-видимому, является характерным элементом взаимодействия ЦАП, ТПП и Верхояно-Колымской области.

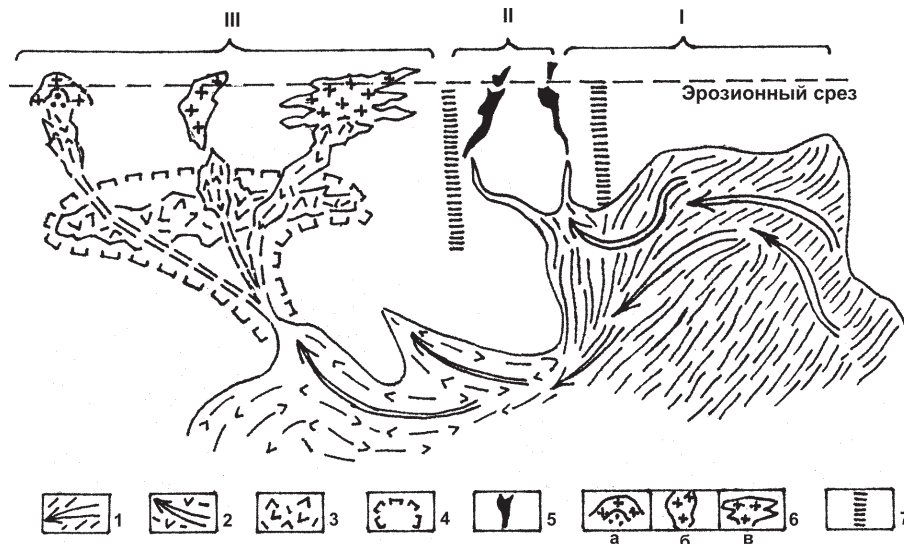
#### V

Задача раскрытия глубинного взаимодействия ЦАП и ТПП весьма сложная. Здесь возможно построение различных гипотетических геодинамических концепций. Эта проблема сравнительно подробно была рассмотрена в докладе Л.И. Красного в 1966 г. на годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ, посвя-

щенного 70-летию со дня рождения академика С.С. Смирнова, который опубликован в 1968 г. в специальном сборнике [2]. Вывод был следующий: “Итак, выясняется, что физико-химические условия под океанами резко отличаются от таковых под материками. Из перегретого и перенапряженного слоя под океаном, вероятно, происходит перетекание вещества в сторону континентов, что создает конвекционные (или другого, еще не познанного типа) мантийные течения. Достигая нижней поверхности геоблоков и используя наиболее слабые зоны, которые естественно обнаруживаются на стыках геоблоков (или в сочленении других блоковых структур разного порядка), в узких трещинах или клиньях систем глубинных разломов, глубинные потоки (может быть, правильное - флюктуационные пучки, ветки потоков) вызывают возмущение на поверхности волновода и образуют фронт магмообразования. Последний, возникая в пределах мантии, перемещается на все более высокие уровни. Этот общий интрателлуристический процесс восходящего глубинного тепла и химической энергии с последующим разрастанием фронта магмообразования в стыках между геоблоками можно назвать “протуберированием”. Двумя годами раньше Р. Ван Беммелен (Van-Bemmelen, 1964 г.) в одной из своих общих проблемных схем показал, что ветви систем глубинных течений могут подниматься сквозь склеросферу и астеносферу, достигая поверхности мировой сети трещин. Из всего изложенного выше выявляется необходимость разра-

ботки гипотезы глубинной (“мантийной”) взаимосвязи магматических движений (в широком понимании) в величайшем океане нашей планеты на обширных окраинах крупнейших материков на ближней и далекой периферии Тихого океана”.

Дальнейшая оценка глубинных процессов взаимодействия континентальной, океанской и транзитальной литосферы с подлитосферной мантией (Н.Л. Добрецов А.Г., Кирдяшкин, 1994 г., Ю.М. Пущаровский и др., 1989 г.) основывается на моделях термогравитационной конвекции. В разных вариантах этот процесс был рассмотрен К. Сейфертом (1990 г.), В.Е. Хаиным, Л.И. Лобковским и другими. Распределение конвекционных течений в подлитосферной мантии и более глубоких сферах на различных схемах относится к современной Земле. Возможности реконструкции этих процессов в ранние эпохи - в рифее, палеозое и мезозое - более ограничены. Так, опосредованное влияние Тихоокеанской суперструктуры на ЦАП в докембрийское время рассматривалось В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюком и др. (1999 г.), которые предполагают, что начало его образования в венде связано с возникновением под континентом громадного Южно-Тихоокеанского горячего суперплюма, а также А.А. Моссаковским и др. [4, 5], предполагающими, что в палеозое залив Тихого океана проникал далеко на запад. Воздействие тихоокеанской мантии на континентальные структуры в мезозое, когда оно реально проявлялось в разных формах (разломная тектоника, магматизм и пр.), показано на рис. 1.



**Рис. 1.** Гипотетическая схема глубинного мантийно-корового взаимодействия Тихоокеанской и Восточно-Азиатской окраины в мезозое (вне масштаба).

I. Тихоокеанская окраина - высокоразогретая. II. Место зарождения Азиатско-Тихоокеанской транзитали. III. Восточно-Азиатская континентальная окраина - охлажденная.

1. Конвективные течения: двойная линия стрелок - исходные, наиболее мощные; 2. Фрагмент верхнемантийной “линзы” с активным тепловыделением, при участии химических гравитационных процессов; 3. Астеносфера; 4. Область, генерирующая протуберирование в кору; 5-6. Плутогенные образования: 5. Габбро-гипербазитовые; 6. Гранитоидные: а - гранитоидные купола; б - граниты типа I; в - граниты типа S; 7. Условные глубинные георазделы.

В северо-западном геоблоке Тихого океана, составляющего ячею с разогретой мантией, возникли условия мощного нисходящего конвекционного потока. Если принять модель двухслойной конвекции, то в мантии выделяются слои: более тонкой верхней и более мощной нижней (Chase C.G., 1978 и др.). Первый из них повлиял на формирование транзитального геоблока, второй, проникая под охлажденную часть континента, создавал восходящие струи. Часть из них, выбирая наиболее ослабленные межгеоблоковые зоны, раздвигала (“расталкивала”) ранее консолидированные блоки, другая, более рассредоточенная, с многочисленными диапироподобными образованиями, проникала в сложно построенные предыдущей геолого-структурной обстановкой регионы. В межгеоблоковых раздвиганиях, таких как Монголо-Охотская, шло расклинивание с востока на запад, и следы его сохранились в виде Шантарско-Удского раструба (Л.И. Красный, 1996 г.).

В целом, для Азиатской континентальной окраины восходящая рассредоточенная система конвекционных ветвей создавала высокий тепловой поток, который использовал более мелкую блоковую литосферную делимость, чем геоблоковая. Подъем глубинного вещества в виде диапиров разного размера мог образовать как гранито-гнейсовые купола (например, известные в Забайкалье), так и граниты типа S и I, что связано, вероятно, с условиями различных исходных пород, а также разноглубинных источников (см. рис. 1).

Альтернативный вариант близок к плюмтектонической концепции. В основных чертах, применительно к рассматриваемой проблеме, можно опереться на рис. 2 (Ю.М. Пушаровский, 1998 г.; также

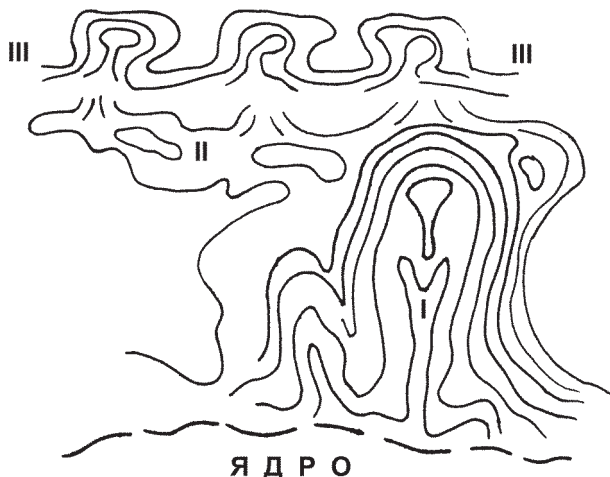


Рис. 2. Мантийная надъядерная конвекция (с использованием схемы Ю.М. Пушаровского и др., 1989) [6].

- I. Всплывающий подокеанский массопоток (мегаплюм).
- II. Его континентальное ответвление.
- III. Ячеистые неоднородности подлитосферной мантии.

1989 г. с соавторами) [6], где всплывающий из нижней мантии тихоокеанский тепломассопоток, расплываясь в верхней части, “подтекает” под охлажденную окраину Азиатского континента. Такое латеральное движение мантийных масс может привести к событиям, изображенным на рис. 1. Из последних публикаций обращает на себя внимание исследование [9] о влиянии близповерхностного температурного апвеллинга, связанного с планетарной конвекцией. На рис. 3 отчетливо видно изменение направления плюмов от близвертикального к близгоризонтальному, что еще раз подчеркивает возможность высказанной выше идеи взаимодействия океанской и континентальной подлитосферной мантии. Этим представлениям созвучны высказывания В.Е. Хаина, посвященные совершенствованию плиттектонической концепции. При этом “... проявление в отдельных оболочках автономных систем конвективных течений, обнаруживающих вместе с тем взаимосвязь по вертикали, - конвекция в более глубоких оболочках индуцирует конвекцию в более внешних оболочках” (стр. 464) [7]. Ячейки этих внешних оболочек и есть геоблоки.



Рис. 3. Влияние близповерхностного температурного апвеллинга, связанного с планетарной конвекцией (по [9]).

Тема, затронутая в настоящей статье, намечена лишь в общих чертах. Она актуальна и для определения взаимодействия Тихоокеанской литосферы и мантии на восточных окраинах океана, на его сочленении с Североамериканским и Южноамериканским континентами. В первом из них известна проблема омоложения складчато-надвиговых систем с запада на восток, во втором - четко прослеживается поддвиг океанской литосферы под Анды на глубину до 300 км.

Автор не раз высказывал сомнения в наличии единой Тихоокеанской (или Евразийской) плиты, и дальнейший путь разрешения проблемы “взаимодействия” лежит в направлении исследования интерференции отдельных сегментов (геоблоков, малых плит), вычлененных в океанской и континентальной литосфере и подлитосферной мантии.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Современная геодинамика зоны сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в связи с проблемой сейсмичности // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, 1998. С. 106-108.
2. Красный Л.И. Тихоокеанский подвижный пояс - важнейшая планетарная структура // Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. 1968. С.10-21.
3. Красный Л.И., Вольский А.С. и др. Объяснительная записка к "Геологической карте Приамурья и сопредельных территорий" м-ба 1:2 500 000. 1996. С.135.
4. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М. Руженцев С.В. Влияние глобальных неоднородностей в мантии Земли на формирование асимметричной структуры земной коры // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М., 1999. Т. II. С.20-23.
5. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамика, эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С.3-32.
6. Пушаровский Ю.М., Новиков В.А. и др. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С.3-13.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.
8. Northrup C.J., Rogden L.H., Burchfiel B.C. Motion of the Pacific plate relative to Eurasia: its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia // Geology. VIII. 1995. V. 23. P.719-722.
9. Steinbah V., Yuen D.A. The influence of surface temperature on upwelling of planetary convection with phase relation. Episodes. 1998. V. 162. P.15-25.

*Поступила в редакцию 14 апреля 1999 г.*

*Рекомендована к печати А.И.Ханчуком*

***L.I. Krasny***

**On the interaction of the Central Asia and Pacific mobile belt**

On the basis of the Russian-Chinese Geological Map of Priamurie (L.I.Krasny and Pan Yunbiao eds., 1996) and the summary of the present concepts, problems of the interaction of the Central Asia and Pacific mobile belts are analyzed. Brief generalized tectono-magmatic, paleogeographical and geodynamic features of each belt are presented. Their interaction is manifested in the superposition of the diverse geological and geophysical processes of the Pacific belt on the more ancient Central Asia which is evidence for deep-seated mantle-crustal geodynamics.

## СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

*Н.А.Богданов, Н.И.Филатова*

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

Строение активных континентальных окраин характеризуется развитием вулканических и террейновых складчато-покровных орогенических поясов, которые в совокупности обеспечивают рост краев континентов как по площади, так и в отношении мощности коры.

Развивающиеся во фронтальной части вулканических поясов аккреционные призмы (клинья) по особенностям строения и генезису принципиально отличны от террейновых складчато-покровных поясов. В отличие от последних аккреционные призмы сложены, в основном, турбидитами (с горизонтами олистостромов), т.е. отложениями, характерными для внутреннего склона глубоководного желоба, и, в меньшей степени, глубоководными илами погружающейся океанической плиты. Аккреционные призмы обладают чешуйчато-надвиговым строением, но с незначительными амплитудами горизонтальных перемещений пород. Блоки аллохтонных пород (террейны) имеют в них весьма небольшой объем. В контрасте с этим главные признаки террейновых орогенических поясов составляют: большие (несколько сотен км и более) амплитуды горизонтальных перемещений пород; тектоническое совмещение аллохтонных образований (террейнов), резко различных по генезису, возрасту и обстановкам (включая климатические) осадконакопления; наличие покровов офиолитов, включая гипербазиты; тектоническое расщепление террейнов; развитие зон метаморфизма низких-высоких давлений (сопровождающихся анатектическими выплавками) в подошвах тектонических покровов; обдукция покровов на края континентов и сложная складчато-покровная и покровно-надвиговая структура.

Эволюция активных континентальных окраин обнаруживает пульсационный характер, определяющийся чередованием во времени на этих окраинах вулканических и орогенических процессов. Это обусловлено чередованием во времени субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов на конвергентных границах океанических и континентальных плит. Террейновые орогенические пояса начинают оформляться при прекращении субдукции (и соответствующего вулканизма), т.е. при смене конвергенции плит аккреционно-коллизийными процессами вдоль континентальных окраин. В связи с этим каждый орогенический пояс на окраине континента служит индикатором этапа перестройки геодинамических режимов на конвергентных границах плит.

Особенности формирования активных континентальных окраин отражают геологические события в океанах и, в конечном счете, эндогенную активность Земли в форме мантийного апвеллинга.

### ВВЕДЕНИЕ

Геологическое развитие континентальных окраин находится в прямой зависимости от геодинамических режимов в зоне перехода континент-океан. В этом отношении пассивные континентальные окраины принципиально отличаются от активных краев континентов, формирующихся на фоне конвергенции континентальных и океанических литосферных плит. Исследования российских и зарубежных ученых за последние 25 лет в областях сближающихся континентальных и океанических плит решили многие вопросы строения и развития активных континентальных окраин и погружающихся под них океанических плит. Однако некоторые проблемы заслуживают дальнейшего обсуждения.

Развитие активных континентальных окраин включает два главных феномена: формирование тер-

рейновых орогенических поясов и возникновение надсубдукционных вулканитов. В публикациях последних лет нередко рассматривается теоретическая модель одновременного, парного развития вулканического и террейнового (аккреционного) поясов с фронтальным расположением последнего. При этом причиной возникновения зон террейнов признается механизм субдукции океанической плиты под континентальную, обеспечивающий сгруживание аллохтонных блоков различной природы из внутренних частей океанов к краям континентов. Однако подобные модели не могут объяснить ряд реально наблюдаемых на краях континентов явлений: надвигание (обдукцию) сложенных террейнами тектонических покровов на континентальные окраины; разновременность формирования вулканических поясов и террейновых орогенических зон, а также причины, по которым попавшие в зону субдукции террейны не

прекращают сам процесс субдукции, как и надсубдукционный магматизм.

Настоящая статья посвящена проблеме пространственного и временного соотношения вулканических и орогенических террейновых поясов на активных континентальных окраинах, геодинамических режимов их формирования, а также их генетических связей с другими глобальными событиями.

**ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ СТРУКТУР  
КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ**

Латеральные ряды структур на границе конвергентных океанических и континентальных литосферных плит включают, как известно (рис. 1), глубоководный желоб (соответствующий выходу на поверхность сейсмофокальной зоны), систему преддуговых прогибов, разделенных невулканической, преддуговой грядой (или системой аналогичных гряд) и вулканический пояс, окраинно-континентальный или островодужный [38, 59 и др.]. В тылу островных дуг располагаются окраинно-морские бассейны [2, 17 и др.], а окраинно-континентальные вулканические пояса нередко граничат с тыловодужными прогибами [55 и др.]. Формирующаяся синхронно аккреционная призма (или клин) («accretionary prism or wedge») (рис. 2), изученная во многих современных глубоководных желобах Тихого океана, образована, в основном, турбидитами, обломочный материал которых поступает, главным образом, с континентального склона [31]. Меньший объем в этих призмах принадлежит глубоководным океаническим илам, поступающим в желоб по мере субдукции океанической плиты. Данные сейсмопрофилирования [24 и др.] выявили чешуйчато-надвиговую структуру аккреционных призм. Однако амплитуды горизонтальных перемещений по ним весьма невелики, поскольку эти призмы формируются, по существу, *in situ*. Акцентирование внимания на свойствах аккреционных призм (клиньев) важно потому,

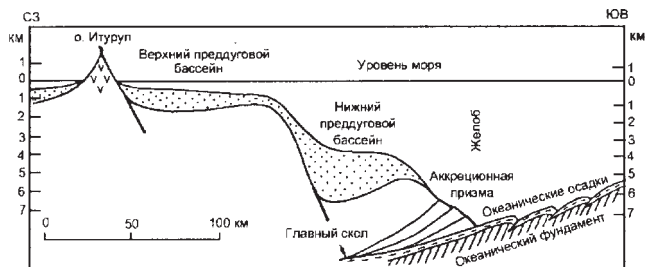


Рис. 1. Разрез через Курильскую островную дугу, по [12].

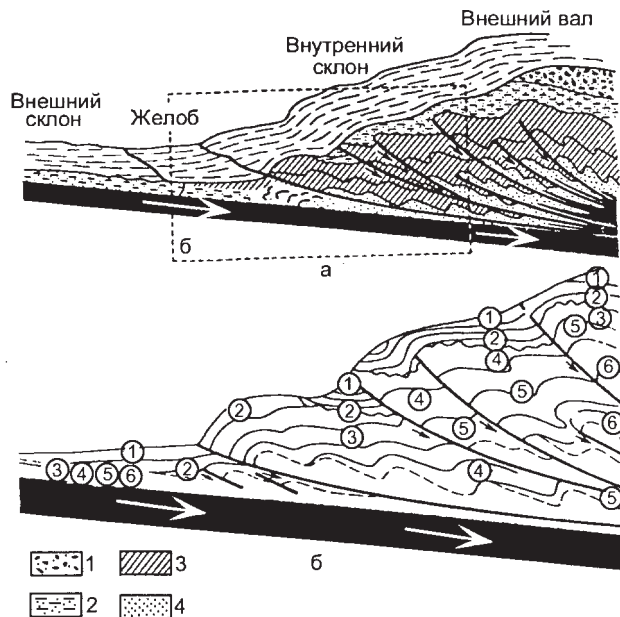


Рис. 2. Модель аккреционной призмы («accretionary prism or wedge»), возникающей при субдукции, по [24].

Фашии осадков: 1-2 - терригенные и туфоогенно-терригенные флишвидные континентального склона, 3 - турбидиты внутреннего склона желоба, 4 - абиссальные илы.

Пунктирной линией показана граница между турбидитами желоба и осадками абиссальной равнины. Последовательность номеров дана от молодых отложений к древним. Субдуцируемая океаническая плита показана черным цветом с белой стрелкой (направление движения).

что в публикациях последнего десятилетия этот термин нередко используется для обозначения сложных складчато-покровных зон с многочисленными и разнородными аллохтонными блоками, которые, как будет показано ниже, служат индикаторами этапов прекращения процесса субдукции.

Расположенная между вулканическим поясом и глубоководным желобом система преддуговых бассейнов сложена, в основном, турбидитами, которые в верхней части разреза сменяются моласоидами и, в меньшей мере, олистостромами. Состав магматических образований, слагающих надсубдукционные вулканические пояса, как известно, неоднороден как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, отражая смену магматических источников во времени и пространстве. В общем случае обычно выделяются вулканические комплексы, связанные с мантийными надсубдукционными очагами и камерами коровых расплавов. Однако гораздо чаще вулканы имеют признаки генетической связи с источниками обоих типов - мантийных надсубдукционных и коровых. Определение баланса этих компонентов в породах возможно на основе изотопных ис-

следований. Петрохимические и изотопные исследования вулканических комплексов решают также задачу обнаружения химической продольной и поперечной зональности вулканических поясов. Химическая полярность последних позволяет реконструировать положение и наклон зоны субдукции, генерирующей окраинно-континентальный магматизм прошлого.

Выяснение характера чередования в разрезе вулканического пояса комплексов, связанных с различными магматическими источниками, важно не только с точки зрения понимания эволюции надсубдукционного магматизма, но и для геодинамических реконструкций, поскольку геодинамические обстановки появления на краю континента мантийных и существенно коровых (например, игнимбритовых) комплексов значительно различаются между собой. Роль коровых расплавов значительно возрастает на заключительных стадиях развития окраинно-континентальных вулканических поясов, на фоне возрастающего режима сжатия. Этот режим приводит к задержке мантийных расплавов в коре и формированию на различных ее уровнях промежуточных камер, которые (в сочетании с тепловым и флюидным потоком) обуславливают возникновение коровых анатектических расплавов.

Тектонические исследования в вулканических поясах приводят к выявлению различных типов тектоно-магматических структур, присущих магматическим комплексам разного генезиса. Кроме того, расшифровка дислокаций в вулканических поясах важна и потому, что многие из них служат индикаторами изменения геодинамических условий на конвергентных границах плит (например, усиление режима сжатия отражается появлением в осадочно-вулканогенных образованиях складчатых и чешуйчато-надвиговых структур, а также поверхностей стратиграфического и структурного несогласия).

Таким образом, смена по разрезу состава вулканических пород (от дифференцированных пород к вулканитам кислого состава больших объемов) в надсубдукционных поясах, а также смена по вертикали гранулометрического состава терригенных пород преддуговых прогибов от флишевых и тонкообломочных к грубообломочным, молассоидным служит важным признаком начала изменения геодинамической обстановки на конвергентной границе континентальной и океанической плит. Это изменение заключается в нарастающем режиме сжатия, который со временем приводит к затуханию субдукционного магматизма и реализации аккреционно-коллизийных процессов в зоне перехода континент-океан с оформлением периокеанических складчато-покровных террейновых поясов.

### СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ ТЕРРЕЙНОВЫЕ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

Одной из важных особенностей конвергентных границ плит является наличие на окраинах континентов разновозрастных орогенических зон (поясов), решающая роль в которых принадлежит аллохтонным блокам-террейнам. Террейновый анализ охватывает два аспекта исследований: вещественный и структурно-тектонический. Первый из них включает разработку стратиграфии образований каждого террейна, равно как и литолого-химическое изучение этих образований, конечная цель которого состоит в выявлении геодинамической природы конкретного вещественного комплекса. В результате решается вопрос о принадлежности последнего к конкретной структуре геологического прошлого: микроконтиненту, островной дуге, окраинно-континентальному вулканическому поясу, тыловодужным или преддуговым прогибам, а также к различным областям океанических плит, включая абиссальные области, внутриокеанические острова, зоны спрединга и т.д.

Корреляция вещественных комплексов террейнов, входящих в состав определенного орогенического пояса, позволяет, с одной стороны, выявить блоки, принадлежащие разновозрастным структурам единой природы, а с другой - установить степень гетерогенности строения и длительность развития этого пояса. Верхний возрастной предел формирования орогенического пояса устанавливается по возрасту неовохтона (нередко промежуточного в данном регионе).

Следует подчеркнуть необходимость использования комплекса методик для решения перечисленных вопросов террейновой геологии. Так разработка стратиграфии должна опираться на макро- и микропалеонтологические исследования. В последние годы доказаны большие перспективы применения радиоляриевого метода для расчленения палеозойских-раннекайнозойских толщ Тихоокеанского кольца, поскольку в его орогенических поясах широкое распространение имеют кремнесодержащие породы. Что касается литолого- и петрогеохимических методов, то они необходимы для идентификации осадочных и магматических комплексов, входящих в состав террейнов. Использование петрогеохимических и изотопных методов позволяет, в частности, не только установить генетическую природу того или иного вещественного комплекса в целом, но и конкретизировать условия формирования отдельных его частей (например, среди островодужных вулканических комплексов выделить образования, принадлежащие магматическим камерам, питавшим эти дуги, и т.д.).

Поскольку конечная цель террейнового анализа состоит в реконструкции первичных обстановок формирования вещественных комплексов, важным вопросом является выяснение степени удаленности от континента изначальной позиции формирования того или иного комплекса, ныне входящего в состав террейна. Этот вопрос решается на основе комплексирования методик. Палеомагнитные исследования позволяют установить палеошироту первоначальной локализации конкретного вещественного комплекса. Палеонтологический метод (например, радиоляриевый) дает возможность выяснить принадлежность вещественного комплекса к конкретной климатической зоне (бореальной, тетической, экваториальной). Использование комбинации двух этих методов служит определенной гарантией достоверности полученной информации. Последняя зачастую позволяет выявить тектоническое совмещение в орогеническом поясе террейнов совершенно различных палеогеографических и палеогеодинамических обстановок первоначального накопления.

Второй аспект террейнового анализа - тектонический - включает изучение тектонической структуры как отдельных террейнов, так и орогенических

поясов в целом, что сводится к расшифровке сложнейших складчато-надвигово-покровных дислокаций, свойственных этим поясам. Обнаружение и изучение промежуточных неавтохтонов, а также синхронных покровообразованию моласоидно-олиостромовых и меланжевых комплексов позволяет установить стадийность в формировании пакетов тектонических покровов и всего орогенического пояса в целом.

Складчато-покровные террейновые орогенические пояса широко распространены на континентальном обрамлении Тихого океана. Среди них наиболее детально изучены невадийские (позднеюрские), среднемеловые и ларамийские (рубеж мела-палеогена) орогенические пояса.

Примером может служить среднемеловой Камчатско-Корякский орогенический пояс, образованный совокупностью разновозрастных террейнов [5,7,9,22,25-27,43] и располагающийся в фундаменте альбско-сенонского Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 3) и его преддуговых прогибов. Разрез последних имеет двухчленное строение: турбидиты в нижней, альб-сеноманской части и молассы и олиостромы в верхней, сенонской [11]. Таким

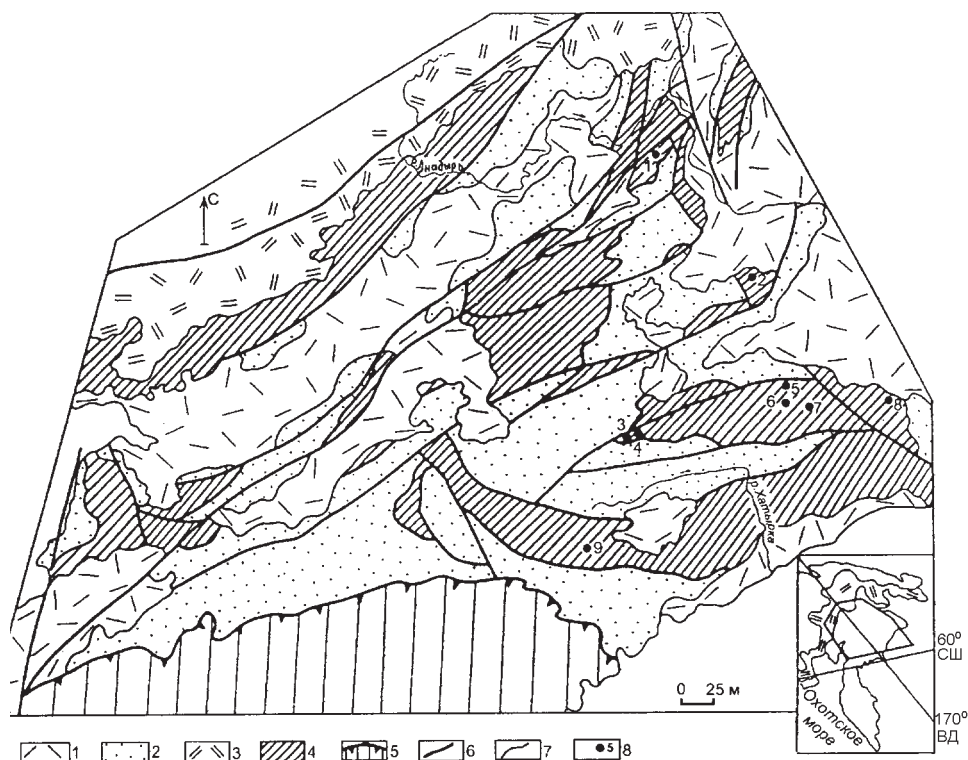


Рис. 3. Тектоническая схема Корякско-Анадырского региона.

1 - Западнокамчатско-Корякский эоцен-олигоценый окраинно-континентальный вулканический пояс. 2 - Нижне-верхнемеловые терригенные и туфогенно-терригенные отложения преддуговых прогибов и подножий континентального склона. 3 - Альб-сенонский Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс. 4 - Террейны среднемелового Камчатско-Корякского складчато-покровного орогенического пояса. 5 - Фронтальная часть Олюторской позднемезозойской-кайнозойской тектонической области. 6 - Надвиги, сдвиги и сбросы. 7 - Стратиграфические контакты. 8 - Местоположение тектоно-стратиграфических разрезов, показанных на рис. 4. На врезке дано географическое положение тектонической схемы.

образом, Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс и его преддуговые прогибы образуют промежуточный, нарушенный последующими деформациями неоавтохтон среднемелового орогенического пояса. Неоавтохтоном по отношению к последнему являются образования эоцен-олигоценного Западнокамчатского-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса [27] (см.рис. 3).

Детальное картирование территории северо-востока России в сочетании с литологическим, пет-

рогеохимическим и радиоляриевым методами показало, что в тектоно-стратиграфические разрезы Камчатско-Корякского орогенического пояса тектонически совмещены (рис. 4) пластины весьма гетерогенных в генетическом отношении палеозойско-среднемезозойских образований [8,43]. Среди среднемезозойских отложений установлены различные по составу формации в интервале ранняя юра-готерив. Раннеюрский (геттанг-синемюрский) интервал включает две синхронные формации: кремне-терри-

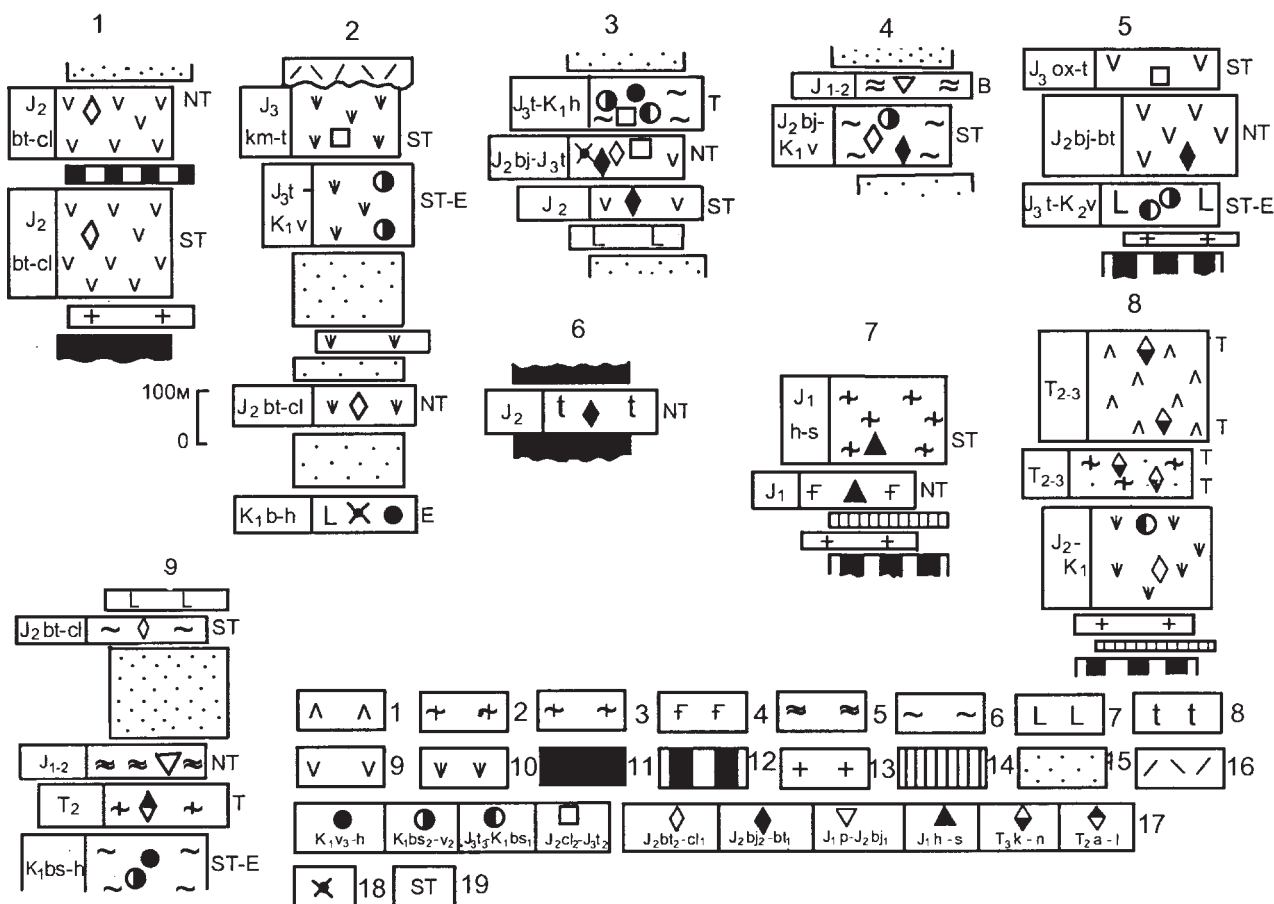


Рис. 4. Примеры тектоно-стратиграфических разрезов Камчатско-Корякского складчато-покровного орогенического пояса.

1 - 10. Мезозойские аллохтонные формации: 1-2 - средний-поздний триас: 1 - вулканическая островодужная, 2 - кремнисто-известняково-терригенная окраинноморская; 3-4 - нижняя юра: 3 - кремнисто-терригенная окраинноморская, 4 - яшмо-щелочнобазальтовая океанических островов; 5 - нижняя-средняя юра: кремнисто-яшмовая окраинноморская; 6-10 - средняя юра-готерив: 6 - яшмовая океанической абиссали, 7 - яшмо-базальтовая срединно-океанических хребтов, 8 - ферротитанистых базальтов океанических островов, 9 - терригенно-вулканогенная островодужная, 10 - туфогенно-яшмо-базальтовая преддуговых и задуговых бассейнов. 11 - 14 - Другие аллохтонные формации: 11 - палеозойские и мезозойские габбро и гипербазиты; 12 - гипербазиты и серпентиниты; 13 - палеозойские и раннемезозойские плагиграниты и тоналиты; 14 - палеозойские окраинноморские, островодужные и океанические формации нерасчлененные. 15 - Промежуточный неоавтохтон Корякско-Камчатского складчато-покровного орогенического пояса: альб-сенонские турбидиты, молассы и олистостромы. 16 - Неоавтохтон Корякско-Камчатского складчато-покровного орогенического пояса: эоцен-олигоценный Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс. 17 - Находки радиоляриевых комплексов и индексы их возраста. 18. - Находки макрофауны (бухий, аммонитов, иноцерамов). 19 - Буквы справа от колонок указывают палеогеографическую провинцию: В - boreальная, NT - северотетическая, ST - южнотетическая, Т - тетическая, Е - экваториальная. Разрывы в колонках обычно соответствуют надвигам. Местоположение колонок дано на рис. 3: 1 - река Утесики, 2 - хребет Рарыткин, 3 - гора Семиглавая, 4 - река Койвэрэлан, 5 - река Научирынай, 6 - ручей Виртуоз, 7 - гора Средняя, 8 - хребет Кэнкэрэн, 9 - река Пикасваям.

генную и яшмо-щелочнобазальтовую. Нижне-среднеюрский (плинсбах-раннебайосский) уровень представлен яшмо-кремневой формацией. Позднебайосский-готеривский интервал включает пять близких по времени формирования, но различных в фаціальном отношении формаций: яшмовую, яшмо-базальтовую (типа срединно-океанических хребтов), ферро-титанистых базальтов (внутриплитного типа), туффито-яшмо-базальтовую (с базальтами типа срединно-океанических хребтов), терригенно-вулканогенную (с эффузивами островодужного типа). Кроме того, в тектоно-стратиграфических разрезах участвуют пластины плагиигранитов, габбро, гипербазитов различного состава (см. рис. 4), в том числе подвергшихся метаморфизму низких и умеренных давлений (главным образом, в подошве покровов).

Корреляция образований отдельных тектонических пластин по возрасту и литологическому составу позволила реконструировать изначальные латеральные ряды палеоструктур (рис. 5). Они включают: окраинно-морские бассейны с зонами спрединга (туффито-яшмо-базальтовый комплекс); сегментированные островные дуги со сменяющимся по их простирацию составом вулканических пород (терригенно-вулканогенный комплекс); океанические абиссальные котловины и внутриокеанические поднятия (яшмовый комплекс, локально обогащенный карбонатным материалом); внутриокеанические острова (комплекс ферро-титанистых базальтов); срединно-океанические хребты (яшмо-базальтовый комплекс). Локально распространенные более древние среднемезозойские комплексы представляют следующие обстановки: окраинноморские бассейны с признаками соседства островных дуг (геттанг-синемюрский яшмо-терригенный и плинсбах-раннебайосский яшмо-кремнистый комплексы); области внутриплитного магматизма на океаническом ложе (геттанг-синемюрский яшмо-щелочнобазальтовый комплекс).

Однако при формировании орогенического пояса все эти комплексы разновозрастных палеоструктур были тектонически расслоены, разлинзованы и перемешаны. Более того, анализ таксономического состава сообществ радиолярий и морфологических особенностей их раковин в породах разных тектонических пластин показал принадлежность пород к различным батиметрическим обстановкам и даже разным палеоширотам (см. рис. 4) [8]. Позднебайосские-готеривские системы островных дуг и окраинных морей формировались в умеренно высоких широтах (северо-тетическая и южно-бореальная области). Для этого же возраста океанических образований (включая породы зон спрединга) установлены северо-тетические и центрально-тетические области накопления. Два синхронных геттанг-синемюрских

комплекса формировались на разных палеоширотах: окраинноморский яшмо-терригенный - в южно-тетической области, а внутриплитный яшмо-щелочнобазальтовый - на границе северо-тетической и южно-бореальной областей. В суббореальной области происходило формирование и окраинноморского плинсбах-раннебайосского яшмо-кремнистого комплекса.

Таким образом, в Камчатско-Корякском орогеническом поясе тектонически совмещены пластины, вещественные комплексы которых принадлежат различным палеогеодинамическим обстановкам и разным палеоширотным областям (см. рис. 4), вследствие чего нарушены и искажены как первоначальные естественные латеральные ряды палеоструктур, так и отдельные палеоструктуры. Другими словами, в ходе аккреционно-коллизийных процессов, приведших к формированию Камчатско-Корякского орогенического пояса, различного рода террейны (фрагменты палеоструктур) подверглись интенсивному тектоническому расщеплению с растаскиванием отдельных пластин и пакетов пластин по площади этого пояса. Вот почему отдельные тектонические пластины нельзя рассматривать в качестве самостоятельно развивавшихся террейнов. Для реконструк-

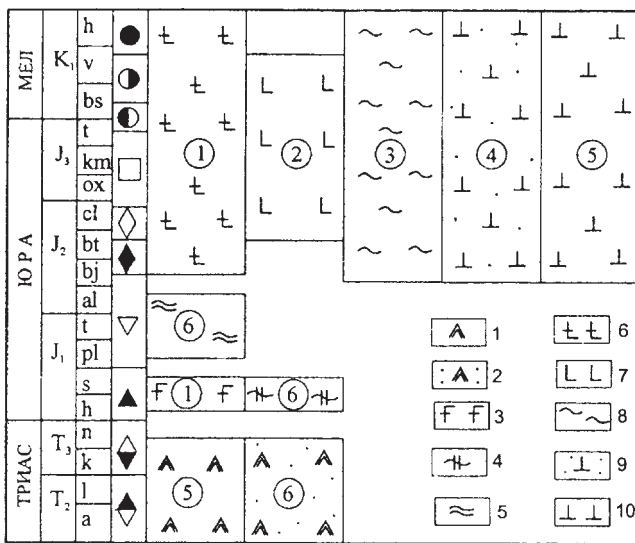


Рис. 5. Корреляция террейнов Камчатско-Корякского покровно-надвигового орогенического пояса.

Мезозойские аллохтонные формации: 1 - вулканогенная, 2 - кремнисто-известняково-терригенная, 3 - яшмо-щелочнобазальтовая, 4 - кремнисто-терригенная, 5 - кремнисто-яшмовая, 6 - ферро-титанистых базальтов, 7 - яшмо-базальтовая, 8 - яшмовая, 9 - туффогенно-яшмо-базальтовая, 10 - терригенно-вулканогенная. Цифрами на схеме указан генезис террейнов: 1 - океанические острова, 2 - срединно-океанические хребты, 3 - океаническая абиссаль, 4 - преддуговые и задуговые бассейны, 5 - островные вулканические дуги, 6 - окраинноморские бассейны.

ции максимально полного объема палеоструктур (террейнов) необходим совокупный анализ всех тектонических пластин и покровов, разобренных и растащенных в пределах орогена при коллизии этих террейнов с краем континента.

Данные о палеоширотах, полученные с помощью палеонтологических методов, показывают, что до начала тектонического перемещения позднепалеозойские-среднемезозойские структуры занимали океаническую площадь шириной более 3000 км, тогда как ширина складчато-покровных структур Камчатско-Корякского орогенического пояса составляет ныне около 300 км. Отсюда следуют значительные (многие сотни км) амплитуды горизонтальных перемещений рассмотренных образований. Трансформация палеоструктур в тектонические покровы и пластины была обусловлена процессами коллизии (типа дуга-хребет-континент, дуга-континент) вдоль Азиатской континентальной окраины. Главный импульс коллизии имел место в интервале 125-105 млн лет [43], что определяет среднемеловой возраст Камчатско-Корякского орогенического пояса, сформировавшегося в периокеанических условиях и нарастившего край континента.

#### **КОРРЕЛЯЦИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ**

Одной из фундаментальных проблем конвергентных границ континентальных и океанических плит является выяснение причин и закономерностей процесса формирования окаймляющих континентальные окраины орогенических поясов, приводящего к увеличению площади континентов. В этой связи необходимо решение вопросов временных интервалов амальгамации террейнов с краями континентов, а также способов и причин этой амальгамации. Решение этих вопросов требует также проведения корреляции тектонических и магматических процессов в областях конвергентных границ литосферных плит с целью выяснения соотношения процессов субдукции, коллизии и надсубдукционного магматизма в периокеанических областях во времени и пространстве.

Широко распространено мнение о приращении террейнов к краям континентов в процессе субдукции океанических плит, несущих эти террейны. Во многих публикациях, например [46], признается длительный и непрерывный характер субдуцирования океанических плит по периферии Тихого океана, сопровождающегося перманентным формированием надсубдукционных вулканических поясов. Это обстоятельство было использовано в ряде моделей образования палеозойских-мезозойских периокеанических складчато-покровных орогенических поясов,

например [47], как доказательство непрерывного и последовательного затягивания в зону субдукции вместе с океанической корой все более молодых террейнов. Согласно этим моделям, синхронно с субдукцией и надсубдукционным вулканизмом перед фронтом последнего формируется омолаживающаяся в сторону океана террейновая покровно-надвиговая зона, именуемая обычно «аккреционным клином (призмой)». Считается, что наклон формирующихся покровов такой террейновой зоны должен быть в целом конформен наклону субдукционной зоны, а их вергентность обращена в сторону океана.

Однако подобным моделям формирования террейновых (аккреционных) зон противоречат многие геологические данные. Так, известны многочисленные примеры противоположной вергентности тектонических покровов этих зон в сторону континентов, и подобные случаи обдукции террейнов на континент не имеют убедительного объяснения в рамках этих моделей. Если локально проявленную обдукцию еще можно объяснить столкновением с краем континента фронта конкретной островной дуги в ходе субдукции, направленной в сторону океана, то установленный глобальный характер подобной орогении [18,19,29,33,35,56 и др.] вряд ли может быть понят с этих позиций.

Кроме того, во многих случаях доказана дискретность проявления различного рода геологических событий на активных континентальных окраинах [18,23,25,29,33,38,45,58 и др.], включая и субдукцию. Для понимания соотношения субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов вдоль конвергентных границ плит важно учитывать точку зрения [12,34 и др.] о прекращении процесса субдукции в случае приближения к границе плит сколько-нибудь крупных террейнов, заклинивающих зону субдукции.

Обстановки формирования на окраинах континентов надсубдукционного вулканизма и складчато-покровных террейновых орогенических зон, равно как и характер их соотношения во времени и пространстве ниже рассмотрены на примерах позднепалеозойской эволюции континентального обрамления палео-Тихого океана и Тетиса (рис. 6-8).

В поздней юре-раннем мелу по периферии палео-Тихого океана и в северной части Тетиса осуществлялась субдукция океанических плит. Эти конвергентные границы были выражены сочетанием окраинно-континентальных и периокеанических островных вулканических поясов. Ансамбли энсиматических островных дуг развивались в это время в палео-Тихом океане у берегов западной (см. рис. 6) и восточной (см. рис. 7) Лавразии [4,5,22,27,28,41,42,48 и др.]. Островная дуга близ северо-запада Гондваны [36,51] южнее сменялась окраинно-континентальным



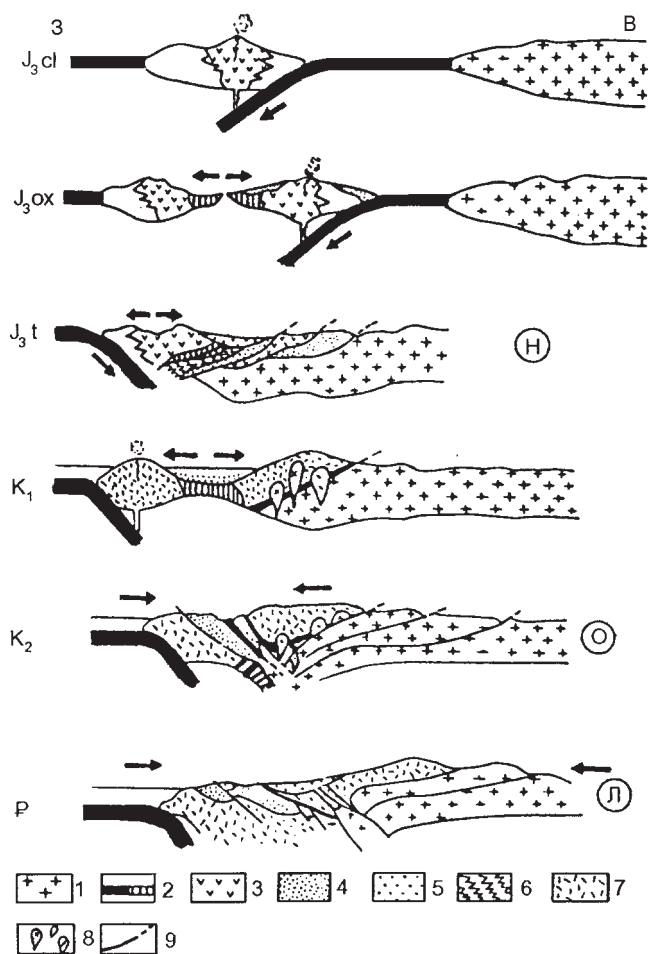


Рис. 6. Схема развития окраинно-континентальных складчато-покровных орогенических и надсубдукционных вулканических поясов на западе Северной Америки (Калифорния), по [34,42].

1 - Континентальная кора, 2 - океаническая кора (в том числе в аллохтонном залегании), 3 - вулканические формации островных дуг, 4-5 - осадочные формации: 4 - морские, 5 - континентальные, 6 - зоны метаморфических пород, 7 - формации и структуры невадийского орогенического пояса нерасчлененные, 8 - гранитоиды, 9 - разломы. Буквы в кружках - эпизоды орогеней: Н - невадийская, О - оregonская, Л - ларамийская.

вулканическим поясом Центральноандийского и Антарктического регионов, далее протягивавшимся в юго-западный сектор палео-Тихого океана, по восточному краю Гондваны. Аналогичным образом островные дуги северо-запада палео-Тихого океана южнее, в Корейско-Китайском регионе сменялись окраинно-континентальными поясами [28,57]. По северной периферии Тетиса конвергенция океанических и континентальных плит в юре-неокоме также была выражена окраинно-континентальными надсубдукционными поясами (см. рис. 8) [6,14-16,33,37].

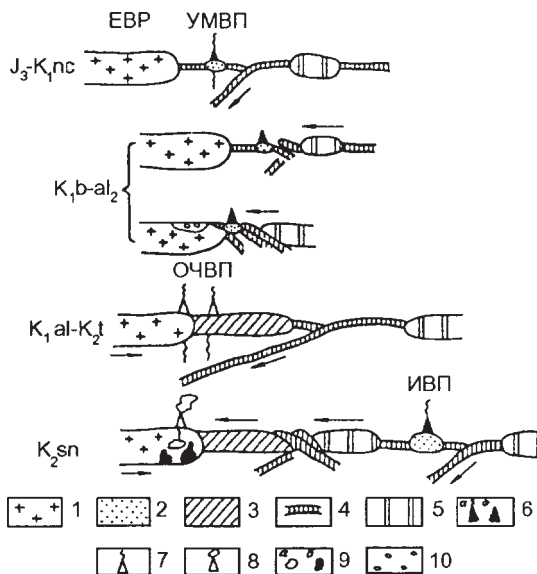


Рис. 7. Схема развития позднемезозойских орогенических и вулканических поясов на северо-западном континентальном обрамлении палео-Тихого океана.

1 - Континентальная кора, 2 - островные дуги, 3 - среднемолевой складчато-покровный орогенический пояс, 4 - океаническая кора (в том числе в аллохтонном залегании). 5 - террейны различной природы (включая микроконтиненты и угасшие островодужные вулканические пояса), 6-8 - надсубдукционные вулканические пояса: 6 - островодужные (а - действующие, б - угасшие и в аллохтонном залегании), 7-8 - окраинно-континентальные дифференцированные (7 - вулканы известково-щелочной серии, 8 - вулканы кислого состава больших объемов), 9 - очаги магматических расплавов (а - известково-щелочных, б - кислых анатектических), 10 - молассовые и олистостромовые образования, возникшие в процессе коллизии. Буквенные обозначения: EBVP - Евразийский континент, вулканические пояса: УМВП - Удско-Мургаляский, ОЧВП - Охотско-Чукотский, ИВП - Ирунейский.

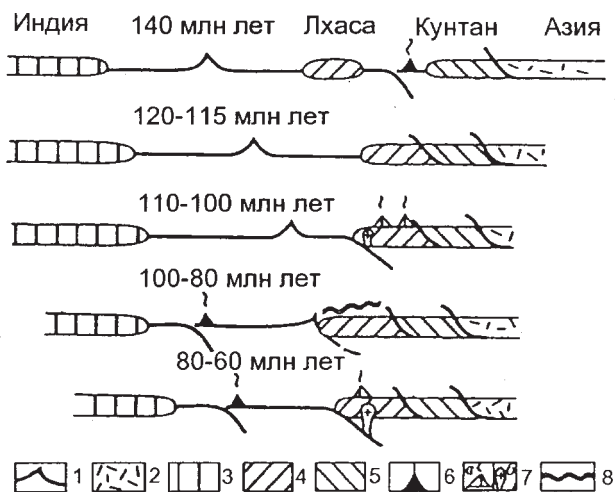


Рис. 8. Эволюция Тибетской окраины Азии в позднем мезозое, по [37,40] с изменениями.

1 - океаническая кора, 2-5 - кора континентов и микроконтинентов (2 - Азия, 3 - Индия, 4 - Лхаса, 5 - Кунтан), 6 - островодужные вулканические пояса, 7 - окраинно-континентальные вулканические пояса (а - вулканы, б - интрузии), 8 - дислоцированные отложения.

В интервале 152-140 млн лет начало раскрытия Центральной Атлантики и Канадского бассейна [3,13,53] обусловило проявление невадийской орогении (см. рис. 6). В процессе последней произошло быстрое продвижение террейнов из океанических областей в сторону Северо-Американского континента и шарьирование их в виде тектонических покровов (состоящих из офиолитовых и островодужных образований) на западный край континента с формированием складчато-покровного орогена. Следует подчеркнуть, что в регионах интенсивного проявления невадийской орогении процесс субдукции был прекращен, равно как и сопутствующий ему вулканизм (см. рис. 6).

В дальнейшем (юре-неокоме) процессы конвергенции литосферных плит продолжались на периферии палео-Тихого океана, сопровождаясь генетически связанным с субдукцией вулканизмом.

Следующая стадия развития активных континентальных окраин, приходящаяся в основном на средний мел (баррем - средний альб), но в некоторых районах продолжавшаяся и в раннем сеномане, характеризовалась глобальной орогенией [29,41,56 и др.]. Этот среднемиловый тектогенез в интервале 120-100 млн лет выразился в столкновении с континентальными окраинами и частичной обдукции на них островодужных, тыловодужных и океанических комплексов, а также микроконтинентов, ныне в виде террейнов слагающих мезозойскую складчато-покровную оторочку континентов (см. рис. 6-8). На западе Северной Америки этот тектогенез выделен в качестве колумбийского и Севиер (соответственно на северо-западной и юго-западной окраинах континента). Аналогичные коллизионно-обдукционные периокеанические процессы проявились в Центральноамериканском регионе, а также на западе Южной Америки (перуанская орогения). Интенсивная аккреция террейнов и их обдукция на континент реконструируются и на западном обрамлении Тихого океана (см. рис. 7). В северо-западной его части в позднем неокоме - среднем альбе произошла амальгамация Чукотско-Аляскинских микроконтинентов и Сибирского континента (позднеколымская орогения), сопровождавшаяся выплавками анатектических гранитоидов [21,22], а также формирование складчато-покровного Камчатско-Корякского пояса (см. рис. 3, 4), имевшего продолжение в Западно-Сихотэ-Алиньском регионе и во внутренней зоне юго-западной Японии (тектогенез позднеяньшанский и Сакава). В этом же временном интервале в Западном Тетисе произошла обдукция северной части Апулейского блока на южную окраину Лавразии, что вызвало начало оформления Австро-Альпийских покровов (австрийская орогения). В Восточном Тетисе на это время приходится завершение приращения к Евразии

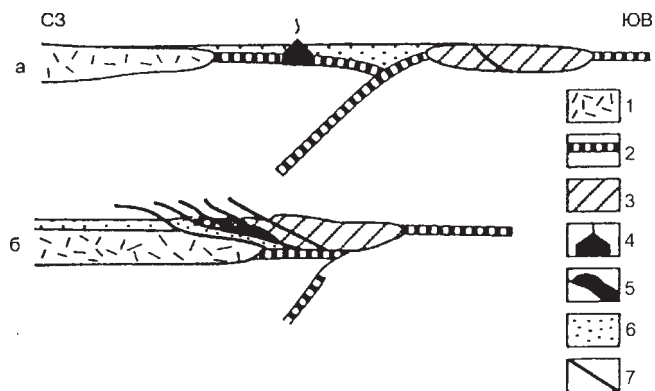
нескольких гондванских микроконтинентов (завершающие фазы позднекимерийского орогенеза), а также последующее (в позднем альбе и начале сеномана) столкновение с этим континентом срединно-океанического хребта, составлявшего дивергентную границу океанических плит Тетис и Индийской (см. рис. 8).

Примечательно, что среднемиловый режим сжатия в зоне перехода континент-океан привел к почти полному отмиранию здесь субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов - как островодужных, так и окраинно-континентальных. Продолжавшийся местами (например, по северной периферии Тетиса) среднемиловый вулканизм этого типа носил, скорее, инерционный характер и был связан с функционированием остаточных коровых источников.

В конце альба - начале сеномана завершились орогенические процессы на активных континентальных окраинах Земли, и, начиная со 100 млн лет, они сменились субдукцией океанических плит по периферии палео-Тихого океана и вдоль северного континентального обрамления Тетиса. Эта смена геодинамической обстановки выразилась в возникновении глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов [29,30].

Позднекампан-раннепалеогеновый этап (85-54 млн лет) выразился в проявлении нового, ларамийского тектогенеза на активных континентальных окраинах Земли. Это совпало с началом затухания над-субдукционных вулканических поясов (таких, как Охотско-Чукотский, Корейско-Японский и др.), что служит показателем прекращения процесса субдукции. На этом этапе новые аккреционно-коллизионные события на активных континентальных окраинах обусловили формирование здесь покровно-надвиговых орогенических сооружений (см. рис. 6), которые осложнили более древние среднемиловые структуры этого типа.

Данные о мезозойской эволюции активных континентальных окраин Земли, продемонстрированные для Тихоокеанского кольца и северной окраины Тетиса на рис. 6-7, показывают дискретный, прерывистый во времени характер конвергенции океанических и континентальных литосферных плит, т.е. отсутствие перманентной (например, в течение всего мезозоя) субдукции океанических плит под континенты. Этапы субдукции, сопровождаемые формированием надсубдукционных вулканических поясов, сменялись во времени этапами аккреционно-коллизионных процессов в зоне перехода континент-океан, которые приводили к тектогенезу на окраинах континентов и к прекращению процесса субдукции (рис. 9). Этапы тектогенеза характеризовались



**Рис. 9.** Модель формирования складчато-покровных террейновых орогенических поясов на окраинах континентов в результате периокеанических аккреционно-коллизионных процессов (на примере эволюции запада Северо-Американского континента, по [4] с изменениями).

1 – Северо-Американский континент, 2 – кора океанических и задуговых бассейнов, 3 – составной террейн Талкитна (тектонически объединенные террейны палеозойских-раннемезозойских островных дуг), 4 – островная дуга, 5 – островодужные комплексы в аллохтонном залегании, 6 – терригенные отложения, 7 – надвиги.

Профили а-б: а – субдукционная обстановка с формированием надсубдукционного вулканизма и аккреционного клина (призмы) в глубоководном желобе в интервале поздняя юра-неоком; б – аккреционно-коллизионная периокеаническая обстановка с формированием складчато-покровного террейнового орогенического пояса в интервале баррем-альб.

формированием на континентальных окраинах складчато-покровных орогенических поясов, состоящих преимущественно из различного рода террейнов: фрагментов океанической коры, океанических островов, древних островных дуг и т.д. Появление этих орогенических поясов было обусловлено режимом интенсивного сжатия вдоль конвергентных границ литосферных плит, который возникал как в связи с убыстрением субдукции океанической плиты, так и при ускоренном встречном движении двух конвергентных плит. Этот режим приводил к срыву с фундамента островных дуг и океанических островов (вместе с офиолитами их основания, комплексами преддуговых и задуговых бассейнов, а также микроконтинентов) и быстрому продвижению этих террейнов к краю континента, с последующей их амальгамацией с ним в результате аккреционно-коллизионных процессов. Наличие стрессового режима при формировании террейновых орогенических поясов доказывается также тектоническим расщеплением, разлинзованием отдельных террейнов при коллизии с краем континента на пакеты тектонических покровов и чешуй, их тектоническим перемешиванием (подобным тому, которое показано на рис. 4 для Камчатско-Корякского среднемиоценового орогенического

пояса), развитием в подошвах покровов зон метаморфизма средних-высоких давлений и явлениями шарьирования (обдукции) пластин террейнов на край континента.

Необходимо подчеркнуть, что аккреционно-коллизионные процессы осуществляются не только на конвергентных, но и вдоль трансформных границ континентальной и океанической плит. Косоориентированная субдукция способствует возникновению сдвигов вдоль границы плит, которая местами может целиком приобретать трансформный характер. Примером могут служить отдельные сегменты периокеанической области Тихоокеанского региона (например, Корейско-Японский регион, Дальний Восток России, запад Северной Америки), где в мезозое развивались широкие системы сдвигов, вследствие чего террейновые орогенические пояса формировались в транспрессивном режиме. Эпизодически повторные перемещения по сдвигам усложняли возникшие орогенические пояса, вызывая неоднократное (и нередко многоамплитудное) скольжение отдельных террейнов или их ансамблей вдоль трансформной границы континент-океан.

Все перечисленные феномены доказывают значительную интенсивность аккреционно-коллизионных процессов в периокеанических областях, на конвергентных границах океанических и континентальных плит, причем эпизоды проявления этих процессов нередко носят глобальный характер. Следовательно, значительные коллизионные события происходят не только при столкновении континентов, но и в зоне перехода континент-океан, на что уже обращалось внимание ранее (например, [54]).

Приведенные материалы выявили пульсационный характер эволюции активных континентальных окраин, заключающийся в чередовании во времени субдукционных и орогенических (аккреционно-коллизионных) процессов, которые проявляются, таким образом, в противофазах. В целях палеореконокструкций весьма важно установление геологических индикаторов двух этих различных категорий геодинамических обстановок: связанный с субдукцией латеральный ряд структур, включая вулканический пояс, отложения преддуговых прогибов и аккреционной призмы (см. рис. 1,2), с одной стороны, и сложно дислоцированные орогенические пояса на окраинах континентов (см. рис. 9), с другой.

Обнаружение в палеоструктурах комплексов террейновых орогенических поясов имеет принципиальное значение, поскольку их формирование отражает перестройку геодинамических режимов на активных континентальных окраинах, выявляет этапы (и объясняет причины) затухания связанных с суб-

дукцией вулканических поясов, как и причины прекращения самой субдукции. Поэтому, если в пределах древней континентальной окраины обнаружено несколько разновозрастных террейновых поясов, омолаживающихся в сторону палео-океана, то это означает наличие в истории этой окраины соответствующего количества эпизодов прекращения субдукции океанической коры под континент, сменяющихся эпизодами аккреционно-коллизийных процессов в зоне перехода континент-океан. Именно эти процессы обуславливают “перескок” в сторону океана новой зоны субдукции.

Следует признать мало удачным использование применительно к орогеническим террейновым складчато-покровным поясам термина «аккреционный клин (призма)», весьма широко употребляемого ныне в геологической литературе. В результате одним и тем же термином обозначаются образования, связанные с двумя принципиально различными категориями явлений: субдукцией и коллизией. Поскольку изначально [24 и др.] термин «аккреционная призма (клин)» был применен для обозначения образований, формирующихся в глубоководном желобе в связи с субдукцией (см. рис. 1,2) и представленных преимущественно турбидитами, то он, естественно, не может быть использован в отношении имеющих совершенно иной состав и генезис орогенических поясов континентальных окраин (см. рис. 3, 4, 9).

При разграничении двух этих, генетически различных образований следует иметь в виду, что иногда создается ложное впечатление о широком развитии турбидитов в террейновых поясах. Такое мнение может возникнуть в случаях, когда представленный турбидитами промежуточный неоавтохтон и подстилающие аллохтонные комплексы орогенических поясов в дальнейшем испытывают совместные деформации. Примером могут служить единые позднейшие чешуйчато-надвиговые структуры, в которые были совместно вовлечены образования среднемелового Камчатско - Корякского орогенического пояса и перекрывающие альб-сенонские турбидиты преддуговых прогибов Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 3,4). Представляется, что таким же примером является хабаровский и амурский комплексы Приамурья [20].

#### **ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН**

Пульсационный характер геологических событий на конвергентных границах океанических и континентальных литосферных плит отражает определенные эпизоды в развитии океанов и, прежде всего, срединно-океанических хребтов. В общем случае

эволюция активных континентальных окраин зависит от темпа спрединга океанической коры [39,49,50,56], что может быть продемонстрировано на примере связей мезозойских событий на краях континентов и в синхронно формирующихся океанах.

Развитие континентальных окраин в юре и раннем мелу протекало на фоне распада Пангеи и, прежде всего, раскола Гондваны, в пределах которой началось разобщение Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Интенсивный континентальный рифтогенез быстро сменился образованием протяженных систем срединно-океанических хребтов и ускоренным спредингом океанической коры [13,53,32,33 и др.]. Это создало предпосылки для субдукции океанических плит по периферии палео-Тихого океана и по северной границе Тетиса, где формировались надсубдукционные вулканические пояса.

Тектоническая активность в океанах изменилась в интервале 120-100 млн лет, который характеризовался резким ростом продуцирования океанической коры, что нашло отражение на активных континентальных окраинах Земли. Интервал 120-110 млн лет характеризовался раскрытием Южной Атлантики, срединно-океанический хребет которого в интервале 110-85 млн лет соединился с системой аналогичных хребтов Центральной Атлантики. В Северной Атлантике происходило постепенное продвижение зоны спрединга на север [52]. С конца неокома начинается спрединг в Канадском бассейне Арктики [44,52], причем максимум его раскрытия приходится на 110 млн лет. В целом в Атлантическом океане установлено скачкообразное наращивание площади коры на рубеже 118 млн лет (от 0,24 до 0,54 км<sup>2</sup>/год) с последующим постепенным ростом этой величины до раннего эоцена, когда она достигла значения 0,78 км<sup>2</sup>/год [12]. Аномально ускоренный спрединг в интервале 118-80 млн лет осуществлялся и в Тихом океане: в барреме продуцирование океанической коры там не превышало 15 км<sup>2</sup>/год, а в апте оно возросло до 20 км<sup>2</sup>/год [49].

Аномальный пик продуцирования океанической коры в интервале 120-100 млн лет вызвал обстановку интенсивнейшего сжатия в периокеанических областях и привел к прекращению функционирования в переходной зоне континент-океан субдукционных зон и генетически связанных с ними окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов, а также к закрытию большинства окраинно-морских и тыловодужных бассейнов. Обстановка усиленного стресса на конвергентных, а также и на трансформных границах континентальных и океанических плит обусловила аккреционно-коллизийные

процессы у континентальных ограничений и наращивание последних разнородными по природе террейнами, составившими в совокупности орогенические пояса покровно-надвигового строения. В ходе шарьирования (с частичной обдукцией офиолитовых и островодужных комплексов на континенты) в подошвах тектонических покровов формировались зоны метаморфизма средних - высоких давлений и низких температур.

Интервал 100-80 млн.лет характеризовался некоторым замедлением этого ускоренного в целом прироста океанической коры [49], что совпало с прекращением среднемелового тектоногенеза и возникновением новых конвергентных границ. Началась ускоренная субдукция океанических плит под нарастившиеся края континентов. При этом среднемеловой этап затухания субдукционного магматизма сменился в позднем альбе появлением глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов с небывало высокой для мезозоя и кайнозоя вулканической активностью. Последняя служит индикатором высокой скорости альб-позднемеловой субдукции, поскольку между двумя этими процессами установлена положительная коррелятивная связь [18]. На альб-сенонский этап приходится также подъем эвстатического уровня мирового океана [1,45], сопровождавшийся трансгрессией на краях континентов, что обычно связывают с пиком продуцирования океанической коры и вулканитов внутриплитного типа и с подъемом ложа Тихого океана.

Позднекампанскому-раннепалеогеновому (80-54 млн лет) интервалу соответствовало резкое уменьшение темпа спрединга в Тихом океане, но возрастание скорости спрединга в Атлантике. Поскольку общий объем коры Мирового океана в этом интервале сократился по сравнению со среднемеловым, соответственно менее интенсивной была и ларамийская орогения, которая в отличие от среднемелового тектоногенеза не носила столь глобального характера [10,33]. Однако высокие темпы прироста коры в Атлантическом океане все же способствовали аккреционно-коллизийным процессам вдоль активных континентальных окраин, приведшим к замедлению или полному прекращению субдукции и надсубдукционного магматизма.

Пульсационный характер развития континентальных окраин и океанов коррелируется с аналогичной тенденцией в проявлении во времени внутриплитного магматизма и изменении магнитного поля Земли [50 и др.], что многими учеными объясняется импульсивным характером эндогенной плюмовой активности Земли. Именно глубин-

ный мантийный апвеллинг, определяющий интенсивность конвективных течений в мантии и эпизоды реорганизации ячей, влияет, в конечном счете, на события на литосферном уровне. Таким образом, определенная тенденция в эволюции континентальных окраин является, несомненно, отражением эндогенных процессов Земли.

## ВЫВОДЫ

1. Строение активных континентальных окраин характеризуется развитием вулканических и террейновых складчато-покровных орогенических поясов, которые в совокупности обеспечивают рост краев континентов как по площади, так и в отношении мощности коры.

2. Развивающиеся во фронтальной части вулканических поясов аккреционные призмы (клинья) по особенностям строения и генезису принципиально отличны от террейновых складчато-покровных поясов. В отличие от последних аккреционные призмы сложены, в основном, турбидитами (с горизонтами олистостромов), т.е. отложениями, характерными для внутреннего склона глубоководного желоба, и, в меньшей степени, глубоководными илами погружающейся океанической плиты. Аккреционные призмы обладают чешуйчато-надвиговым строением, но с незначительными амплитудами горизонтальных перемещений пород. Блоки аллохтонных пород (террейны) имеют в них весьма небольшой объем.

Главные признаки террейновых орогенических поясов - большие (несколько сотен км и более) амплитуды горизонтальных перемещений пород; тектоническое совмещение аллохтонных образований (террейнов), резко различных по генезису, возрасту и обстановкам (включая климатические) осадконакопления; наличие покровов офиолитов, включая гипербазиты; тектоническое расщепление (разлинование) террейнов; развитие в подошвах тектонических покровов зон метаморфизма от низких до высоких давлений и появление анатектических гранитоидов; обдукция покровов на края континентов и сложная складчато-покровная и покровно-надвиговая структура орогенического пояса в целом.

3. Эволюция активных континентальных окраин обнаруживает пульсационный характер, определяющийся чередованием во времени на этих окраинах вулканических и орогенических процессов. Это обусловлено чередованием во времени субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов на конвергентных границах океанических и континентальных плит. Следовательно, вулканические пояса и террейновые складчато-покровные зоны окраин континентов по времени формирования находятся в противофазах. Террейновые орогенические пояса на-

чинают оформляться при прекращении субдукции (и соответствующего вулканизма), т.е. при смене конвергенции плит аккреционно-коллизийными процессами вдоль континентальных окраин. В связи с этим каждый орогенический пояс на окраине континента служит индикатором перестройки геодинамических режимов на конвергентных границах плит. Последующая за этим этапом конвергенция континентальной и океанической литосферных плит сопровождается “перескоком” зоны субдукции в сторону океана.

4. Значительная интенсивность аккреционно-коллизийных процессов, эпизодически проявляющихся в периокеанических областях, на конвергентных границах океанических и континентальных литосферных плит, должна учитываться наряду с коллизийными событиями при столкновении континентов.

5. Особенности формирования активных континентальных окраин обусловлены тектоническими событиями в океанах, а последние предопределяются глубинными явлениями. Спрединг умеренной скорости приводит к субдукции океанической коры под континент с формированием на краю последнего вулканического пояса. В общем случае скорость субдукции и интенсивность надсубдукционного вулканизма находятся в прямой коррелятивной зависимости от темпа продуцирования океанической коры. Однако импульсы ускорения темпа спрединга создают обстановку сжатия вдоль континентальных окраин, которая выражается в расталкивающем, распирающем эффекте на конвергентной границе континентальной и быстро растущей океанической плит, что прекращает субдукцию (и развитие надсубдукционного вулканизма) и приводит к аккреционно-коллизийным процессам в периокеанических областях, благодаря быстрому поступлению террейнов различной природы из внутренних областей океана к краям континентов. В результате происходит закрытие окраинноморских бассейнов, выталкивание (обдукция) на края континентов масс аллохтонных пород (включая различные слои океанической и окраинноморской коры) и общее формирование террейновых складчато-покровно-надвиговых поясов. Взаимодействие континентальных и океанических плит может осуществляться и по трансформной границе. В этом случае террейновые орогенические пояса развиваются в транспрессивном режиме.

6. Пульсационный характер развития континентальных окраин и океанов коррелируется с импульсивным проявлением эндогенной плюмовой активности Земли. Эволюция окраин континентов, в конечном счете, отражает эндогенные процессы и, прежде всего, процессы мантийного апвеллинга.

Данное исследование выполнено в рамках и с финансовой поддержкой проектов РФФИ 96-05-64209, 99-05065578 и ГНТП «Мировой океан».

Авторы благодарны доктору геолого-минералогических наук А.И.Ханчуку за обстоятельное обсуждение статьи и привлечение внимания к роли трансформных разломов при формировании террейновых поясов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
3. Богданов Н.А. Проблемы тектоники Арктики // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. М., 1998. С. 57.
4. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона // Геотектоника. 1987. № 5 С.97-105.
5. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Изд. Ин-та литосферы РАН, 1992. 53 с.
6. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М.: РАН. 1994. 77 с.
7. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья/ Под ред.: Пушаровского Ю.М. и Тильмана С.М. М., Наука, 1982. С. 189-217.
8. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Обстановки формирования среднемезозойских образований Анадырско-Корякского региона // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. №1. С. 29-49.
9. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография среднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т.3, №3. С. 15-44.
10. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк - маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т.6, №1. С. 47-70.
11. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
13. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3-16.
14. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Риду Л.-Э. и др. Вулканические пояса - индикаторы мезозойской-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. М., Наука, 1987. С.58-73.
15. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3-5.

16. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С.12-22.
17. Ле Пишон К., Франшино Ж., Бонин Э. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.
18. Ломизе М.Г. О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т.290, № 4. С.929-931.
19. Ломизе М.Г. О сопряженных проявлениях субдукции и обдукции // Докл. АН. 1996. Т.346, №5. С. 650-682.
20. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. №5. С. 84-97.
21. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.
22. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С.68-78.
23. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
24. Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч. М., 1978. Т.1. С. 276-290.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
26. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. №6. С. 32-42.
27. Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканических поясов // Геотектоника. 1989. №5. С. 52-60.
28. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. №5. С. 112-124.
29. Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74-89.
30. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте других глобальных событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т.6, №2. С. 1-15.
31. Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч.М. М., 1978. Т.1. С. 233-238.
32. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
33. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
34. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
35. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.3, №6. С. 40-63.
36. Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications // Tectonophysics. 1992. V.205, № 1-4. P. 223-237.
37. Allegre C.J., Courtillot V., Tapponnier P. et al. Structure and evolution the Himalaya-Tibet belt // Nature. 1984. V.307, №1. P. 17-22.
38. Aubouin J., Blanchet R. Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD, program in active margins // Oceanologia acta. 1981. № SP. P. 283-294.
39. Bott M.H.P. Modelling the plume-driving mechanism // Geological Society of London Journal. 1993. V. 150, № 12. P. 941-951.
40. Coulon C., Maluski H., Bollinger C., Wang S. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: Ar-Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance // Earth and Planetary Science Letters. V.79. 1986. P.281-302.
41. Csejtev B.Ir., Cox D.P., Evarts R.C., Stricker G.D., Foster H.L. The Cenozoic Denali fault and the Cretaceous accretionary development of southwestern Alaska // Journal of Geophysical Research. 1982. V 87, № B5. P. 3741-3754.
42. Debemas J., Mascle G. Les grandes structures geologiques. 1991. 299 p.
43. Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific (Russia) // Tectonophysics. 1997. V. 269, № 1-2. P. 1310150.
44. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lower L.A. Canada Basin // The geology of Alaska. Plafker G. and Berg H.C. eds. Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1994. P. 379-402.
45. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P.1156-1166.
46. Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V.38, № 1 - 4. P. 145 - 165.
47. Ishiwatari A. Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanate of Oman, 1991. P. 723 - 743.
48. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.I. Collision tectonics in the Cordillera of western N America: examples from Alaska // Collision tectonics. Coward M.P., Ries A.C (eds). Geological Society Special Publication. 1986. V. 19. P. 367-387.
49. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19. P. 547-550.
50. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 437-447.
51. McCourt W.I., Aspden J.A., Brook M. New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion // Journal of Geological Society of London. 1984. V. 141. P. 831-845.
52. Rowley D.B., Lottes A.I. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V.155. N 1-4. P. 73-120.

53. Scotese Ch.R., Ganagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics*. 1988. V.155. №1-4. P.27-48.
54. Sengür A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years // *Tectonophysics*. 1991. V. 187, № 1 - 4. P. 315 - 344.
55. Suarez M.A. Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // *Geol. Magazine*. 1979. V. 116, № 3. P. 181-190.
56. Vaughan A.P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // *Geology*. 1995. V. 23, № 6. P. 491-494.
57. Wang H. Atlas of Paleogeography of China // Cartographic Publishing House, Beijing, China, 1985.
58. Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // *Marine Geology*. 1991. V. 102. P. 311-361.
59. Uyeda S. Subduction zones: An introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. V.81, № 1-2. P. 133-159.

Поступила в редакцию 26 апреля 1999 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

*N.A. Bogdanov, N.I. Filatova*

### **Structure and formation geodynamics of active continental margins**

Structure of active continental margins is characterized by the development of the volcanic and terrane plicated nappe orogenic belts which provide the margin extension both in area and crust thickness. Accretion wedges developing in the frontal part of the volcanic belt differ from terrane plicated belts in structure and genesis. In contrast to the latter, accretionary wedges are composed of mainly turbidites with olistostrome horizons which are typical of an internal slope of the deep-seated trough and in a lesser degree of abyssal ooze of the subsiding oceanic plate.

During the evolution of the active continental margins the alternation of subduction and accretionary-collisional processes takes place in time at the convergent transitions of the oceanic and continental plates. Terrane orogenic belts begin to form when subduction (and volcanism) terminated. Thus every orogenic belt serves as an indicator of reorganization of geodynamic regimes at the convergent plate transitions of the continental margins.



## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

*Л.М. Парфенов\* Л.И. Попеко\*\*, О. Томуртоого\*\*\**

*\*Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск*

*\*\*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

*\*\*\*Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, г. Улан-Батор*

Монголо-Охотский орогенный пояс занимает осевое положение среди палеозойских орогенных поясов Центральной Азии и, в то же время, тесно связан с мезозойскими орогенными поясами запада тихоокеанского обрамления. Выяснение его природы имеет ключевое значение в определении взаимодействия плит смежных районов Палео-Тихого и Палео-Азиатского океанов и расшифровке истории формирования разновозрастных орогенных поясов Азии. Предложенные ранее модели формирования Монголо-Охотского пояса не объясняют характерные его особенности, такие как 1) линейная лентовидная форма; 2) прерывистость; 3) "слепое" окончание в Центральной Монголии; 4) отсутствие сопряженных, полно развитых пассивных континентальных окраин и возникающих на их месте складчато-надвиговых поясов; 5) отсутствие краевых прогибов и типичных коллизионных гранитов; 6) широкое распространение крупных (в сотни километров) продольных левосторонних сдвиговых перемещений, определяющих стиль деформаций; 7) распределение фаун разной палеобиогеографической принадлежности. Характерные особенности Монголо-Охотского пояса возможно обусловлены косым сближением Амурского супертеррейна (микроконтинента) с Сибирским континентом. Супертеррейн в раннем и среднем палеозое примыкал к Алтае-Саянской области, и этим объясняется сходство их кембрийских, силурийских, девонских и раннекаменноугольных фаун. В позднем палеозое и раннем мезозое Амурский супертеррейн (микроконтинент) продвигался вдоль южной окраины Сибирского континента в направлении с юго-запада на северо-восток (в современных координатах), последовательно причленяясь к континенту.

### ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский орогенный пояс протягивается в виде узкой (до 300 км) прерывистой полосы на 3000 км от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии. В составе пояса устанавливаются океанические образования, представленные фрагментами офиолитов, базальтами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, которые фаунистически датируются девоном и ранним карбоном, а в восточном его секторе также поздним палеозоем, триасом и ранней юрой. Предполагается наличие подобных образований раннепалеозойского и рифейского возраста. Пояс в верховьях р. Амур прерывается на 200 км, где обрамляющие его более древние континентальные блоки сходятся друг с другом (так называемый Аникинский порог), и "слепо" выклинивается на западном своем окончании в Центральной Монголии. Характерно отсутствие сопряженных с поясом полно развитых складчато-надвиговых поясов, возникающих на месте пассивных континентальных окраин, краевых прогибов и коллизионных гранитов. Монголо-Охотский пояс, существуя, представляет собой шовную зону (сутуру),

которая определяется как место столкновения крупных континентальных блоков [80], и поэтому некоторые авторы описывают его под этим названием [51, 95]. Шовная зона является характерным элементом строения орогенного пояса, наряду с другими элементами, такими как краевой прогиб, складчато-надвиговой пояс, сланцевый пояс, террейны различного типа и др. [94]. В данном случае весь орогенный пояс представлен практически лишь одной прерывистой шовной зоной, расположенной между древними континентальными блоками, в составе которой устанавливаются преимущественно террейны аккреционного клина различного типа и возраста.

Монголо-Охотский пояс, с одной стороны, занимает осевое положение среди палеозойских орогенных поясов Центральной Азии, а с другой стороны - тесно связан с мезозойскими орогенными поясами запада тихоокеанского обрамления. Выяснение природы Монголо-Охотского пояса имеет поэтому ключевое значение в определении взаимодействия плит смежных районов Палео-Тихого и Палео-Азиатского океанов и расшифровке истории формирования разновозрастных орогенных поясов Азии.

Начиная с середины 70-х годов, как в нашей стране, так и за рубежом было предложено несколько моделей формирования Монголо-Охотского пояса на месте океанического бассейна [28, 29, 31, 57, 59, 83, 84, 87, 89, 95]. Появилось понятие Монголо-Охотский океан. Вместе с тем, вплоть по настоящее время многие кардинальные вопросы, касающиеся природы этого океана, остаются не решенными, такие как время и механизм открытия Монголо-Охотского океана, его размеры, время и механизм закрытия.

В данной статье мы попытались оценить предложенные разными авторами модели формирования Монголо-Охотского орогенного пояса. С этой целью был выполнен террейновый анализ Монголо-Охотского пояса, проанализированы структуры обрамления пояса, сопряженные с его формированием, а также палеобиогеографические данные как в пределах пояса, так и в его обрамлении.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский пояс в восточной своей части протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. Западнее, на территории Забайкалья и Монголии северным ограничением пояса является коллаж террейнов, аккрецированных к Северо-Азиатскому кратону в конце позднего докемб-

рия и раннем палеозое (рис. 1). Южным ограничением пояса является ряд древних массивов или террейнов (Керулено-Аргунский, Мамынский и Буреинский), в составе которых устанавливаются архейские кристаллические образования, разнотипные рифейские метаморфические толщи, а также мощные деформированные терригенные и карбонатные отложения кембрия. Характерны раннепалеозойские гранитные батолиты. Местами известны маломощные мелководные морские отложения девона, карбона, перми и триаса. Все эти террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса, по-существу, являются фрагментами раннепалеозойского орогенного пояса. Многие авторы обращают внимание на сходство в строении Керулено-Аргунского террейна с Тувино-Монгольским массивом или микроконтинентом, который располагается к западу и северо-западу от западного окончания Монголо-Охотского пояса [29]. Между Мамыньским и Буреинским террейнами выделяется Нора-Сухотинский террейн с океаническими образованиями силура, девона и нижнего карбона, который "слепо" заканчивается на небольшом удалении от южной окраины восточного сектора Монголо-Охотского пояса, а к юго-западу продолжается на смежную территорию Китая и, по-видимому, соединяется с Южно-Монгольской тектонической зоной [29, 89].



Рис. 1. Тектоническое положение Монголо-Охотского орогенного пояса.

Террейны Амурского супертеррейна: АКА - Керулено-Аргунский, АМА - Мамынский, АБУ - Буреинский, АНС - Нора-Сухотинский.

Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] все террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса объединяют в Амурский микроконтинент, который был сформирован как единое целое в конце палеозоя после замыкания Южно-Монгольской тектонической зоны [50, 66]. Южная граница Амурского микроконтинента или, если пользоваться терминами террейнового анализа, супертеррейна, определяется Солонкерской зоной Южной Монголии с раннепермскими океаническими образованиями, которая замкнулась в начале триаса [67]. На востоке супертеррейна граничит с мезозойскими структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Западная его граница остается неясной, поскольку здесь супертеррейна сопрягается с разновозрастными с ним каледонскими и герцинскими структурами Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Казахстана. Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] предполагают наличие здесь поперечных разломов. Завершение амальгамации Амурского супертеррейна в позднем палеозое не означает, что в последующее время в его пределах не могли происходить крупные перемещения по разломам, в том числе по крупным сдвигам. Б.А. Натальин [52, 89], например, полагает, что Буреинский террейн занял свое современное положение лишь в конце юрского периода и перемещен с юга по крупным левосторонним сдвигам.

В восточной части Амурского супертеррейна, в Приамурье и на смежной территории Китая, исключительно широко распространены гранитоиды, занимающие 70-90% его площади. Среди гранитоидов, наряду с раннепалеозойскими батолитами, устанавливаются гранитоиды позднепалеозойского и мезозойского возраста, геодинамическая природа и возрастное расчленение которых, к сожалению, остаются неясными.

#### ТЕРРЕЙНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Террейновый анализ является методом регионального тектонического анализа орогенных поясов. Он основан на моделях концепции тектоники литосферных плит и заключается в выделении террейнов, определении их геодинамической природы, времени аккреции к смежным континентам или амальгамации в более крупные тектонические единицы - супертеррейны и составные террейны [60]. Террейн определяется как ограниченный разломами блок земной коры регионального размера, отличающийся от смежных с ним блоков (террейнов) историей своего геологического развития [79, 81]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических единиц, таких как кратоны, пассивные и активные континентальные окраины, островные дуги и др. Террейновый анализ был разработан при анализе структур и

истории формирования орогенных поясов Аляски, Кордильер Северной Америки, а в последние годы успешно применен при анализе структур всего севера тихоокеанского обрамления, включая российский Дальний Восток [85]. Опубликовано несколько схем выделения террейнов в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления, которые заметно отличаются друг от друга [18, 31, 57, 83, 85]. Мы критически проанализировали предложенные ранее схемы и с учетом накопленного опыта наметили уточненный вариант террейнового районирования Монголо-Охотского орогенного пояса, который несомненно будет дорабатываться в дальнейшем (рис.2).

В пределах Монголо-Охотского пояса выделяются вытянутые на сотни километров вдоль его простирания лентовидные террейны, которые по составу слагающих их пород и строению классифицируются как террейны аккреционного клина [85]. В соответствии с предложенной ранее классификацией [85], среди них различаются террейны 2-х типов: террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами, и террейны аккреционного клина типа Б, в составе которых преобладают преимущественно океанические образования. К первому типу относятся Хангай-Даурский, Унья-Бомский и Ульбанский террейны, ко второму типу - Агинский и Галамский террейны. Большинство террейнов разобрано на фрагменты, которые отстоят друг от друга на сотни километров или, наоборот, неоднократно совмещены друг с другом в плане в результате крупных (сотни километров) горизонтальных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса.

*Хангай-Даурский террейн* выделяется в западной части Монголо-Охотского пояса и состоит из двух фрагментов: Хангайского на западе и Хэнтэй-Даурского на востоке, разделенных узкой полосой пород Агинского террейна (см. рис. 2). Структурные соотношения фрагментов с западным окончанием Агинского террейна могут интерпретироваться как сдвиговый дуплекс с левосторонними смещениями на 100-150 км.

Террейн сложен глубоководными, сложно деформированными флишевыми отложениями силурийского, девонского и каменноугольного возраста с подчиненными горизонтами кремнистых пород, яшм, андезитов и андезибазальтов, а в верхах разреза - конгломератов [31]. В Хэнтэй-Даурском фрагменте разрез наращивается мелководными морскими песчаниками, алевролитами и конгломератами нижней перми - нижнего триаса [29]. На территории Монголии верхнесилурийско-нижнедевонские отложения подстилаются офиолитами, в составе которых установлены подушечные базальты типа СОХ и комплекс параллельных даек [93]. К сожалению, офиоли-

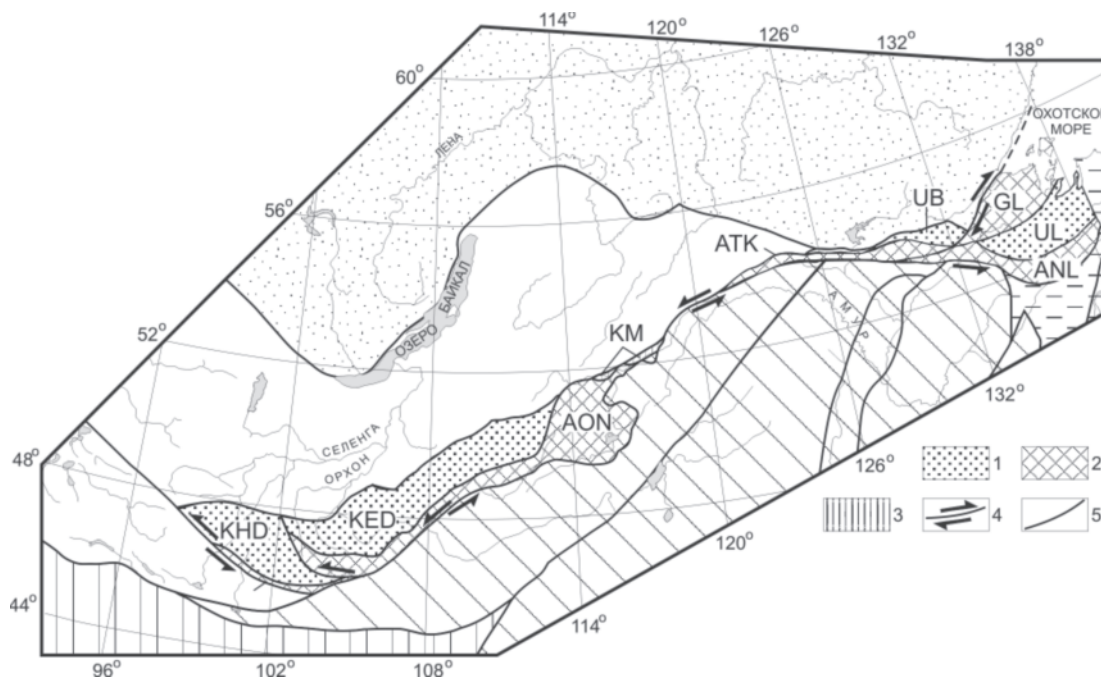


Рис. 2. Террейны Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 - террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами при подчиненной роли океанических образований (Хангай-Даурский террейн: КНД - Хангайский фрагмент, КЕД - Хэнтэй-Даурский фрагмент; Унья-Бомский террейн, UL - Ульбанский террейн); 2 - террейны аккреционного клина типа В, сложенные преимущественно океаническими образованиями при подчиненной роли турбидитов (Агинский террейн: АОН - Ононский фрагмент, АТК - Тукурингрский фрагмент; АНЛ - Ниланский фрагмент, GL - Галамский террейн); 3 - террейны активной континентальной окраины (KM - Каменский террейн ); 4 - сдвиги; 5 - разломы.

ты и кремнистые породы не датированы, и поэтому не известен возраст океанической коры, на которой в силуре, девоне и карбоне формировался аккреционный клин.

**Унья-Бомский террейн**, соответствующий Ланскому и Унья-Бомскому флишевым террейнам Б.А.Натальина [83], располагается на северной окраине Монголо-Охотского пояса и характеризуется последовательной сменой при удалении от кратона древних отложений более молодыми, что характерно для аккреционного клина. В его пределах девонско-каменноугольные образования к югу сменяются пермскими, затем триасовыми и ниже-среднеюрскими. Наряду с преобладающими флишевыми отложениями присутствуют базальты, глубоководные кремнистые и кремнисто-глинистые породы, а также мелководные породы, представленные конгломератами и песчаниками с растительным детритом, которые, по-видимому, тектонически совмещены в едином разрезе. Характерны олистолиты с глыбами до нескольких десятков метров песчаников, алевролитов и известняков с кембрийскими и силурийскими окаменелостями [35, 73]

Унья-Бомский террейн субширотного простирания на востоке имеет торцовое сочленение с Галамским террейном северо-восточного простирания. Структуры террейна упираются в Галамский тер-

рейн, а в прошлом несомненно продолжались к востоку. Такие соотношения объясняются правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль их границы, произошедшими, по всей вероятности, в конце мезозоя [35]. Следует полагать, что Галамский террейн первоначально находился в 100-150 км северо-восточнее современного своего положения.

Вывод об определяющем значении крупных (в сотни километров) продольных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса подкрепляется изучением деформационной структуры пород Унья-Бомского террейна, которая определяется широким развитием линейности удлинения в виде минералов, минеральных агрегатов и галек конгломератов, вытянутых вдоль простирания пояса [51, 53].

**Ульбанский террейн** выделяется в восточной части Монголо-Охотского пояса. Он сложен преимущественно верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими турбидитами, тектонически смешанными с небольшими объемами среднеюрских кремней и метабазальтов, и, в целом, характеризуется последовательной сменой с юга на север более древних отложений более молодыми. Проведенный Б.А. Натальным [83] кинематический анализ свидетельствует о южном направлении перемещений.

**Агинский террейн**, прослеживающийся на протяжении большей части Монголо-Охотского пояса,

состоит из трех фрагментов: Ононского и Тукурингского, расположенных на простирании друг друга, но разобращенных на 200 км в верховьях р. Амур в месте пережима всего орогенного пояса, а также продолжающего их на востоке Ниланского фрагмента. Примечателен коленообразный в плане изгиб Ононского фрагмента в районе Восточного Забайкалья, известный как Восточно-Забайкальская сигмоида. Форма сигмоиды свидетельствует о левостороннем сдвиговом смещении вдоль Монголо-Охотского пояса примерно на 100 км.

Террейн сложен преимущественно зелеными метаморфическими сланцами, в составе которых преобладают базальты типа СОХ, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, отмечаются песчаники и известняки. Характерны фрагменты офиолитов, представленные ультраосновными породами, габбро и тоналитами [9, 17]. Известны находки глаукофановых сланцев [21]. Возраст пород недостаточно ясен. В Тукурингском фрагменте в их составе установлены ранне-среднедевонские кораллы, и на этом основании весь комплекс метаморфических пород датируется силуром-девонем [35]. В Ононском фрагменте также выделяются фаунистически охарактеризованные вулканогенно-кремнистосланцевые образования нижнего-среднего девона. Вместе с тем, большая часть метаморфических сланцев (ононская и кулиндинская свиты) датируется здесь поздним докембрием на основании находок онколитов и катаграфий в карбонатных породах [1]. Ряд геологов отмечает отличия в структурном плане ононской свиты и фаунистически охарактеризованных девонских образований [1]. Однако крупномасштабная геологическая съемка в центральной части Ононского фрагмента подтвердила структурное единство этих свит с фаунистически охарактеризованным девонем [9]. Отсутствие фаунистических остатков раннего палеозоя заставляет нас усомниться в рифейском возрасте метаморфических образований.

В пределах Ононского фрагмента на территории Восточного Забайкалья известны также фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона, нижнего и среднего карбона, представленные преимущественно мелководными морскими обломочными отложениями - песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, реже - риолитами, дацитами и туфами (4000-4500 м), которые залегают несогласно на ононской свите и ниже-среднедевонских образованиях [8, 42]. Морские мелководные обломочные отложения нижней перми залегают несогласно как на каменноугольных отложениях, так и на ононской свите. Разрез венчается морскими отложениями верхнего триаса (2000 м), несогласно покрываемыми ниже-среднекаменноугольными толщами. Вместе с тем, здесь же установлены непрерывные

разрезы верхней перми - триаса, представленные песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и базальтами (до 4000 м), которые слагают самостоятельный, ограниченный разломами блок почти изометричных очертаний (120 x 150 км), примыкающий с запада к Восточно-Забайкальской сигмоиде. Этот блок, получивший название Акша-Илинского, возможно представляет собой самостоятельный террейн, как это предполагалось ранее [61], но нельзя исключать, что он входит в состав Агинского аккреционного клина, а отмеченные выше мощные мелководные толщи верхнего девона, карбона и нижней перми являются накоплениями преддугового прогиба. В пользу заключения о формировании аккреционного клина в позднем палеозое и раннем мезозое свидетельствует находка на юге Восточного Забайкалья в поле распространения пород нижнего-среднего девона карбонатных пород с раннепермскими тетическими фузулинидами.

В северной части Тукурингского фрагмента также известны карбонатные тела с раннеюрскими фузулинидами и кораллами [35].

Ниланский фрагмент включает традиционно выделявшийся Ниланский антиклинорий, сложенный среднепалеозойскими (?), девонскими, каменноугольными и пермскими толщами, среди которых, наряду с преобладающими глинистыми, кремнисто-глинистыми образованиями и зеленокаменно измененными базальтами, присутствуют горизонты турбидитов. В западной части фрагмента средне-позднепалеозойские толщи подвержены интенсивному рассланцеванию и метаморфизму с образованием куполов.

**Галамский террейн**, расположенный на северо-восточном окончании Монголо-Охотского пояса, обладает характерными особенностями строения аккреционного клина. Он образован тремя ассоциациями пород силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, которые тектонически совмещены и неоднократно повторяются в разрезе: 1) яшмы, ленточные кремни, кремнисто-глинистые сланцы, базальты; 2) терригенные слоистые толщи с признаками турбидитовой седиментации; 3) олистостромы, содержащие включения нижекембрийских известняков, кремнистых известняков, кремнистых пород и диабазов [54]. Пермские отложения, представленные конгломератами и песчаниками с флорой, слагают небольшие, ограниченные разломами клинья [64].

Наряду с террейнами аккреционного клина 2-х типов в Монголо-Охотском поясе намечается **Каменский террейн** активной континентальной окраины, образованный континентальными вулканогенно-осадочными толщами каменной свиты и гнейсовидными габбро и тоналитами, которые прерывистой цепочкой протягиваются на 150 км вдоль северной окраины центрального сектора Монголо-Охотского

пояса. Габбро, тоналиты и вулканиты по своим геохимическим характеристикам соответствуют надсубдукционным образованиям [22]. Природа слагающих террейнов образований рядом авторов определяется как островодужная [17, 22]. С таким определением не согласуется наличие в основании видимого разреза террейна мощной (около 1000 м) толщи конгломератов, сформированных в континентальной обстановке [9]. Конгломераты перекрываются дифференцированной серией андезитов, дацитов и риолитов. Органические остатки не известны. Возраст пород террейна определяется как поздне триасовый [8, 9] на основании К-Аг датировок вулканитов (212 млн лет) и предположения, что они стратиграфически перекрывают расположенные к югу от них фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса. Однако этот контакт, скорее всего, тектонический. Нельзя исключать, что Каменский террейн является фрагментом расположенного севернее Селенгинского позднепалеозойско-раннетриасового вулканоплутонического пояса, который вовлечен в деформационную структуру Монголо-Охотского орогенного пояса.

#### **ВОЗМОЖНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ДУГИ, СВЯЗАННЫЕ С СУБДУКЦИЕЙ В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА**

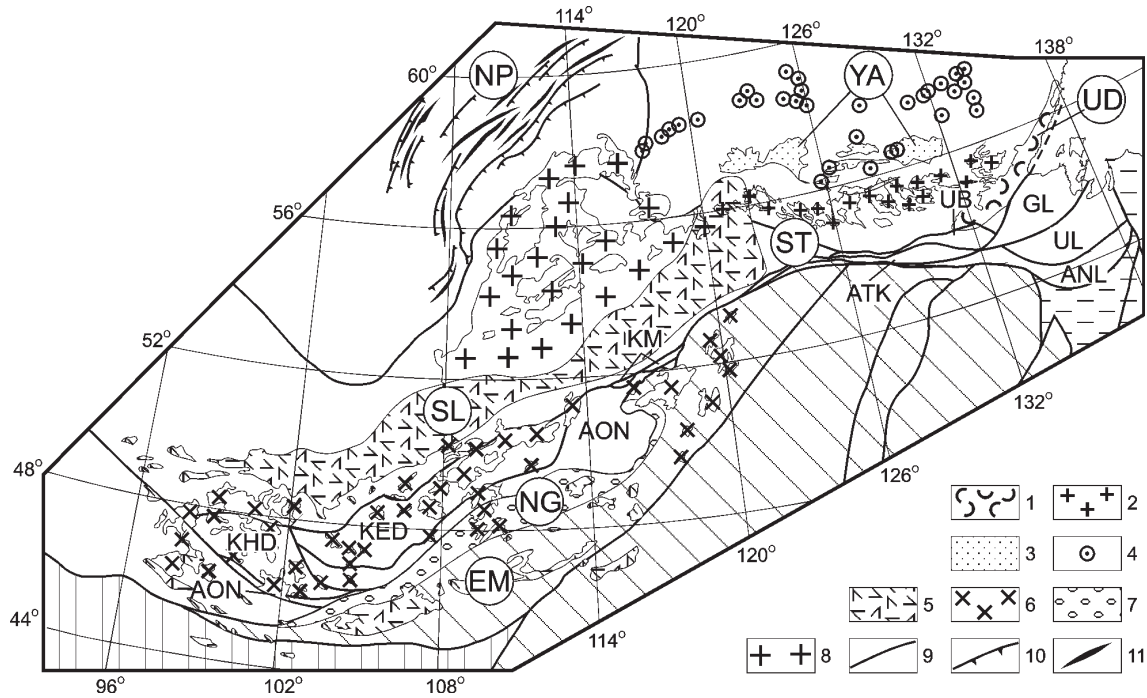
Выделение в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса террейнов аккреционного клина предполагает существование парных с ними магматических дуг, которые формировались в процессе субдукции и закрытия существовавшего на месте пояса океана. Наиболее отчетливо такая дуга устанавливается к северу от восточного сектора Монголо-Охотского пояса (рис. 3). Эта дуга включает *Удской вулканоплутонический пояс*, выделяющийся в районе Удской губы Охотского моря, и продолжающий его к западу *Становой батолитовый пояс* [57]. Удской пояс образован преимущественно лавами и туфами базальтов и андезитов, которые переслаиваются с континентальными обломочными породами; верхняя часть разреза представлена лавами и туфами дацитов и риолитов, которые несогласно перекрываются грубообломочными породами с берриас-валанжинской флорой. Возраст пояса обычно определяется как позднеюрский или позднеюрско-раннемеловой [27], но может включать и несколько более древние, ранне-среднеюрские и даже поздне триасовые образования [13]. К-Аг методом возраст вулканических пород датируется в 118-176 млн лет. Интрузивные образования пояса представлены преимущественно гранодиоритами, а также диоритами, гранитами, габбродиоритами и габбро. К-Аг методом они датируются в 150-190 млн лет [12].

Батолиты Станового пояса сходны по составу слагающих их пород с интрузивными образованиями Удского вулканоплутонического пояса. Возраст их обычно считается позднеюрско-неокомовым, но начало магматизма может относиться и к более раннему времени, вплоть до триаса [12]. Отдельные К-Аг датировки гранитоидов достигают 200 млн лет.

*Южно-Алданская система впадин*, протягивающихся севернее, параллельно Становому батолитовому поясу и выполненным мощными (до 5000 м) угленосными толщами юры и низов мела, представляет собой тыловой прогиб мезозойской активной континентальной окраины [57, 59]. Располагающийся севернее обширный ареал мезозойского субщелочного и щелочного магматизма рассматривается также в составе тыловой зоны данной активной континентальной окраины [46, 59].

Удской вулканоплутонический пояс и Становой батолитовый пояс протягиваются параллельно Унья-Бомскому террейну аккреционного клина Монголо-Охотского пояса. Формирование аккреционного клина, представленного Унья-Бомским террейном, происходило в позднем триасе - средней юре синхронно со Становым и Удским магматическими поясами и сопровождалось накоплением мощных флишевых толщ, которые могут представлять образования преддугового прогиба или глубоководного желоба. Принято рассматривать их в качестве единой тектонической пары, связанной с общей зоной субдукции [51, 57, 59]. Однако при такой интерпретации остается неясным продолжение активности этих магматических дуг в поздней юре и неокоме, после завершения формирования аккреционного клина и закрытия океанического бассейна на месте восточного сектора Монголо-Охотского пояса.

На юго-западном продолжении Станового батолитового пояса в северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса выделяется *Селенгинский вулканоплутонический пояс* среднего карбон-раннетриасового возраста, который протягивается на 2000 км по территории Северной Монголии и Забайкалья [14, 19, 32, 39, 49, 76]. Пояс образован андезитами, трахиандезитами, дацитами, андезибазальтами, риолитами и трахириолитами, переслаивающимися с континентальными обломочными породами (3500 м). Плутонические образования представлены гранодиоритами, гранитами, граносиенитами и монцонитами. В отличие от натровой известково-щелочной серии, формирующейся над зоной субдукции, породы Селенгинского пояса определяются как субщелочные и характеризуются высокими содержаниями  $K_2O$  [37]. Формирование пояса завершается в конце перми - начале триаса бимодальным щелочным магматизмом [37, 39].



**Рис. 3.** Возможные, связанные с субдукцией магматические дуги в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

*Магматические дуги поздний триас (?) - раннемелового возраста:* 1 - Удской вулcano-плутонический пояс (UD), 2 - Становой плутонический пояс (ST), 3 - Южно-Алданские юрские угленосные впадины задугового прогиба (YA), 4 - щелочные и субщелочные магматические породы.

*Магматические дуги позднепалеозойско-раннетриасового возраста:* 5 - вулcano-плутонические пояса (SL - Селенгинский, EM - Восточно-Монгольский); 6 - плутонические пояса; 7 - Северо-Гобийский преддуговой прогиб (NG); 8 - Баргузино-Витимский батолит; 9 - разломы; 10 - надвиги; 11 - оси складок (NP - Непская зона складок и надвигов).

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

Образование Селенгинского вулcano-плутонического пояса связывалось с автономной тектономагматической активизацией [40], внутриконтинентальным рифтогенезом [14] или активностью горячей точки в мантии Земли [29]. Л.А. Козубова с соавторами [39] отмечают зональность в размещении магматических образований нижней части разреза пояса, характерную для связанных с субдукцией окраинно-континентальных магматических дуг. В юго-восточной его части, вблизи границы с Монголо-Охотским поясом они представлены полно дифференцированными известково-щелочными вулканическими и плутоническими образованиями, которые к северу сменяются породами повышенной щелочности. В настоящее время ряд исследователей считают, что пояс определяет активную окраину континента на границе с Монголо-Охотским океаном [78].

Южнее Селенгинского вулcano-плутонического пояса в пределах Хангай-Даурского террейна протягивается пояс батолитов близкого возраста. Геодинамическая природа этих батолитов, образованных известково-щелочными гранодиоритами и

гранитами, а также временные соотношения с Селенгинским поясом недостаточно ясны. В пределах Хангайского фрагмента Хангай-Даурского террейна гранитоиды встречаются в гальке нижнепермских конгломератов [29]. Восточнее, в Хэнтэй-Даурском фрагменте этого же террейна гранитоиды прорывают каменноугольные отложения и перекрываются нижнетриасовыми отложениями [8]. Нельзя исключать, что батолиты и Селенгинский вулcano-плутонический пояс представляют собой единую окраинно-континентальную магматическую дугу, а различия в их составе отражают зональность, характерную для магматических дуг, связанных с субдукцией под окраину континента.

Следует, однако, обратить внимание на сходство Селенгинского вулcano-плутонического пояса с магматическими образованиями, которые характерны для намеченных в последние годы А.И. Ханчуком [74] на восточной окраине Азии меловой и поздний мел - палеогеновой трансформных границ континента. Повышенная щелочность пород Селенгинского пояса, возможно, определяется крутым по-

ложением зоны субдукции, которое обусловлено ко-  
сым сближением океанской плиты с южной окраи-  
ной Сибирского континента.

К северу от Селенгинского вулcano-плу-  
тонического пояса в Западном Забайкалье распола-  
гается гигантский Ангаро-Витимский батолит, фор-  
мирование которого, согласно выполненному в послед-  
ние годы в большом объеме U-Pb датированию  
цирконов и Rb-Sr данным, происходило в конце кар-  
бона - начале перми (320-290 млн лет) [78], т.е. при-  
мерно синхронно с формированием Селенгинского  
пояса. В составе батолита преобладают известково-  
щелочные гранитоиды пестрого состава, образова-  
ние которых связывается с плавлением огромных  
объемов континентальной коры. Источником тепла  
для такого объемного гранитообразования мог быть  
только подток горячего мантийного вещества [78].  
Обычно подток горячего мантийного вещества к  
земной коре приводит к рифтогенезу и массовому из-  
лиянию базальтов. В данном же случае условия сжа-  
тия и особенности структурной ситуации в обстанов-  
ке тыловой зоны активной континентальной окраи-  
ны не позволили базальтам прорваться к земной по-  
верхности и привели к крупномасштабному плавлени-  
ю континентальной коры и гранитообразованию.  
На условия сжатия, существовавшие в это время, оп-  
ределенно указывает наличие Непской складчатой  
зоны, которая располагается к северо-западу от  
Ангаро-Витимского батолита на окраине Сибирс-  
кой платформы. Возраст деформаций Непской  
зоны, выраженных пологими надвигами и линей-  
ными складками, также является позднепалеозойс-  
ким [47].

Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] предпола-  
гают связь с зоной субдукции, сопряженной с Мон-  
голо-Охотским поясом, *Восточно-Монгольского вул-  
кано-плутонического пояса* пермского возраста.  
Пояс, расположенный к югу от западного сектора  
Монголо-Охотского пояса, образован андезитами,  
дацитами, риолитами известково-щелочной серии,  
трахириолитами и субщелочными гранитами [38, 49,  
76]. Вдоль его северной окраины протягивается *Севе-  
ро-Гобийский прогиб*, образованный флишевыми от-  
ложениями карбона и мелководными морскими пер-  
мскими и раннетриасовыми отложениями с горизон-  
тами вулканических пород. Этот прогиб может рас-  
сматриваться как преддуговой прогиб Восточно-  
Монгольской магматической дуги.

Восточнее, в Приаргунье широко распрост-  
ранены ундинские гранитоиды, представленные ба-  
толитоподобными телами габбродиоритов, грано-  
диоритов и реже гранитов и лейкогранитов. Они не-  
согласно перекрыты верхнепермскими отложениями  
и присутствуют в гальке верхнепермских конгломе-  
ратов. Вместе с тем, некоторые гранитоиды Приар-

гунья Rb-Sr методом датированы в 240 -250 млн лет  
и по своим петрохимическим и геохимическим ха-  
рактеристикам соответствуют гранитоидам актив-  
ных континентальных окраин [23, 25]. Гранитоиды  
Приаргунья, возможно, следует рассматривать как  
продолжение Восточно-Монгольского вулcano-плу-  
тонического пояса. Борзинский прогиб Восточного  
Забайкалья, примыкающий с востока к Восточно-За-  
байкальской сигмоиде Монголо-Охотского пояса,  
располагается на продолжении Северо-Гобийского  
прогиба Монголии. Он выполнен верхнепермскими  
морскими песчано-алевролитовыми и конгломерато-  
выми накоплениями, мощность которых по разным  
оценкам от 6000 до 11000 м, и, возможно, также яв-  
ляется преддуговым прогибом этой единой активной  
континентальной окраины.

Еще далее к востоку, в Приамурье в пределах  
северо-восточной окраины Амурского супертеррейна  
на геологических картах показывается широкое пло-  
щадное распространение гранитоидов триасового  
возраста, которые представлены гранитами, лейко-  
гранитами, аляскитами [7]. Возраст и геодинамическая  
природа этих гранитоидов недостаточно ясны, в свя-  
зи с отсутствием необходимых геохронологических и  
геохимических данных. Происхождение их связыва-  
лось с амальгамацией террейнов в единый Амурский  
супертеррейн [29], или они рассматривались в каче-  
стве субдукционных, связанных с субдукцией под ок-  
раину Амурского супертеррейна [85].

Без дополнительных данных невозможно оп-  
ределить, с какой из магматических дуг, Селенгин-  
ской или Восточно-Монгольской, сопряжен Агинс-  
кий террейн аккреционного клина типа Б. В качестве  
рабочей гипотезы можно предположить, что этот ак-  
креционный клин соответствует Восточно-Монголь-  
ской дуге, которая образована породами известко-  
во-щелочной серии и, следовательно, должна была  
сопровождаться "нормальной" зоной субдукции и  
полно развитым аккреционным клином. Селенгинс-  
кая магматическая дуга обусловлена косою субдук-  
цией, и в связи с этим здесь не происходило форми-  
рование аккреционного клина.

Значительные трудности возникают с уста-  
новлением магматической дуги, сопряженной с Хан-  
гай-Даурским аккреционным клином. Присутствие в  
составе аккреционного клина потоков андезитовых  
лав свидетельствует о существовании в прошлом со-  
пряженной с ним магматической дуги. Ранее рядом  
авторов в северном обрамлении Хангай-Даурского  
террейна, на территории Северной Монголии и За-  
байкалья намечался девонско-раннекаменноуголь-  
ный Саяно-Забайкальский вулcano-плутонический  
пояс [14, 39]. Однако, согласно современным геохро-  
нологическим данным, большая часть гранитоидов  
Забайкалья, которые ранее датировались девонем и



ранним карбоном, имеют более молодой, позднекаменноугольный возраст и входят в состав рассмотренного выше Ангаро-Витимского батолита [78]. Девонские гранитоиды Северной Монголии отличаются повышенной щелочностью и принадлежат обширному ареалу анорогенных среднепалеозойских гранитоидов центральных и восточных районов Алтае-Саянской области [28, 29]. Приходится предполагать, что Хангай-Даурский террейн был разобщен со своей магматической дугой и занял современное положение лишь в конце палеозоя, возможно в результате крупномасштабных сдвиговых смещений, определяющая роль которых в формировании структуры орогенных поясов Центральной Азии все более осознается в последние годы [5, 89].

Галамский террейн аккреционного клина, расположенный на северо-восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса, занял свое современное положение, как было показано выше, после правосторонних сдвиговых перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса, по-видимому, в самом конце мезозоя. Правые сдвиги отмечены как на северной границе (Улигданский сдвиг) [35], так и внутри Галамского террейна [52, 54]. Более того, правосторонние сдвиговые смещения можно предполагать по зоне Южно-Якутских разломов, в южном крыле которых юрские интрузивные массивы, представляющие собой трещинные тела, образуют левосторонний эшелон [52, 71]. Ранее Галамский террейн распо-

лагался значительно северо-восточнее. Сопряженная с ним магматическая дуга может быть представлена фрагментами средне-позднедевонского вулканоплутонического пояса, которые известны на Охотском массиве. Аянский террейн, расположенный к северо-востоку от Галамского террейна на побережье Охотского моря и образованный девонскими обломочными и карбонатными породами, в том числе флишем (до 2000 м), может представлять фрагмент преддугового прогиба данной активной континентальной окраины.

#### ВОЗМОЖНЫЕ ФРАГМЕНТЫ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Полно развитые ископаемые пассивные континентальные окраины, представленные складчатонадвиговыми поясами типа Верхоянского или Западно-Уральского, по периферии Монголо-Охотского пояса отсутствуют. Вместе с тем, по периферии пояса в ряде мест устанавливаются относительно небольшие прогибы и террейны с мощными деформированными толщами осадочных пород различного возраста. Эти прогибы и террейны, примыкающие к Монголо-Охотскому поясу по разломам, сопоставляются с пассивными континентальными окраинами [29]. В северном обрамлении пояса к данному типу относятся Шевлинский и Куналейский террейны, в южном обрамлении - Ольдойский террейн, Верхнеамурский и Восточно-Забайкальский прогибы (рис. 4).

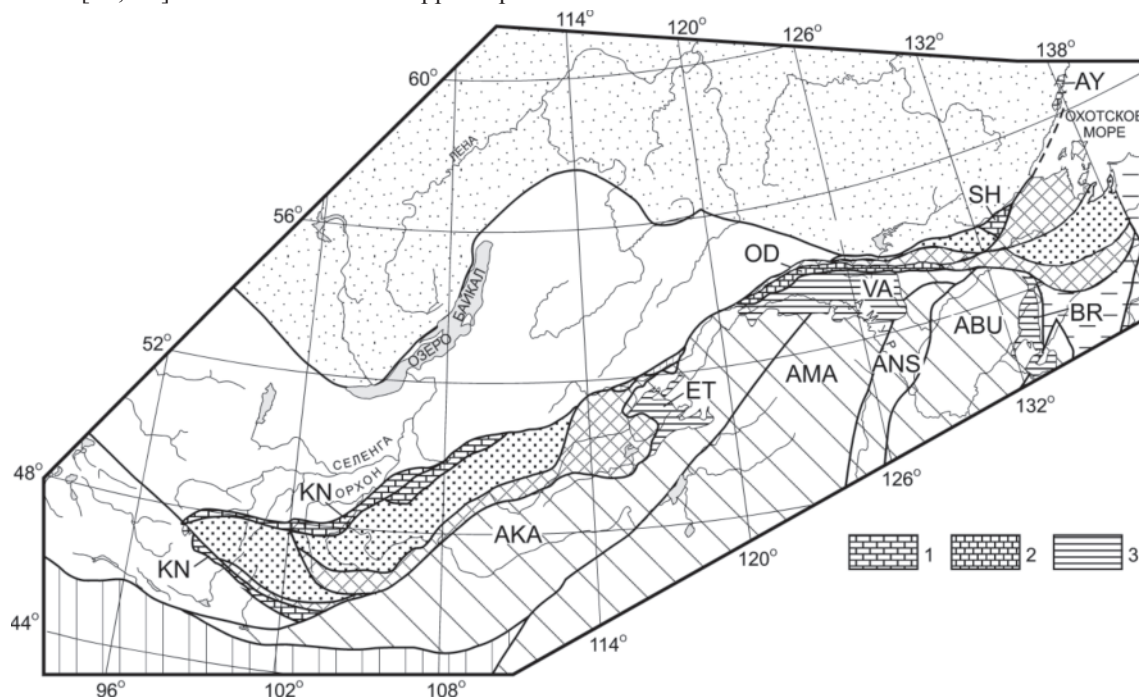


Рис. 4. Фрагменты возможных пассивных континентальных окраин в обрамлении Монголо-Охотского пояса.

1-рифейско-раннепалеозойского возраста (KN - Куналейский террейн, SH - Шевлинский террейн); 2 - среднепалеозойского возраста АУ- Аянский террейн, ОД - Ольдойский террейн); 3 - мезозойского возраста (VA - Верхнеамурский прогиб, BR - Бурейский прогиб, ЕТ -Восточно-Забайкальский прогиб).

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

*Шевлинский террейн*, примыкающий с северо-запада к Галамскому террейну, образован карбонатными и обломочными породами кембрия, нижнего ордовика, среднего и верхнего девона (около 9000 м). В составе нижнего кембрия присутствует толща базальтов (около 1500 м).

*Куналейский террейн* объединяет ряд линейных фрагментов, протягивающихся вдоль западного и северо-западного обрамления Монголо-Охотского пояса. На территории Монголии в основании разреза террейна выделяется толща зеленых сланцев, образованная песчано-глинистыми аркозовыми отложениями с бимодальными вулканитами и известняками с позднерифейскими строматолитами [6]. Разрез наращивается карбонатно-сланцевой толщей с вендскими микрофитолитами и раннекембрийскими водорослями, которая прорвана гранитами. Все эти образования, включая граниты, несогласно перекрыты пестроцветными верхнеордовикскими отложениями. На западном обрамлении Монголо-Охотского пояса Куналейский террейн включает Баян-Хонгорские офиолиты, датированные в 569 млн лет [20, 34, 41], которые слагают протяженный линейный олистоплак, залегающий внутри карбонатно-сланцевой толщи и совместно с ней деформированный [72].

*Ольдойский террейн*, примыкающий с юга к восточному сектору Монголо-Охотского пояса, образован мелководными морскими карбонатными и обломочными отложениями силура, девона и нижнего карбона (до 6000 м). Небольшие, не показанные на карте фрагменты средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород сходного состава, известны на южной окраине Монголо-Охотского пояса в Восточном Забайкалье.

*Верхнеамурский прогиб* выполнен юрскими отложениями, которые с угловым несогласием перекрывают палеозойские деформированные толщи Ольдойского террейна. Нижне-среднеюрские отложения представлены сложно деформированными флишевыми толщами (до 6000 м). Средне- и верхнеюрские отложения, залегающие согласно на нижне-среднеюрских, в своем распространении смещаются к юго-востоку, где несогласно перекрывают разновозрастные образования Амурского супертеррейна. Они представлены конгломератами, гравелитами, дресвяниками с прослоями аргиллитов, туфов, углей (2000-4000 м) и являются, по существу, орогенными образованиями.

*Восточно-Забайкальский прогиб* примыкает с востока к Восточно-Забайкальской сигмоиде и располагается на окраине Амурского супертеррейна. По составу слагающих его нижне- и среднеюрских отложений и общим особенностям строения он сходен с Верхнеамурским прогибом. На границе с Монголо-Охотским поясом он сложен мощными (около 5000

м) мелководными алевролитами и песчаниками, которые характеризуются простыми линейными складками. К востоку они сменяются средне-верхнеюрскими континентальными конгломератами и песчаниками (до 7000 м), которые залегают полого, несогласно перекрывая сложно деформированные рифейские, нижнепалеозойские толщи и прорывающие их позднепалеозойские гранитоиды.

Верхнеамурский и Восточно-Забайкальский прогибы по своему строению более сходны с крайними прогибами, чем с пассивными континентальными окраинами, стратиграфический разрез которых наращивается при удалении от континента. Если принять представление об орогенной природе этих прогибов, то следует признать, что начало орогенеза в центральном секторе Монголо-Охотского пояса датируется ранней юрой.

#### **ПЕРЕКРЫВАЮЩИЕ И "СШИВАЮЩИЕ" ОБРАЗОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА**

Возраст образований, которые перекрывают террейны Монголо-Охотского орогенного пояса и "сшивают" их друг с другом и со структурами обрамления, становится последовательно все более молодым вдоль его простирания в направлении с запада на восток, что связывается с последовательным закрытием существовавшего на его месте Монголо-Охотского океанического бассейна [29]. Наиболее древними образованиями рассматриваемого типа являются позднепалеозойские гранитоиды, которые широко распространены в пределах Хангай-Даурского террейна и "сшивают" террейн со структурами северного и западного обрамления Монголо-Охотского пояса. Важно обратить внимание, что эти гранитоиды нигде не пересекают Главный Монголо-Охотский разлом, являющийся северным ограничением Монголо-Охотского пояса, восточнее меридиана 114° (рис. 5).

В Монголии и Забайкалье широко распространены средне-позднеюрские образования, представленные системами грабенов, выполненных континентальными осадочными и вулканогенными породами повышенной щелочности, а также полями вулканитов и интрузивами гранитоидов, монцититов и редкометалльных гранитов. Все эти образования широко распространены как в пределах всех террейнов Монголо-Охотского пояса западнее меридиана 120°, так и в пределах смежных северного и южного его обрамлений. При этом грабены образуют протяженные цепочки, ориентированные под острым углом к общему простиранию пояса.

Восточнее, между меридианами 120° и 132° наиболее ранние перекрывающие образования представлены континентальными молассами поздней юры, которые слагают узкие (в несколько километ-

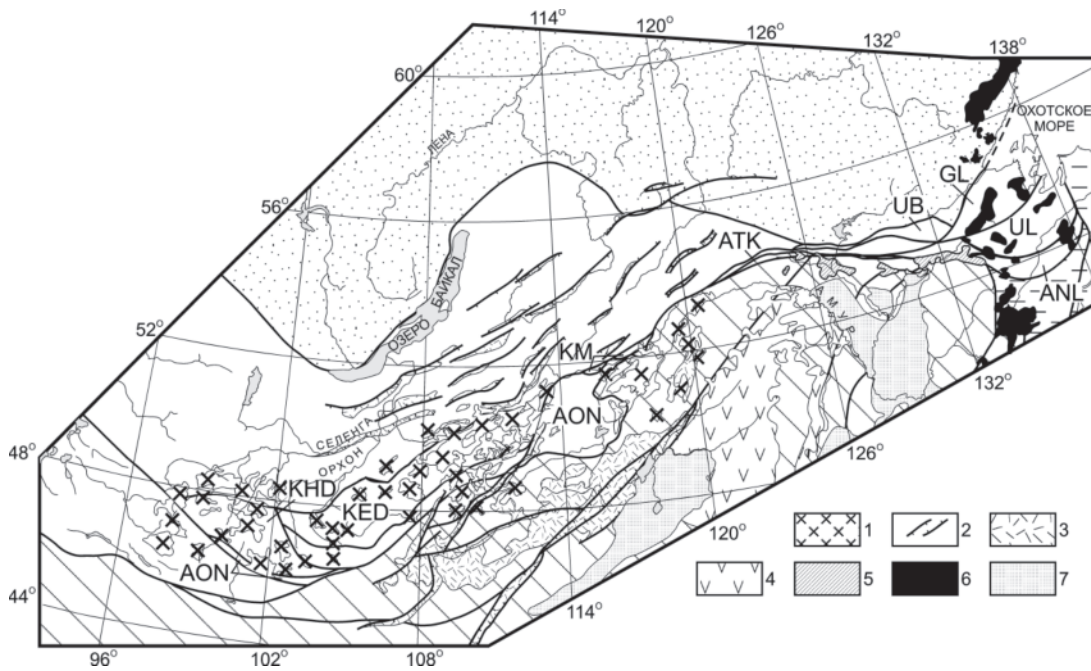


Рис. 5. Перекрывающие и «сшивающие» образования Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 - позднепалеозойские гранитоиды, 2 - среднеюрско-раннемеловые рифтовые впадины; 3 - среднеюрские-раннемеловые бимодальные вулканиты и щелочные плутонические образования; известково-щелочные вулcano-плутонические пояса; 4 - позднеюрского возраста, 5 - раннеэокомоваго возраста, 6 - поздний неокон - позднемелового возраста; 7 - кайнозойские отложения.

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

ров) протяженные синклинали вдоль северной и южной границ Монголо-Охотского пояса. Умлекано-Огоджинский вулcano-плутонический пояс, образованный неоконными континентальными вулканитами и гипабиссальными телами диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров, перекрывает южную окраину восточного сектора Монголо-Охотского пояса и смежную окраину Амурского супертеррейна.

В крайней восточной части Монголо-Охотского пояса перекрывающие и "сшивающие" образования представлены полями континентальных вулканитов и сопряженных с ним гранитоидов поздний неокон - позднемелового возраста, которые протягиваются в северо-восточном и долготном направлениях, перекрывая Галамский и Ульбанский террейны, Ниланский фрагмент и смежную окраину Амурского супертеррейна.

#### О ВРЕМЕНИ И МЕХАНИЗМЕ ЗАЛОЖЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА

Время образования океанического бассейна, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, и механизм открытия этого океана остаются неясными. Рифейский возраст кулиндинской и ононской свит Агинского террейна в Восточном Забайкалье с наиболее древними океаническими об-

разованиями, как отмечалось выше, проблематичен. Необходимы целенаправленные поиски в этих образованиях остатков микрофауны. В пределах большей части Монголо-Охотского пояса наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения датируются девоном. В Хангай-Даурском террейне известны единичные находки силурийской фауны. Силурийские отложения известны также в составе Галамского террейна, но этот террейн принадлежит другой окраине Сибирского континента и занял свое положение на востоке Монголо-Охотского пояса относительно недавно.

Обращает на себя внимание отсутствие пассивных континентальных окраин вдоль северной границы Монголо-Охотского пояса. Шевлинский и Куналейский террейны, примыкающие с севера соответственно к восточному и западному окончаниям Монголо-Охотского пояса, сложены образованиями более древними, чем Монголо-Охотский пояс, и принадлежат его обрамлению. Северная граница пояса "срезает" южную границу Северо-Азиатского кратона, раннекаледонские структуры Забайкалья и Северной Монголии, Шевлинский и Куналейский террейны. Такие соотношения свидетельствуют об относительно молодом, ордовикско-силурийском времени заложения океана, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса. Если Монголо-Охотский

океан возник в результате рифтогенеза, в соответствии с принятыми в настоящее время в рамках тектоники литосферных плит моделями, то не ясно, почему нет следов последующего термального опускания смежной континентальной окраины и формирования на ней мощных осадочных клиньев. Заложение Монголо-Охотского океана, возможно, обусловлено крупными сдвигами, которые "срезали" южную (в современных координатах) окраину Северо-Азиатского кратона и аккретированные к ней в кембрии террейны, и в дальнейшем параллельно образованной окраине континента происходило скольжение смежной океанической плиты. Такие поднятые окраины кратонов ранее было предложено относить к трансформным [58].

#### ХОРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ДРЕВНЕЙ БИОТЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Начиная с кембрия, в пределах рассматриваемой территории прослеживается палеобиогеографическая дифференциация фауны. Особенности таксономического состава атдабанских археоциат свидетельствуют, что северное и южное обрамление Монголо-Охотского пояса относятся к разным палеобиогеографическим провинциям [4, 63]. Все 17 родов археоциат второй половины атдабанского века, известные в Шевлинском террейне, присутствуют на Сибирской платформе. Общими является и ряд видов: *Archaeolynthus sibiricus*, *A. nalivkini*, *Tumuliolynthus (Propriolynthus) vologdini*, *Fransuasaecyathus elegans*, *Lenocyathus lenaicus*, *Voronincyathus karacolicus*, *Coscinocyathus vsevolodi*, *C. dianthus*, *Retecoscinus retatabulae*.

Атдабанские археоциаты из известняковых включений в меланже Галамского террейна также сходны с сибирскими. Их связывают 8 родов и ряд общих видов. Руководящие формы этого возрастного уровня *Kotuyicyathus kotuyikensis*, *Heckericyathus heckeri*, *Batchatocyathus tunicatus*, а также представители рода *Geocyathus* совместно встречаются только на Сибирской платформе [33].

Амурский супертеррейн характеризуется атдабанскими сообществами археоциат иной палеобиогеографической принадлежности. Они сходны с археоциатами Алтае-Саянской провинции. Среди раннеатдабанских археоциат Мамынского террейна присутствуют 18 родов, общих с известными в Восточном Саяне. Общими являются и 15 видов [4]. В средне- и позднеатдабанское время сходство археоциат Амурского супертеррейна с восточносаянскими проявилось в наличии 15 общих родов (*Archaeolynthus*, *Tumuliolynthus*, *Capsulocyathus*, *Aldanocyathus*, *Robustocyathus*, *Tumulocyathus*, *Orbicyathus*, *Terraecyathus*, *Pretiosocyathus*, *Voronincyathus*,

*Coscinocyathus*, *Dictyocyathus*, *Protopharetra*, *Metalletes*, *Bicyathus*) и трех общих видов [4]. К этой же провинции относится комплекс археоциат из разновозрастных отложений приаргунской и прикеруленской частей Амурского супертеррейна [10, 36].

Археоциаты как каркасостроители органических построек обитали в тропических и субтропических морях, поэтому палеобиогеографическая дифференциация их обусловлена не климатическими причинами, а палеогеографическими барьерами, скорее всего обширными океаническими пространствами. Во всяком случае наличие ее в пределах рассматриваемой территории допускает расхождение Восточно-Азиатского кратона и фрагментов Амурского супертеррейна на расстояния, обеспечивающие изоляцию популяций, достаточную, чтобы проявиться в столь разном таксономическом составе.

Тесные биогеографические связи Амурского супертеррейна с Алтае-Саянской областью прослеживаются и в последующие периоды палеозоя. Наиболее четко они выражены в составе бентоса, в частности, в особенностях брахиоподовых сообществ. Силурийские отложения супертеррейна содержат тувелловую фауну, характеризующуюся присутствием родов *Tuvaella* и *Tannuspirifer*, наряду с *Strophonella*, *Maoristrophia*, *Stegerhynchella* и др. [75]. Она известна в Ольдойском, Мамыньском, Керулено-Аргунском и Нора-Сухотинском террейнах. Возраст этих сообществ определяется в интервале венлок - пржидол. Аналогичные ассоциации присутствуют в силурийских образованиях Горного Алтая, Рудного Алтая, Тувы, Монголии, Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстана, Джунгаро-Хинганской зоны Северного Китая [65].

Иной таксономический состав имеют венлок - лудловские брахиоподы Аянского и Галамского террейнов. Для них характерны роды *Dolerorthis*, *Ancilotoechia*, *Zigospirella*, *Eocella* и др., известные на территории российского Северо-Востока и характеризующие Охотскую провинцию [63, 75].

Столь же различны по своей биогеографической принадлежности брахиоподы раннего и начала среднего девона Галамского террейна, с одной стороны, и всех составных частей Амурского супертеррейна - с другой. Так, галамское позднепражское брахиоподовое сообщество включает роды *Leptagonia*, *Stropheodonta*, *Boucotia*, представленные видами, характерными для российского Северо-Востока, в то время как в амурские ассоциации входят роды *Platyorthis*, *Schizophoria*, *Leptagonia*, видовой состав которых свидетельствует о принадлежности к Монголо-Охотской провинции, включающей также Туву и Монголию [15]. Биогеографические различия между брахиоподовыми комплексами этих территорий сохраняются в эмс - эйфельское время [63]. Со второй

половины живетского века различия между комплексами брахиопод стираются, и в позднем фране - фамене они представлены одинаковыми ассоциациями. Ранне-среднедевонские фаунистические сообщества Аянского террейна представлены исключительно термофильными элементами - кораллами, граптолитами, конодонтами. В составе одновозрастной биоты в Агинском и Джагдинском террейнах присутствуют только единичные кораллы, крайне бедные в систематическом отношении, а в последнем - также брахиоподы, характерные для Монголо-Охотской провинции [73].

Сходство силурийских и ранне- среднедевонских фаун Галамского и Аянского террейнов с фаунами Северо-Востока России подкрепляет сделанный выше вывод о том, что Галамский терреин занял свое современное положение относительно недавно в результате крупномасштабных правосторонних сдвиговых перемещений.

Позднефаменские (этреньские) - ранневизейские мшанки и брахиоподы Амурского супертеррейна имеют удивительное сходство с одновозрастными комплексами Рудного Алтая и Кузбасса. Как систематический состав мшанок, так и общие тенденции изменения его во времени совпадают с установленными В.П.Нехорошевым для Рудного Алтая [55, 62]. В сообществах мшанок позднего фамена (этрень) обоих регионов как по числу и составу родов, так и по количеству экземпляров преобладают представители *Trepotomida*. *Fenestrada* немногочисленны и однообразны. С раннетурнейским временем как в Рудном Алтае, так и в Забайкалье и Верхнем Приамурье совпадает расцвет отряда *Fenestrada*. Он представлен многочисленными *Reteporina*, *Semicoscinium*, *Reteporida*, весьма своеобразным родом *Arborocladia*. В позднем турне роды, определяющие облик раннетурнейского комплекса, отсутствуют, но появляются другие представители отряда *Fenestrada* - *Hemitrypa* и *Polypora*, возрастает разнообразие фенестелл. Широко представлен отряд *Rhabdomesida*. Своеобразие ранневизейским комплексам придает большое количество колоний *Rhombopora*, *Saffordotaxis* и особенно *Sulcoretepora*. Сходство мшанок рассматриваемых регионов не ограничивается таксонами родового и более высоких рангов. В составе комплексов присутствуют многочисленные общие виды. Аналогичное сходство обнаруживают и брахиоподы [3, 16, 43, 68].

Общность силурийских, девонских, турнейских и ранневизейских брахиопод и мшанок Амурского супертеррейна и Алтае-Саянской области и их отличие от одновозрастных фаун Сибирской платформы и Северо-Востока России не могут быть случайными. Миграция этих прикрепленных бентосных организмов осуществляется в период кратковременной планктонной личиночной стадии. У современ-

ных замковых брахиопод продолжительность планктонной стадии личинок составляет около 30 часов, у мшанок - около двух недель. Личинки брахиопод весьма требовательны к условиям батиметрии, температуры, солености воды [26]. Вероятность массового переноса личинок, даже с учетом морских течений, через широкие океанические пространства весьма сомнительна. Специфика расселения брахиопод и мшанок, с одной стороны, и наличие значительного числа общих родов и видов в силурийских, девонских и раннекаменноугольных отложениях Алтае-Саянской области и Амурского супертеррейна - с другой, свидетельствуют о возможности прямых миграций и позволяют предположить сближенное положение террейнов и наличие сообщающихся шельфовых морей.

Поздневизейско-раннесерпуховский мергенский комплекс брахиопод, мшанок, двустворок, криноидей и флоры, легко коррелирующийся с синхронным евсеевским горизонтом Кузбасса [43], характерен для северного обрамления Монголо-Охотского пояса в Забайкалье и Северной Монголии, а также для Агинского террейна (чиронская серия). Отдельные элементы мергенского комплекса фауны присутствуют в Хангай-Даурском и Унья-Бомском террейнах [2, 42, 73].

В поздневизейское - раннесерпуховское время фаунистические комплексы Монголо-Охотского пояса и его обрамления начинают приобретать черты сходства с одновозрастными сообществами российского Северо-Востока и Южного Верхоянья. Ряд видов мшанок этого возраста (*Fabifenestella fabalis*, *F. sibirica*, *Spinofenestella ungadyjensis*, *Nikiforovella vachromeevi*, *Sulcoretepora mergensis*) присутствуют в средней части магарского надгоризонта в Приколывье. Из южноверхоянских комплексов брахиопод наиболее близок мергенскому позднеовлачанский. Он, хотя и является существенно иным, но содержит небольшое количество общих и близких характерных видов: *Plicatifera* sp., *Lanipustula tyraensis* (= *L. baicalensis*), *Cupulorostrum tixensis* (= *C. mergensis*), *Orulganina gunbiniana* [43]. Сходство с южноверхоянскими сообществами брахиопод усиливается в позднесерпуховское - раннебашкирское время. Фауна соответствующего этому времени харашибирского горизонта, известная в Агинском и Унья-Бомском террейнах, а также в северном обрамлении Монголо-Охотского пояса в Забайкалье, генетически тесно связана с мергенской, но резко обеднена по сравнению с ней. Она содержит ряд форм (*Jakutoproductus* sp., *Semicostella kotljarae*, *Waagenoconcha* cf. *sarytschewae*, *Antiquatonia posthindi*), характерных для хатынахского горизонта Южного Верхоянья и его аналогов на Северо-Востоке. Морские связи с Алтае-Саянской областью в это время уже не прослеживаются.

ся. Отложения этого возраста там представлены континентальными угленосными образованиями. Однако совместные с харашибирской фауной находки растительных остатков *Abacanthidium* sp., *Angaropteridium vescum*, *A. cardiopteroides*, "*Noeggerathiopsis*" *tschirkovae*, *Rhodea yavorskyi* позволяют коррелировать харашибирский горизонт с казёвским горизонтом Кузбасса, т.е. с уровнем так называемого флористического скачка, смены лепидофитовой флористической формации кордаитовой [24,48], и считать, что территории обитания этих флористических комплексов находились в одном климатическом поясе.

Наиболее молодые (башкирские) фаунистически охарактеризованные образования карбона Монголо-Охотского пояса, известные в Агинском и Унья-Бомском террейнах, содержат брахиопод *Jakutoproductus parvulus*, *Semicostella maslennikovi*, *Balakhonia insinuata*, *Rotaia kolymaensis*, *Orulgania tukulaensis*, *Neospirifer licharewi*, *Torynifer larini*, *Tomioopsis convexa*, мшанок *Rectifenestella berejensis*, *Primorella tenuis*, двустворчатых моллюсков *Aviculopecten obliquus*, *Crenipecten circularis*, *Pentagrammysia altaica*, криноидей *Tschironocrinus tschironensis*, *Burovicrinus subconcentricus* [43]. Большинство этих видов, особенно брахиопод, прослежено в Верхоянье и на Северо-Востоке.

В нижней перми Монголо-Охотского пояса (Агинский террейн, жипхошинская свита) доминирует эндемичный бореальный род брахиопод *Jakutoproductus*, образующий иногда монотаксонные скопления. Для поздней перми характерно присутствие мшанок *Permofenestella*, *Maychella*, брахиопод родов *Magadania*, *Attenuatella*, *Canocrinelloides*, *Tumarinia*, иноцерампоподобных двустворок *Koptymia*, *Maitaia*, широко распространенных в Верхоянье и на Северо-Востоке.

Все позднепалеозойские морские фауны Монголо-Охотского пояса и его обрамления несут ярко выраженные черты принадлежности к Бореальной области: меньшее, по сравнению с тетической биотой, разнообразие, отсутствие фузулинид, рифостроящих кораллов и ряда типично тетических таксонов, например, брахиопод *Gigantoproductus*, *Striatifera* и др. В связи с этим находки упоминавшихся выше раннепермских фузулинид в Ононском и Тукурингском фрагментах Агинского террейна представляются парадоксальными. Сопутствующая бореальной фауне позднепалеозойская флора типично ангарская. Она характеризуется отсутствием папоротников и птеридосперм с крупными вайями, преобладанием листопадных растений с пикноксилитическими стволами, имеющими отчетливые кольца прироста в древесине, что свидетельствует о сезонном климате с зимними температурами ниже 0°C, т.е. об обитании этой флоры в умеренных широтах. В состав Ангарской

области (в перми - царства) входило как северное, так и южное (Амурский супертеррейн) обрамление Монголо-Охотского пояса [24, 48].

Нижний триас, распространенный в пределах Монголо-Охотского пояса крайне ограниченно, охарактеризован бореальными (*Atomodesma*) и космополитными (*Eumorphotis*, *Claraia*) родами двустворчатых моллюсков. Среднетриасовые фауны не известны. Позднетриасовая морская биота однотипна с таковой Верхоянья и Северо-Востока. В ней доминируют двустворчатые (*Otapiria*, монотиды *Eomonotis scutiformis*, *Monotis ochotica*, *M. zabaicalica*). Раннеюрская биота, также относящаяся к Бореальной зоохории, характеризуется космополитными аммонитовыми ассоциациями. В средней юре здесь сформировались эндемичные сообщества головоногих и двустворчатых моллюсков, типичных для Северо-Тихоокеанской области [II].

#### ВОЗМОЖНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

На первый взгляд наиболее простым и логичным объяснением происхождения Монголо-Охотского орогенного пояса выглядит модель относительно небольшого раздвига, типа современного Красного моря [44]. Действительно, по обе стороны от орогенного пояса располагаются каледонские структуры, которые, как следует предполагать в данном случае, в прошлом составляли единое целое. В связи с рифтогенезом, в ордовике - силуре возникла относительно узкая расщелина с корой океанического типа, которая закрылась в результате сближения обрамляющих жестких блоков в конце палеозоя - мезозое. Вместе с тем, как бы данная модель не выглядела заманчивой, ее приходится отставить не только по причине отсутствия пассивных окраин соответствующего рифтингу возраста. Убедительные доводы в этом отношении были приведены Л.П. Зоненшайном с соавторами [29]. Согласно палеомагнитным данным, Северо-Азиатский кратон в девоне находился примерно на северных широтах 50-60° и продвигался по направлению к Северному полюсу (рис. 21 в [29]). Если бы Амурский супертеррейн южного обрамления Монголо-Охотского пояса занимал положение относительно кратона, близкое к современному, то он должен был находиться в то время около Северного полюса, тогда как вблизи южной окраины супертеррейна известен среднедевонский барьерный риф протяженностью около 1000 км. Приведенные выше палеобиогеографические данные указывают, что Амурский супертеррейн в кембрии, силуре, девоне и начале карбона находился вблизи Алтае-Саянской области.

Широкое распространение получили модели, несколько отличающиеся друг от друга, но главным

содержанием которых является то, что закрытие океана, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, происходило путем взаимного вращения Сибири и Амурского супертеррейна навстречу друг другу и их последовательного сближения в направлении с запада на восток подобно сходящимся лезвиям ножниц, начиная с конца карбона - начала перми на западе и до конца юры на востоке [29, 84, 87, 95]. Согласно этим моделям, в восточной части Монголо-Охотского пояса под смежные окраины Сибири и Амурского супертеррейна необходимо субдуцировать примерно 3000-4000 км океанской коры и следует ожидать существования обусловленных субдукцией магматических дуг, развивавшихся длительное время, в течение перми и большей части мезозоя. Надсубдукционные магматические дуги столь длительного развития, которые бы обрамляли Монголо-Охотский пояс на всем его протяжении, здесь отсутствуют. По периферии восточного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса устанавливаются лишь юрско-неокомовые Удская вулканоплутоническая и Становая плутоническая дуги. Более древние магматические дуги, среднекаменноугольно-раннетриасового возраста намечаются западнее по периферии центрального и западного секторов Монголо-Охотского пояса. При ортогональном столкновении гигантских континентальных масс, каковыми являются Сибирский континент и Амурский супертеррейн, следует ожидать развития коллизионных гранитов, которые практически отсутствуют, и краевых прогибов. Структуры, сопоставимые с краевыми прогибами, здесь развиты фрагментарно. К ним могут относиться Восточно-Забайкальский и Верхнеамурский прогибы, а также небольшие приразломные синклинали, выполненные верхнеюрскими континентальными отложениями восточного сектора Монголо-Охотского пояса. В моделях вращения Сибири и Амурского супертеррейна приходится изгибать жесткие структуры западного обрамления Монголо-Охотского пояса (см. например, рис. 7 в [30] и рис. 21.53 (F) в [89]). При таком изгибе следует ожидать появления гигантских трещин растяжения, радиально расходящихся от западного окончания Монголо-Охотского пояса. Возраст этих трещин должен быть позднекаменноугольно-пермским по модели [30] и триасовым по модели [89]. Такие трещины здесь неизвестны.

Дж. Шенгер и Б.А. Натальин [89] первыми обратили внимание на определяющее значение крупных сдвиговых перемещений (в сотни и даже в тысячи километров) при формировании разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии. Как показали авторы, такие перемещения происходили на всех этапах формирования орогенных поясов, начиная со стадии субдукции и кончая коллизией континенталь-

ных блоков. Представляется, что модель ножниц в сочетании с крупными продольными перемещениями, которые обусловлены взаимным вращением Сибирского континента и Амурского супертеррейна, сможет ответить на многие загадочные вопросы, касающиеся формирования Монголо-Охотского орогенного пояса. Модель формирования орогенных поясов Центральной Азии, предложенная Дж. Шенгером и Б.А. Натальиным [89], представляет собой попытку именно такого решения кинематической задачи, но она основана на представлении об определяющей роли правосторонних сдвиговых перемещений, вдоль которых происходило расчленение единой Тувино-Монгольской дуги на фрагменты и последовательная их аккреция к Сибирскому континенту в направлении с востока на запад. Вместе с тем, как было показано выше, общие особенности структуры Монголо-Охотского пояса свидетельствуют об определяющей роли левосторонних сдвиговых перемещений. Более перспективным представляется решить кинематическую задачу формирования Монголо-Охотского орогенного пояса в рамках глобальной модели, предложенной А.М. Зиглером и др. [95], согласно которой общее движение континентальных масс Центральной Азии в позднем палеозое и раннем мезозое, наряду с вращением навстречу к Сибири, происходило в направлении с запада на восток (в современных координатах) и могло сопровождаться продольными левосторонними сдвиговыми смещениями. При этом более логичное объяснение получают биогеографические данные о сходстве силурийских, девонских и раннекаменноугольных фаун Амурского супертеррейна с фаунами Алтае-Саянской области.

В настоящее время без решения многих кардинальных вопросов геологии Монголо-Охотского пояса и его обрамления было бы преждевременным представлять законченную кинематическую модель его формирования. Здесь можно было бы обратить внимание лишь на ряд моментов. В перми Северо-Азиатский кратон, согласно палеомагнитным данным, находился на широтах 50-70° и был повернут относительно современного его положения против часовой стрелки примерно на 90° [56]. Сино-Корейский кратон по палеомагнитным данным в это время находился в районе экватора [82], т.е. на расстоянии в несколько тысяч километров к юго-западу от Сибири (в современных координатах) [89, 95]. К югу от Монголо-Охотского орогенного пояса в пределах Монголии и Северного Китая для пермского времени устанавливается широтная (в современных координатах) палеобиогеографическая зональность со сменой с севера на юг бореальных фаун ассоциациями, переходными к тропическим [91, 92]. Тетическая фузулинидовая фауна характерна для раннепермских отложений субширотной Солонкерской тектони-

ческой зоны, которая располагается на крайнем юге Монголии и протягивается в том же направлении к востоку на смежной территории Китая. Чтобы согласовать эту широтную зональность с пермскими палеоширотами Северо-Азиатского кратона, необходимо развернуть Амурский супертеррейн на  $90^\circ$  по часовой стрелке так, как это сделано, например, в [29]. Вместе с тем, нельзя не обратить внимания на сомнительность палеомагнитных данных, которые обычно приводятся в качестве доказательства большого раздвижения Амурского супертеррейна и Сибири в конце палеозоя. Палеомагнитные данные о формировании среднекаменноугольной харашибирской свиты и нижнепермской жипхошинской свиты Ононского фрагмента Агинского террейна на тропических и субтропических широтах, соответственно на  $21^\circ$  и  $32^\circ$  с.ш. [45] противоречат палеобиогеографическим данным. Свиты содержат бореальную фауну и ангарскую флору, в том числе древесину с годичными кольцами. Пермская палеоширота Селенгинского вулcano-плутонического пояса, располагавшегося в то время на окраине Сибирского континента, определена в  $21^\circ$  с.ш. [88], что явно не соответствует широте положения Сибири в это время. Столь же сомнительна определенная этим автором [88] пермская палеоширота ( $19^\circ$  с.ш.) Восточно-Монгольского пояса, для которого характерна ангарская флора.

Если справедливо предположение о связи разновозрастных вулcano-плутонических поясов обрамления Монголо-Охотского пояса с зонами субдукции, то следует признать, что западный и центральный секторы Монголо-Охотского океана замкнулись не позднее раннего триаса, а восточный сектор - не позднее поздней юры.

После завершения формирования Монголо-Охотского орогенного пояса в его обрамлении и реже в пределах пояса широко проявился бимодальный щелочной магматизм, возраст которого становится последовательно более молодым при движении с запада на восток: от позднепермского в центральных районах Монголии до неокомового в районе восточной части пояса [28, 29]. Этот магматизм принято связывать с прохождением континента над горячей точкой в мантии Земли [29, 77]. Вместе с тем, конформность магматических ареалов контурам Монголо-Охотского орогенного пояса и совпадение начала магматизма с временем закрытия различных секторов океанического бассейна, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, определенно свидетельствуют о тесной связи магматических проявлений с процессами формирования орогенного пояса. В Монголии и Забайкалье устанавливается связь магматизма с процессами рифтогенеза. Здесь широко распространены системы средне-позднеюрских и раннемеловых впадин, которые представляют собой

двух- и односторонние грабены и выполнены континентальными обломочными породами, а также бимодальными вулканитами. Широко распространены гранитоиды латитового ряда и редкометалльные граниты. В Забайкалье рифтогенез сопровождался формированием метаморфических ядер, которые образуют протяженные линейные валы, выступающие в виде разделяющих впадины поднятий. Их формирование происходило в позднем мезозое в условиях растяжения, ориентированного поперек к их простиранию, и сопровождалось образованием пологих зон бластомилонитов [69, 70].

Геодинамическая обстановка проявления заключительного магматизма по периферии Монголо-Охотского орогенного пояса во многом сходна с современной обстановкой в районе Калифорнийского залива и в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, на что неоднократно обращал внимание Л.П. Зоненшайн [28, 29]. Если принять такое сопоставление, то для объяснения заключительного магматизма по периферии Монголо-Охотского орогенного пояса мы можем использовать модели, предложенные для указанных районов США [79, 86, 90]. В частности, представляется перспективным рассмотреть модель отрыва и погружения в мантию океанической литосферы после завершения субдукции и смыкания древних континентальных масс северного и южного обрамлений Монголо-Охотского пояса. Согласно модели, при этом происходит подток к земной коре горячего астеносферного материала, что приводит к плавлению нижних горизонтов коры и растяжению верхних ее горизонтов. В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления все эти процессы, если они имели место, происходили в условиях крупных левосторонних сдвиговых перемещений. Косое, относительно Монголо-Охотского пояса, расположение мезозойских впадин и ареалов завершающего магматизма свидетельствует о существовании таких крупномасштабных перемещений на конечных стадиях формирования Монголо-Охотского орогенного пояса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье мы попытались обратить внимание на нерешенные проблемы в изучении геологии Монголо-Охотского орогенного пояса. Наиболее важными из них являются:

- 1) датирование возраста "немых" толщ, относимых в настоящее время к позднему докембрию; целенаправленные поиски в них остатков микрофауны;
- 2) получение геохимических характеристик вулcano-плутонических и плутонических поясов обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса с целью уточнения их геодинамической приро-



ды, и прецизионных изотопных данных о возрасте гранитоидов;

3) получение палеомагнитных характеристик всего разреза вендских, палеозойских и мезозойских отложений Амурского супертеррейна;

4) детальное изучение деформационных структур и сопряженного с ними метаморфизма пород Монголо-Охотского пояса с целью получения прямых полевых данных о характере и возрасте складчатых и разрывных нарушений.

Построение законченной модели формирования Монголо-Охотского орогенного пояса без решения намеченных проблем представляется преждевременным.

Авторы благодарят В.Г.Беличенко, Н.А.Берзина, А.Н.Булгатова, С.И.Дриля, Г.Л.Кириллову, А.И.Ханчука, А.С.Якобчука за ценные замечания, которые были учтены при окончательной редакции рукописи. Мы особенно признательны Б.А. Натальину за обстоятельный критический анализ статьи и конструктивные замечания. К сожалению, при современном уровне изученности геологии Монголо-Охотского пояса далеко не на все поставленные им вопросы могут быть даны ответы.

Публикацией данной статьи мы хотим привлечь внимание геологической общественности к проблемам геологии Монголо-Охотского орогенного пояса и будем считать свою задачу выполненной, если она послужит основой для дальнейшей дискуссии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с.
2. Ариунчимэг Я. Каменноугольные мшанки Монголии и их стратиграфическое значение. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1995. 25 с.
3. Безносова Г.А. Нижнекаменноугольные брахиоподы Кузнецкого бассейна. М., 1959. 136 с. (Тр. ПИН АН СССР).
4. Беляева Г.В. Кембрий востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
5. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов). Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 44с.
6. Вознесенская Т.А. Вещественный состав отложений каледонского обрамления Хангайского синклинория (Центральная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 6. С. 69-83.
7. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500000 / Ред. Л.И.Красный. 1986.
8. Геологическая карта Читинской области. 1:500000 / Ред. И.Г. Рутштейн. 1992 .
9. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте м-ба 1:500000. Чита, 1997. 239 с.
10. Геология Монгольской Народной Республики. Т.1. Стратиграфия. 583 с. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. 751 с. М.: Недра, 1973.
11. Геология северо-восточной Азии. Т. 2: Стратиграфия и палеогеография. Л.: Недра, 1972. 527 с.
12. Геология северо-восточной Азии. Т. 3: Магматизм и тектоника. Л.: Недра, 1973. 395 с.
13. Гончаров В.Н. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных образований северной части Удского прогиба // Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976. С. 70 - 72.
14. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
15. Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р. Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. М.: Наука, 1982. С. 27-45.
16. Гречишников И.А. Стратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая. М.: Наука, 1966. 185 с.
17. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723 - 737.
18. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68 - 82.
19. Дербек И.М. Раннетриасовый вулканоплутонический комплекс северо-восточного фланга Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 229 - 230.
20. Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В. Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53-62.
21. Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Складчиков Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. 1998. № 1. С. 3-11.
22. Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Берейнской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. Акад. наук. 1998. Т. 360, № 2. С. 241 - 245.
23. Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия, Rb-Sr изотопная систематика и геодинамическое положение гранитоидов урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 242 - 243.
24. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 19).
25. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические особенности, генезис и возраст палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья (на примере Верхнеундинского батолита) // Металлогения,

- нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металл. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 245 - 246.
26. Зезина О.Н. Экология и распространение современных брахиопод. М.: Наука, 1976. 138 с.
  27. Змиевский Ю.П., Петухов А.Д., Кирьянова В.В. Новые данные о строении и возрасте джелонской свиты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 179-180.
  28. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
  29. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1.327с.
  30. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. №7-8. С. 94-110.
  31. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляр Е.В., Томуртоого О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямба Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. № I.C.I 1-25.
  32. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические свидетельства субдукционной природы палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металл. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 270 - 272.
  33. Кембрийская фауна и флора хребта Джагды (Дальний Восток). М.: Наука, 1975. 208 с.
  34. Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 718-721.
  35. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
  36. Князев Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Чита, 1962. 124 с.
  37. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13-29.
  38. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С. 23-54.
  39. Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 120 - 127.
  40. Комаров Ю.В., Хренов П.М. О типе развития мезозойских континентальных структур Восточной Азии // Складчатые области Евразии. М., 1966. С. 233-248.
  41. Коптева В. В., Кузьмин М.И., Томуртоого О, Строение верхней части офиолитового разреза Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39-54.
  42. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // Зап. Забайкальск. фил. Географ, о-ва СССР. Чита, 1967. Вып. XXVIII. 323 С.
  43. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1995. №2. С. 68-74.
  44. Красный Л.И. Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 3-9.
  45. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 54 - 62.
  46. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
  47. Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 2. С. 28-38.
  48. Мейен С.В. Каменноугольные флоры. Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., 1970. С.43-157.
  49. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 319 с.
  50. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.
  51. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизивная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
  52. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. № 2. С. 68-78.
  53. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов А.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49-64.
  54. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 81-89.
  55. Нехорошев В.П. Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири. М., 1956. 419 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; Т. 13).
  56. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Наука, 1982. 312с.
  57. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
  58. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 3 - 15.
  59. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132 - 1135.
  60. Парфенов Л.М., Ноклеберг У. Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии,

- юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 3 - 13.
61. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Зябрев С.В. Загадки Монголо-Охотского орогенного пояса и проблемы, связанные с его изучением // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 333-335.
62. Попеко Л.И. Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам // Тихоокеан. геология. 1995. № 3. С. 23-29.
63. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19-30.
64. Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1976. 23 с.
65. Розман Х.С., Минжин Ч., Попеко Л.И. Корреляция силура Монголии, Тувы и Горного Алтая // Изв. АН СССР, сер. геол. 1992. № 7. С. 21-27.
66. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45-62.
67. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13-27.
68. Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н. Новые данные по биостратиграфии нижнекаменноугольных отложений Кузбасса // Вопр. геологии Кузбасса. М., 1956. Т. 1. С. 35-56.
69. Сеница С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
70. Склиаров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордимерского типа. Новосибирск: изд-во СО РАН НИЦОИГМ, 1997. 182 с.
71. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.
72. Томуртогоо О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
73. Турбин М.Т., Анойкин В.И., Махинин А.В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шавли // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 86-99.
74. Ханчук А.И. Геодинамика и металлогения палеотрансформных границ Азиатского континента и Тихого океана на Дальнем Востоке России // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. Иркутск, 1998. С. 415-416.
75. Шишкина Г.Р., Роганов Г.В., Зубков В.Ф. Силурийские отложения южной части Дальнего Востока // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 50-57.
76. Ярмолук В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.
77. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41 - 67.
78. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальников Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18-32.
79. Coney, H.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 239. P. 239-333.
80. Howell, D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. London, New York, Charman and Hall, 1989. 232 p.
81. Jones D.G., Howell, D.G., Coney, H.J. and Monger, J.W.S. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, Terrapub, 1983. P. 21-35.
82. Metcalfe, I. Late Palaeozoic and Mesozoic palaeogeography of Eastern Pangea and Tethys // Pangea: global environments and resources. Canadian Soc. of Petroleum Geologists, Memoir 17, 1994. P. 97 -111.
83. Natal'in, B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. 2. P. 15-34.
84. Nie, S.Y., Rowley, D.B., and Ziegler, A.M. Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Paleozoic // Palaeogeography and Biogeography. Geological Society memoir. 1990. 12. P. 397-409.
85. Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map / U.S. Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1: 5000000; 2 sheets scale 1: 10000000.
86. Retiring, W.A. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insight from the metamorphic core complexes // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1986. V. 208. P. 97-122.
87. Rowley, D.B., Raymond, A., Parrish, J.T., Lottes, A.L., Scotese, C.R., and Ziegler, A.M. Carboniferous paleogeography, phytogeography, and paleoclimate reconstructions // Int. Coal Geology. 1985. 5. P. 7-42.
88. Pruner, P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous - preliminary data // Tectonophysics. 1987. 139. P. 155-167.
89. Sengur, A.M.C., Natal'in, B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 486-640.
90. Stock, J., Molnar, P. Uncertainties and implication of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to Farallon, Kula and Pacific plates // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1339-1384.
91. Tazawa, J. Middle Permian Brachiopod Biogeography of Japan and Adjacent Regions in East Asia // Pre-Jurassic Geology of Inner Mongolia, China. Osaka, 1991. P. 213-230.
92. The Palaeobiogeography of China / Yin Hongfu (ed.). Oxford, 1994. P. 131-187.

93. Tomurtogoo, O. A new tectonic scheme of the Paleozooids in Mongolian // *Geoscientist*. 1997. №3. P. 12-19.
94. Twiss, R.J., Moores, E.M. *Structural geology*. New York, W.N. Freeman and Company, 1992. 532 p.
95. Ziegler, A.M., Rees, P.M., Rowley, D.B., Bekker, A., Qing, L., Hulver, M.L. Mesozoic assembly of Asia: constraints from fossil floras, tectonics, and paleomagnetism // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 371-400.

*Поступила в редакцию 21 декабря 1998 г.*

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

***L.M. Parfenov, L.I. Popoko, O. Tomurtogoo***

### **The problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogene**

The Mongol-Okhotsk orogenic belt occupies the axial position among the Paleozoic orogenic belts of Central Asia and at the same time is closely related to the Mesozoic orogenic belts of the western Pacific framing. The elucidation of its nature is of key importance when determining the relationships between the plates of the contiguous regions of the paleo-Pacific and paleo-Asian oceans and interpreting the history of formation of different-age orogenic belts of Asia.

The previous models of formation of the Mongol-Okhotsk belt do not explain its characteristic features, such as 1) linear, ribbon-like form; 2) discontinuous character; 3) "blind" termination in Central Mongolia; 4) absence of associated, fully developed passive continental margins and fold-thrust belts originating on their place; 5) absence of foredeeps and typical collisional granites; 6) broad distribution of large (hundreds of kilometers) latitudinal sinistral strike-slip motions, determining deformational style; 7) distribution of faunas of different paleobiogeographic belonging.

The characteristic features of the Mongol-Okhotsk belt may be conditioned by an oblique approaching of the Amur superterrane (microcontinent) to the Siberian continent. In the Early and Middle Paleozoic, the superterrane was contiguous to the Altai-Sayan area, and this is responsible for the similarity between their Cambrian, Silurian, Devonian and Early Carboniferous faunas. In the Late Paleozoic and Early Mesozoic, the Amur superterrane (microcontinent) was moving along the southern margin of the Siberian continent from southwest to northeast (in the modern coordinates), successively joining the continent.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

*М.В.Алексютин\**, *Г.Е.Бондаренко\**, *П.С.Минюк\*\**

\* Геологический институт РАН, г.Москва

\*\* Северо-восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г.Магадан

В статье рассмотрены результаты комплексных структурных (структурно-геометрический анализ плоскостных элементов и кинематический анализ разломов и сопряженных сколовых трещин) и палеомагнитных данных для юрских пород Элекчанского грабена Омудевского блока, северной части Сугойской складчатой зоны, Коркодонской зоны Омолонского массива, а также верхнемеловых образований ольского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ольский залив Магаданской области). На основании материалов структурных исследований выявлена многоэтапная структурная эволюция Элекчанского грабена, которая несет признаки пульсационных присдвиговых деформаций. Для западной периферии Омолонского массива и северной части Сугойской зоны установлены признаки послейюрских присдвиговых дислокаций, сопровождаемых левосторонним вращением мелких блоков. Для ольского сегмента Охотско-Чукотского пояса выявлены посттуронские присдвиговые деформации, которые могли сопровождаться правосторонним вращением блоков. Согласно палеомагнитным данным, постюрские латеральные перемещения изученных образований по амплитуде не превышали пределов точности палеомагнитного метода. Установлен широкий возрастной диапазон деформаций, связанных с верхоянской фазой складчатости: от средней юры на западе Омолонского массива, до киммеридж-волжского веков на востоке Омудевского поднятия. Палеоширотные характеристики для доскладчатой компоненты изученных объектов значимо отличаются от сибирских (объекты восточной части Колымской структурной петли) и от североамериканских (ольский сегмент Охотско-Чукотского пояса).

### ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

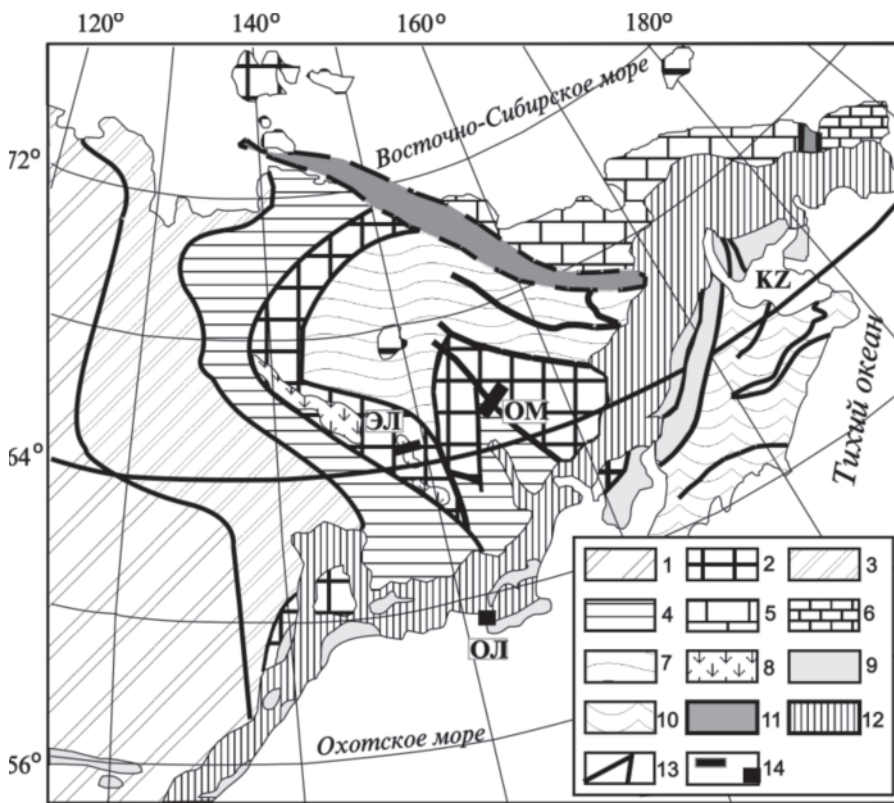
Представления о кинематической истории отдельных структурных элементов, входящих в состав мезозойских складчатых поясов Северо-Востока Евразии, до сегодняшнего дня остаются противоречивыми. Некоторое время назад доминировали две точки зрения: 1) многие блоки, ныне входящие в состав Верхояно-Колымских мезозоид, являются аллохтонными и были аккретированы к Сибирской окраине со стороны Пацифики в раннем мелу, до заложения Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса [6, 11, 12, 14, 16, 23]; 2) заметные латеральные перемещения блоков в верхнем палеозое и мезо-кайнозое отсутствовали [17]. В последние 5-7 лет для мезозоид Северо-Восточной Евразии были получены и обобщены результаты детальных стратиграфических, структурных и палеомагнитных исследований, которые существенно меняют устоявшиеся представления [2, 3, 5, 13, 18, 20, 24]. Согласно им, для большинства блоков Верхояно-Колымских мезозоид амплитуда латеральных перемещений на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя

была сопоставима с размерами самих блоков и современной шириной разделяющих блоки складчатых зон. Для позднемелового-кайнозойского этапа развития региона утвердилась точка зрения, согласно которой заметные латеральные перемещения блоков в Северо-Восточной Евразии в этот период времени отсутствовали [18, 21].

В данной статье авторы, опираясь на новые палеомагнитные и структурные данные, рассматривают кинематические особенности поступательных и вращательных перемещений ряда блоков в мезозоидах Северо-Востока Евразии на протяжении юры, мела и кайнозоя.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В рассматриваемой части Верхояно-Колымских мезозоид можно выделить два главных типа структур: коллизионные - мезозоиды восточной части Колымской петли, и аккреционные - поздние мезозоиды Тайгоносско - Пекульнейского складчатого пояса (рис.1). Независимым наложенным структурным элементом являются вулканогенные накопления Охотско-Чукотского пояса, развивавшегося с конца



**Рис. 1.** Схема расположения объектов исследования на Северо-Востоке Евразии.

1-чехол Сибирского континента; 2-блоки с докембрийским континентальным фундаментом, отчлененные от Сибирского континента в результате континентального рифтинга; 3-Верхоянский складчатый пояс (дислоцированные отложения шельфа и континентального склона Сибирского континента); 4-дислоцированные мезозойские отложения Индигиро-Колымского складчатого пояса (совместно с 2 образуют структуру Колымской петли); 5-дислоцированный чехол Чукотского блока Северо-Американского континента; 6-Восточно-Чукотский континентальный блок; 7-Алазейско-Олойский коллизионный складчатый пояс; 8-Уяндино-Ясачненский верхнеюрский вулканогенный пояс; 9-Тайгоносско-Пекульнейский аккреционный складчатый пояс; 10-Корякско-Камчатский аккреционный складчатый пояс; 11-коллизионные сuture; 12-Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13-главные шовные зоны; 14-объекты исследований: Эл-Элекчанский грабен, Ом-западная периферия Омолонского массива и Сугойская зона, Ол-район Ольского залива.

альба по коньяк [1]. Породы Охотско-Чукотского пояса залегают на более древних коллизионных и аккреционных структурах с угловым несогласием.

Восточная часть Колымской структурной петли состоит из серии относительно жестких блоков с докембрийским кристаллическим основанием (Омолонский, Приколымский, Омулеский и др.), которые разделены интенсивно деформированными линейными складчато-чешуйчатыми зонами (Инъяли-Дебинская, Сугойская и др.). Эти структуры в поздней юре-раннем мелу принадлежали к периферической зоне Сибирского кратона и были вовлечены в процесс его коллизии с Чукотским блоком Северо-Американского кратона [2, 20, 24].

Вдоль северной периферии структур Колымской петли в виде прерывистой цепочки распространены наложенные верхнеюрские континентальные терригенно-вулканогенные комплексы, объединяемые в Уяндино-Ясачненский пояс [4, 15] надсубдукционного или рифтогенного и надсубдукционного [10] генезиса. Основные складчатые деформации в регионе имели место в поздней юре-первой половине раннего мела.

Структуры Тайгоносско-Пекульнейского пояса дискордантны по отношению к структурам восточной части Колымской петли и возникли в результате взаимодействия Сибири и ее периферических

жестких блоков с океаническими плитами Палео- и Мезопаффики [12, 14]. Здесь складчатые деформации начались в конце юры и завершились в предальбское время.

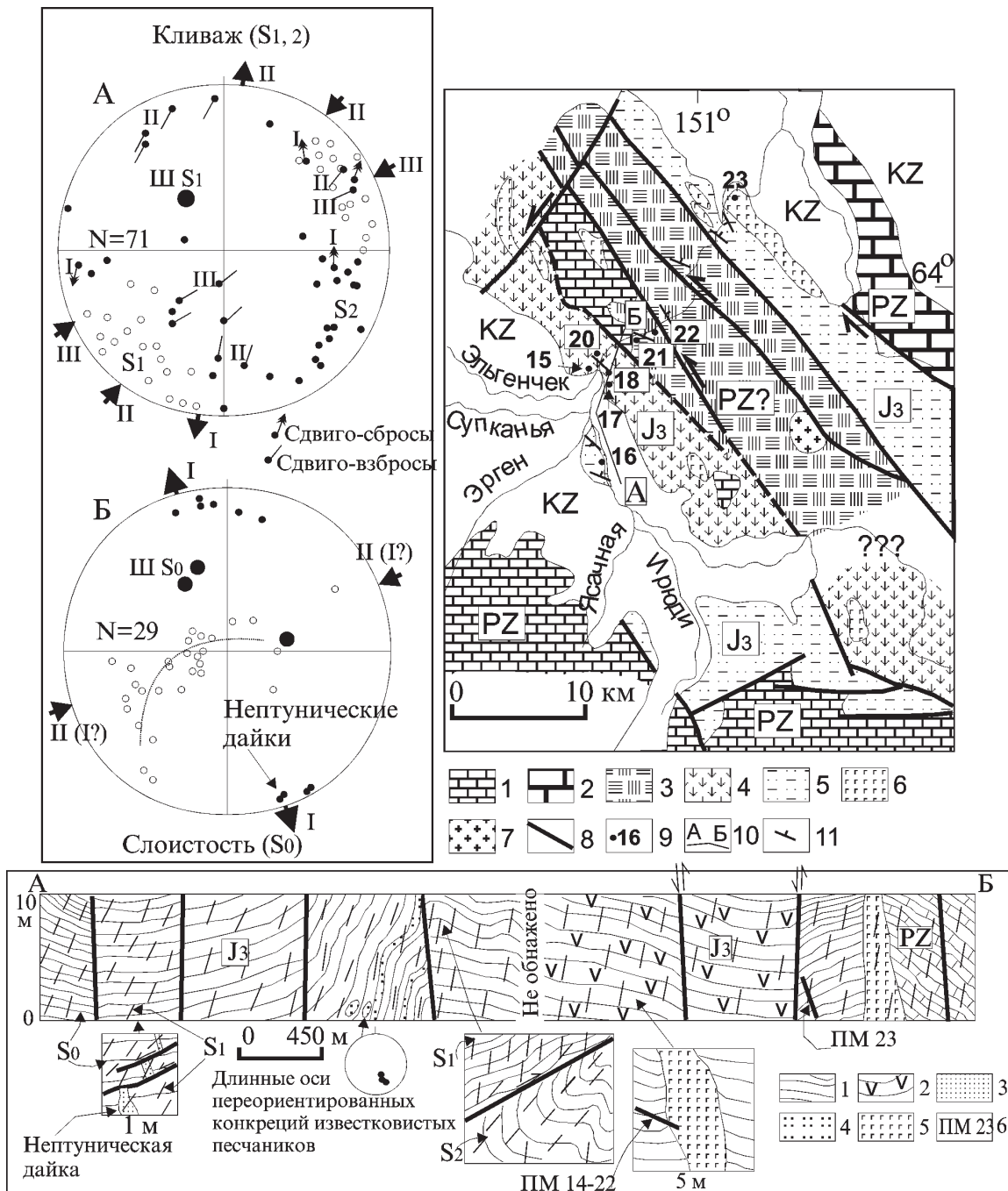
Авторами были проведены палеомагнитные и структурные исследования в пределах коллизионных структур: западная часть Омолонского блока, север Сугойской чешуйчато-складчатой зоны, юго-восток Омулеского блока, а также в пределах Охотско-Чукотского пояса на юго-западе п-ва Кони (см. рис.1).

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

##### Юго-восточная часть Омулеского блока

Геологические данные. На юго-востоке Омулеского блока распространены деформированные полифациальные терригенно-карбонатные палеозойские образования [3, 9], перекрытые верхнеюрскими вулканогенно-терригенными толщами Элекчанского грабена [5] (рис. 2).

В пересечении вдоль долины р.Ясачной в южном и северном бортах грабена распространены фациально изменчивые терригенные (песчаники, алевролиты, гравелиты, насыщенные углистым веществом и обугленным растительным детритом) и вулканогенно-терригенно-пирокластические (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффи-



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта северной части Элекчанского грабена и геологический профиль по линии А-Б. Слева - стереограммы (проекция на верхнюю полусферу, сетка Вульфа).

1, 2-палеозойские образования: 1-Ирюдийской подзоны Омuleвского блока; 2-южной части Приколымского блока; 3-толща подушечных пикробазальтов предположительно D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> возраста; 4, 5-киммеридж-волжские образования Элекчанского грабена: 4-вулканогенные, 5-терригенно-пирокластические; 6, 7-субвулканические тела позднеюрского возраста: 6-среднего - основного и 7-кислого состава; 8-разломы; 9-точки наблюдений; 10- положение геологического профиля; 11-элементы залегания слоистости.

Для геологического профиля по линии А-Б: 1-терригенно-пирокластические образования; 2-вулканогенные образования; 3-нептунические дайки песчаников; 4-пласты и пакки песчаников; 5-субвулканические тела диабазов; 6-номера сайтов палеомагнитного опробования.

Для стереограмм: А-векторы тектонических борозд скольжения и полюса кливажа двух генераций. Жирными стрелками показаны реконструированные главные направления сжатия и растяжения для разных этапов деформаций; Б-полюса слоистости и полюса нептунических даек. Остальные пояснения к стереограммам в тексте.

ты, тефроиды, субаэральные потоки и субвулканические тела основных, средних и кислых вулканитов повышенной щелочности) отложения киммеридж-волжского возраста [5] (см. рис. 2). В прибортовых частях грабена (т.н. 16, 23 на рис. 2) преобладают терригенные и туфотерригенные породы. Многочисленные следы размывов, волнового взмучивания и взламывания, знаки волновой ряби, косые серии свидетельствуют о накоплении толщи в мелководных прибрежно-морских или лагунно-дельтовых условиях. Характерны многочисленные субвертикальные нептунические дайки песчаников и гравелистых песчаников мощностью в первые десятки сантиметров (см. рис. 2, профиль). По направлению к центральной части грабена (т.н. 15, 17-20, рис. 2) начинают преобладать вулканогенные и терригенно-пирокластические образования. Центральная часть грабена сложена терригенно-карбонатными породами нижнего-среднего девона [5], которые структурно и стратиграфически вверх надстраиваются вулканогенной толщей (т.н. 21, 22, рис. 2), ранее не описанной. Толща сложена потоками с массивной и подушечной отдельностью высокотитанистых базальтов, пикробазальтов и пикритов с прослоями и линзами кремнисто-глинистых пород. Характерны многочисленные силлы основного и ультраосновного состава. По аналогии с разрезами рек Коркодон и Колыма [5], возраст этой толщи условно принимается как позднедевонско-раннекаменноугольный.

**Структурные данные.** Структура юрских образований Элекчанского грабена определяется многочисленными субвертикальными разломами северо-западного простирания, которые пересекают их на серии линейных блоков-доменов (см. рис. 2).

**Слоистость.** В пределах доменов не выявлено крупных складчатых дислокаций слоистости, которая образует незначительно нарушенные моноклинали. Мелкие складки слоистости приурочены к поверхностям послонных срывов, а также к зонам разломов. В последнем случае шарниры складок ориентированы под углами  $45^\circ$  и более (см. рис. 2, стереограмма Б). Так же круто ориентированы и длинные оси будин песчаников (см. рис. 2, профиль). На стереограмме видно, что полюса слоистости  $S_0$  образуют пояс, свойственный конической деформации, которая могла образоваться в результате латерального сжатия запад-юго-запад - восток-северо-восточного направления (здесь и далее координаты современные) (см. рис. 2, стереограмма Б, вектора II (I?)). Нептунические дайки песчаников простираются в тех же румбах, т.е. под углом около  $30-40^\circ$  к простиранию грабена (см. рис. 2, карта и стереограмма Б). Следовательно, система трещин, заполненных нептуническими дайками, могла возникнуть в условиях сжатия, коаксиального сжатия, деформировавшему

слоистость (вектора II (I?) на стереограмме Б) и субперпендикулярного этому направлению растяжения (вектора I на стереограмме Б).

**Кливаж.** Во всех комплексах в пределах грабена широко распространен кливаж двух генераций (см. рис. 2, стереограмма А), секущий нептунические дайки. Ранний кливаж  $S_1$  (стереограмма А, не залитые кружки) ориентирован субпараллельно простиранию грабена. Он наиболее широко развит и в пределах интенсивно деформированных участков, сходен с проникающим кливажом. Ранний кливаж параллелен осевым поверхностям немногочисленных складок с субвертикальными шарнирами. Ранний кливаж деформирован. Обработка замеров раннего кливажа на сетке Вульфа (см. рис. 2, стереограмма А) показывает, что сжатие, приведшее к его деформации, было ориентировано в юго-запад - северо-восточных румбах, т.е. субкоаксиально со сжатием, деформировавшим слоистость. Это свидетельствует о пульсационном проявлении сжатия такой ориентировки. Поздний кливаж  $S_2$  проявлен спорадически вблизи зон хрупких деформаций, приуроченных к разломам, и бывает параллелен осевым поверхностям немногочисленных наложенных складок слоистости (см. рис. 2, профиль). Поздний кливаж круто погружается в южных - восток-северо-восточных румбах, что, возможно, связано с проявлением более поздних деформаций (см. рис. 2, стереограмма А).

**Разрывные нарушения.** Доминируют субвертикальные разломы северо-западного простирания. С ними сопряжены разломы субширотного и северо-восточного простирания, также крутозалегающие (см. рис. 2, карта). Преобладающим кинематическим типом разломов являются сдвиги. Анализ тектонических борозд скольжения на сетке Вульфа позволил выделить признаки разновозрастных подвижек трех генераций (рис. 2, стереограмма А). Наиболее ранними являются движения сдвига-сбросового типа, реализованные по поверхностям субмеридионального простирания и сопровождаемые хрупкими деформациями. Растяжение, сопровождавшее формирование сдвига-сбросов, было ориентировано субмеридионально и в целом близко к ориентировке растяжения, сопровождавшего формирование нептунических даек (см. рис. 2, стереограмма А, векторы I). Сжатие при этом было ориентировано субширотно. Вероятно, сдвига-сбросы следует рассматривать в едином структурном парагенезе с нептуническими дайками.

Более поздним кинематическим типом подвижек были сдвиги и сдвига-взбросы, реализовавшиеся на поверхностях южного, северо-западного (левые) и северо-восточного (правые) падения и сопровождавшиеся хрупкими деформациями. Они возникли в условиях латерального юго-запад - северо-восточного



сжатия (см. рис. 2, стереограмма А, векторы II). Такое же направление сжатия получено при анализе сопряженных со сдвигами систем сколовых трещин.

Наиболее поздний зафиксированный кинематический тип подвижек - левые сдвиги-взбросы. Они реализовались на поверхностях юго-западного, южного и северо-восточного падения в условиях сжатия, ориентированного запад-юго-запад - восток-северо-восток (см. рис. 2, стереограмма А, векторы III).

**Промежуточные выводы.** Учитывая современное северо-западное простирание Элекчанского грабена, можно предположить, что на раннем этапе развития протограбен состоял из серии ограниченных сдвиги-сбросами, кулисообразно расположенных прогибов субширотной ориентировки, локализованных вдоль зоны северо-западного простирания (субширотное сжатие и субмеридиональное растяжение). В пределах прогибов происходили осадконакопление и вулканизм. Ограничениями этой зоны могли служить левые сдвиги северо-западного простирания, структуры-индикаторы которых затушеваны более поздними деформациями. На заключительных этапах формирования грабена господствовало сжатие северо-восточной ориентировки (кливаж  $S_1$ , сдвиги и сдвиги-взбросы). После формирования позднеюрских вулканогенно-терригенных пород заполнения грабена вновь проявилось северо-восточное сжатие (кливаж  $S_2$ , левые сдвиги-взбросы).

В ходе деформаций 2-го и 3-го этапов блоки внутри зоны Элекчанского протограбена могли претерпеть вращения против часовой стрелки на величины до первых десятков градусов вследствие левосдвиговых перемещений по ограничивающим эту зону северо-западным разломам.

Время проявления двух последних этапов деформаций однозначно не установлено. По мнению авторов, второй этап деформаций, вероятнее всего, соответствует верхоянской фазе складчатости (ранний мел), а третий имел место во второй половине мела.

### Запад Омолонского массива

**Геологические данные.** Исследования были сконцентрированы в пределах Коркодонской зоны, которая расположена на юго-западе Омолонского массива (см. рис.1), ограничена с обеих сторон разломами левосдвиговой кинематики и рассматривается как периферийная погруженная часть Омолонского массива [2, 5, 13]. Изученные юрские отложения отличаются от близковозрастных толщ чехла Юкагирского блока увеличенной мощностью, большей полнотой разрезов, а также большей мористостью отложений [2, 13]. По сравнению с чехлом Юкагирского блока в Коркодонской зоне возрастает также степень дислоцированности отложений.

Объектом исследования были терригенные породы батско-келловейского возраста [8], обнаженные в береговых обрывах правого борта р.Булун в 0.4 км ниже по течению устья р.Нельгю (рис.3, т.н. 14). Они образованы параллельно-слоистыми, интенсивно биотурбированными серыми песчаниками (слои по 0.3-0.5 м) с признаками нормальной градиционности и галькой алевролитов, кремнисто-глинистых пород, риолитов в приподошвенной части пластов, пачками переслаивания песчаников с черными углеродистыми алевролитами. В песчаниках присутствуют линзы гравелитов с окатанной галькой риолитов, алевролитов, кварца, мелкозернистых песчаников. Мощность изученной части разреза около 25-30 м.

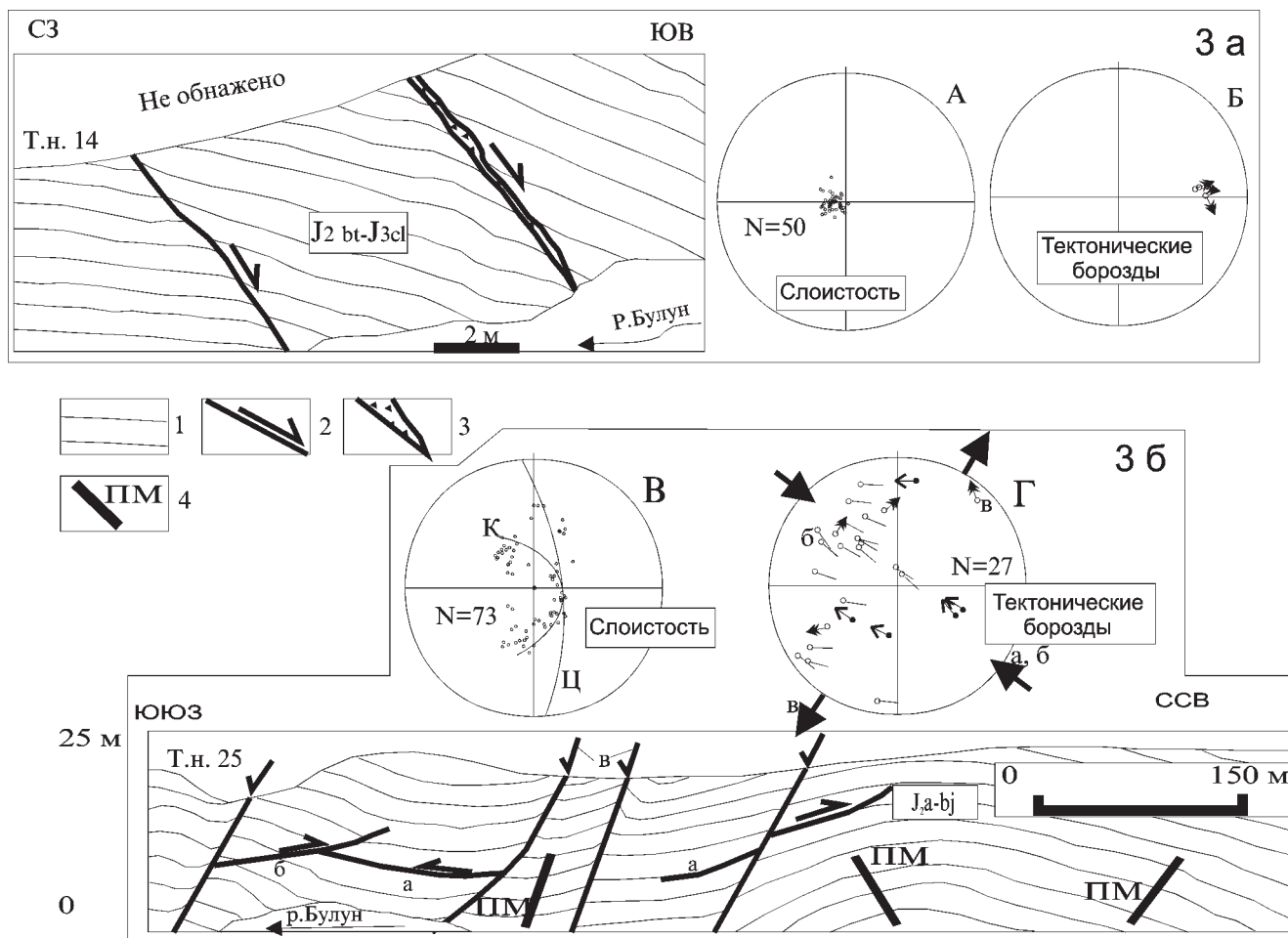
**Структурные данные.** Структура толщи представляет собой моноклираль (см. рис. 3а - профиль и стереограмма А), погружающуюся на юго-восток и нарушенную малоамплитудными сдвиги-сбросами (см. рис. 3а, профиль и стереограмма Б). Последние интерпретируются как следствие вращения ограниченных разломами доменов против часовой стрелки, которое происходило в конце юры-начале мела в результате смещения Омолонского массива по левым сдвигам северо-западного простирания [2].

### Сугойская зона

Северная часть Сугойской зоны ограничена сдвигами северо-западного простирания и сложена интенсивно деформированными триасово-юрскими терригенными отложениями [2,7, 13].

**Геологические данные.** По сравнению с близковозрастными отложениями Юкагирской зоны, они характеризуются более мощными и полными разрезами, преобладанием в разрезах алевролитов и аргиллитов, большей долей турбидитов и более интенсивной дислоцированностью. Юрские отложения содержат пачки проксимальных турбидитов и сформировались за счет размыва пород Юкагирского блока [13].

Исследования проводились в восточной части Сугойской зоны вблизи Тебанинского левого сдвига [13]. Здесь в береговых обрывах правого борта р.Булун, в 0.25 км ниже устья р.Арнольд (рис.3, т.н. 25) распространена толща ааленско-байосского возраста [7] тонкого переслаивания серых полимиктовых песчаников (слои до 0.4 м) и серых алевролитов (0.1-0.2 м). Границы слоев песчаников и алевролитов резкие, параллельные и волнистые, с многочисленными признаками размыва. В песчаниках отмечена разноориентированная косая слоистость, следы взмучивания и биотурбаций, конволюции. В отдельных слоях песчаников зафиксирована нормальная градиционность. Алевролитам свойственна пиритизация.



**Рис. 3.** Схематические профили для объектов западной периферии Омолонского массива и Сугойской зоны и результаты обработки замеров борозд скольжения и слоистости на сетке Вульфа.

3а - бат-келловейские отложения Коркодонской зоны Омолонского массива; 3б - аален-байосские отложения северной части Сугойской зоны.

1-слоистость; 2-разломы и их кинематика; 3-тектонические брекчии; 4-линии палеомагнитного опробования.

Для 3а: стереограммы: А-полюса слоистости, Б-борозды скольжения сбросовой кинематики;

для 3б: стереограммы: В-полюса слоистости и пояса, соответствующие коаксиальной конической (К) и цилиндрической (Ц) деформациям, Г-борозды скольжения трех этапов деформаций. Остальные условны обозначения те же, что на рисунке 2. Пояснения в тексте.

**Структурные данные.** Структура толщи в районе наблюдений представляет собой антиклиналь, крылья которой нарушены сдвиго-сбросами (см. рис. 3б, профиль).

**Слоистость.** Анализ замеров на сетке Вульфа свидетельствует о наличии двух типов поясов, объединяющих нормали к плоскостям слоистости (см. рис. 3б, стереограмма В). Первый тип характеризует коническую деформацию (см. рис. 3б, стереограмма В, пояс обозначен буквой К), и соответствующие ему нормали (полюса) расположены вдоль дуги малого круга. Второй пояс (обозначен буквой Ц) соответствует цилиндрической деформации, и соответствующие ему нормали расположены вдоль дуги больш-

шого круга. Вероятнее всего, оба пояса соответствуют одному этапу деформаций, в ходе которого главная ось латерального сжатия была ориентирована в субмеридиональном направлении. Наличие двух типов поясов типично для участков замыканий складчатых структур.

**Разрывные нарушения.** Результаты статистической обработки замеров тектонических борозд скольжения показаны на рисунке 3б (стереограмма Г). Они свидетельствуют о наличии признаков нескольких этапов деформаций. Борозды типа "а" (см. рис. 3б, стереограмма Г), соответствующие подвижкам со сдвиговой и сдвиго-взбросовой кинематикой, часто приурочены к поверхностям напластования.

Этот тип борозд сформировался в результате латерального сжатия, ориентированного в северо-запад - юго-восточных румбах. Борозды типа "б" более поздние (несущие их поверхности смещают поверхности с бороздами типа "а" на первые десятки сантиметров) и по кинематике соответствуют подвижкам взбросового и сдвиго-взбросового характера. Формирование этого типа борозд могло происходить в результате латерального сжатия, которое было ориентировано субкоаксиально сжатием для борозд типа "а". Борозды типа "в" - наиболее поздние и соответствуют сдвиго-сбросам, которые могли сформироваться в результате латерального растяжения, ориентированного в юго-запад - северо-восточных румбах (см. рис. 3б, стереограмма Г).

**Промежуточные выводы.** Сформированные в результате субмеридионального сжатия складки слоистости на севере Сугойской зоны связаны с ранними досдвиговыми деформациями [13]. Формирование парагенеза левых сдвигов северо-западного простирания (борозды скольжения, мелкие наложенные складки слоистости) происходило в течение поздней юры-раннего мела [2] и носило пульсационный характер (коаксиальность сжатия для борозд типа "а" и "б", рис. 3 Г). Сбросо-сдвиги могут рассматриваться как опережающие сколы, связанные с вращением мелких блоков против часовой стрелки [2].

### Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

**Геологические данные.** Объектом исследований являлись терригенно-вулканогенные образования двух толщ: "Мыса Хабриз" и залегающей стратиграфически выше - "Поперечной", которые обнажены в береговых обрывах восточной части Ольского залива на интервале от пос.Атарган до м.Хабриз (рис. 4). Толща "Мыса Хабриз" состоит из субэпиральных потоков базальтов, андезитов и более кислых вулканитов (мощности потоков от 0.3 до 15 м и более). Вулканиты разделены аналогичными по составу туфами, а также туфово-терригенными породами (мощности от 1 м до 15-20 м). Стратиграфически выше без признаков несогласия залегают эффузивные базальты, трахибазальты и более кислые вулканиты, ассоциирующие с туфами и туфово-терригенными породами (в том числе туфоконгломератами) "Поперечной" толщи. Отмечаются многочисленные дайки базальтов с преобладающим субмеридиональным простиранием.

**Геохронологические данные.** Возраст базальтов толщи Мыса Хабриз составляет  $103.9 \pm 2.1$  млн лет (нижняя часть толщи, обр. 9601/3), а базальтов Поперечной толщи -  $82.1 \pm 1.9$  млн лет (обр. 9603/3) и  $80.6 \pm 1.5$  млн лет (обр. 9602/8). Определения выполнены К-Аг методом согласно методике 3-ей категории: "Калий-аргоновый метод определения радиологи-

ческого возраста пород" (ВИМС, 1985). При расчетах использовались константы, рекомендованные XXI сессией Комиссии по определению абсолютного возраста. Анализы выполнены в Лаборатории изотопной геохронологии и геохимии под руководством И.Н.Котляра (аналитики Александрова А.А., Александрова Н.М., Люскин А.Д.). Возраст изученной части разреза лежит в интервале сенманский-коньякский ярусы.

**Структурные данные.** Породы обеих толщ образуют моноклираль, погружающуюся на северо-восток (см. рис. 4, стереограмма А). Моноклираль осложнена субвертикальными зонами хрупких правых сдвигов северо-западного простирания (Азимут простирания около  $120-160^\circ$ ), которые смещают образования обеих изученных толщ. К основным зонам приурочены многочисленные опережающие сколовые трещины. По бороздам скольжения на них и по ориентировке сопряженных систем трещин для правых сдвигов реконструируется главное сжатие, ориентированное северо-запад - юго-восток, и комплементарное растяжение, ориентированное юго-запад - северо-восток (см. рис. 4, стереограмма Б). Видимая амплитуда смещения по правым сдвигам достигает 50-80 метров (см. рис. 4, блок-диаграмма).

**Промежуточные выводы.** Деформации пород Охотско-Чукотского пояса в районе Ольского залива связаны с постконьякскими правыми сдвигами и сдвиго-сбросами северо-западного простирания. По нашему мнению, эти структуры могут быть сопоставлены со сдвигами Омсукчанского хребта, которые смещают средне меловые комплексы Охотско-Чукотского пояса.

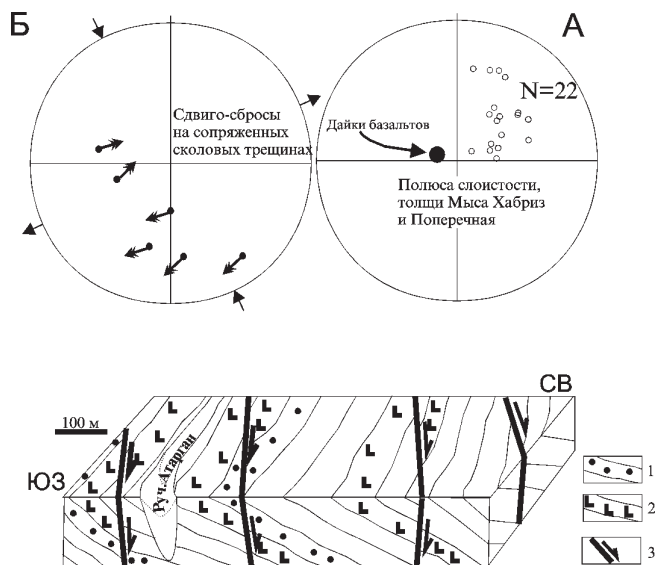
### ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Объектами исследований были:

(А) **На востоке Омудевского блока:** 1. Вулканогенно-терригенные толщи киммеридж-волжского возраста Элекчанского грабена (см. рис. 2, профиль). Изучено 5 обнажений, в каждом из которых опробованные мощности составляют 80-100 м. Внутри каждого обнажения вариации залегания слоистости незначительны. Одно из обнажений - толща подушечных базальтов и пикритов предположительно  $D_3-C_1$  возраста (опробовано около 100 м по мощности из структурно нижней части толщи).

(Б) **На северном побережье Ольского залива:** верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования толщ "Мыса Хабриз" и "Поперечная" Охотско-Чукотского пояса (см. рис. 4).

(В) **На Западе Омолонского массива и севере Сугойской зоны:** В1. Терригенные породы батско-келловейского возраста Коркодонской зоны (т.н. 14). В2. Терригенный флиш аален-байосского возраста (т.н. 25) Сугойской зоны (см. рис. 3).



**Рис. 4.** Схематическая блок-диаграмма и результаты обработки замеров борозд скольжения и слоистости на сетке Вульфа для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1-маркирующие пласты туфоконгломератов; 2-маркирующие пласты вулканитов; 3-сдвиго-сбросы. Остальные условные обозначения те же, что на рисунке 2.

### Методика

Лабораторные исследования образцов проводились в палеомагнитной лаборатории Геологического института РАН. Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Используемые высокотемпературные печи имели 4 пермалловых экрана для компенсации внешнего магнитного поля. Измерения остаточной намагниченности выполнялись на рок-магнитометрах JR-4 (Чехословакия). Компонентный анализ данных магнитной чистки [25, 28] проводился с помощью компьютерных программ Р. Энкина.

Из рассмотрения были исключены около 5% образцов, изменения направлений намагниченности которых в процессе чистки были бессистемны и/или направления намагниченности для кубиков из одного штупфа сильно различались.

### Результаты палеомагнитных исследований

В разрезе А наблюдается однокомпонентная биполярная намагниченность с блокирующими температурами 480-520° (рис. 5а) и двухкомпонентная намагниченность с блокирующими температурами 480 и 520° (рис. 5в) для терригенно-пирокластических пород, однокомпонентная намагниченность обратной полярности с блокирующими температурами 500-560° (рис. 5б) для андезибазальтов и двухкомпонентная намагниченность нормальной полярности для пикритовых базальтов, с блокирующими темпе-

ратурами 480 и 600° (рис. 5г). Тесты складки и обращения [19, 22, 26], проведенные совместно для осадочных пород и андезибазальтов, показывают, что намагниченность имеет доскладчатый возраст (рис. 6а). Низкотемпературная компонента пикритовых базальтов имеет то же направление, что и направление, полученное по осадкам и андезибазальтам (рис. 6б). Направление высокотемпературной компоненты пикробазальтов несколько иное (рис. 6в). Учитывая, что толща пикритовых базальтов является более древней, можно предложить следующую гипотезу. Намагниченность, полученная по осадочным породам и андезибазальтам, является доскладчатой и, вероятно, метакронна формированию вулканогенно-осадочной толщи. При этом, более древние пикритовые базальты были частично перемагничены во время ее формирования.

Отметим, что высокотемпературная компонента намагниченности пикритовых базальтов сопоставлена с верхнедевонским-нижнекарбонным направлением, рассчитанным для района исследований по литературным данным для Сибирских полюсов [27]. Направление доскладчатой компоненты (табл.) вулканогенно-осадочного комплекса не отличается от верхнеюрских реферативных направлений для Евразии.

**Промежуточные выводы.** 1. Направление, полученное по пикритовым базальтам, близко к сибирским [27] позднедевонским-раннекаменноугольным направлениям (рис. 6в), что не противоречит их D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> возрасту.

2. Направление по юрским вулканогенно-осадочным породам доскладчатое и значительно не отличается от позднеюрского направления для Евразии (см. рис. 6а).

3. Из двух первых выводов следует, что Омлевское поднятие не испытывало существенных (в пределах точности палеомагнитного метода) поступательных и вращательных перемещений относительно Евразии, по крайней мере с поздней юры.

**Образцы разреза Б** можно разделить на два типа. Первый характеризуется однокомпонентной намагниченностью с блокирующими температурами 560-600° (компонента Х в табл.), (рис. 5д), второй тип - двухкомпонентной намагниченностью с блокирующими температурами 400 и 600° (рис. 5е). Высокотемпературная компонента для образцов второго типа в нескольких случаях имеет обратную полярность. Тест складки показывает доскладчатую природу всех выделенных компонент. Однако учитывая слабые вариации элементов залегания, можно полагать, что в данном случае мы имеем дело с двумя различными по возрасту намагниченностями. Высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности второго типа образцов вероятно образова-

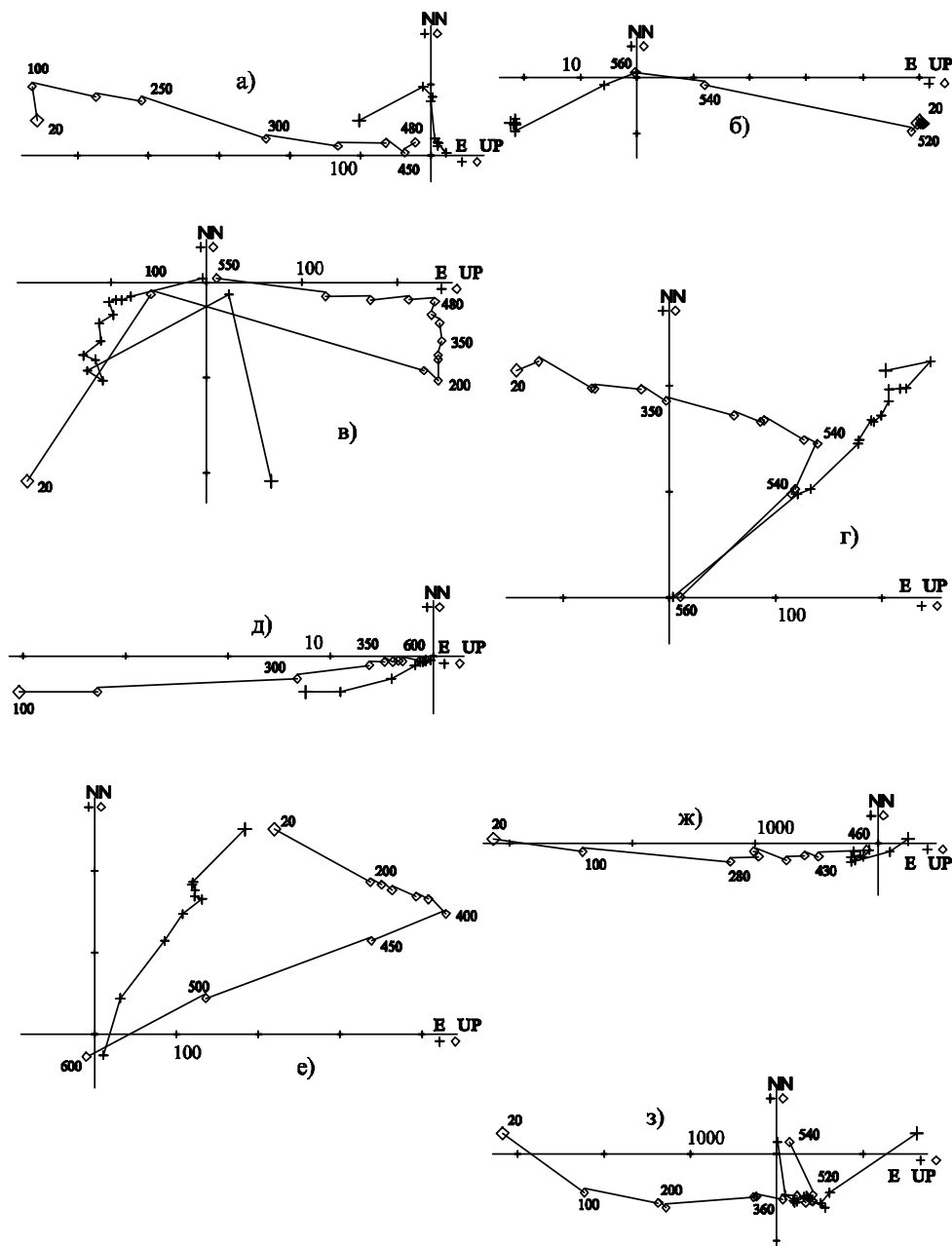
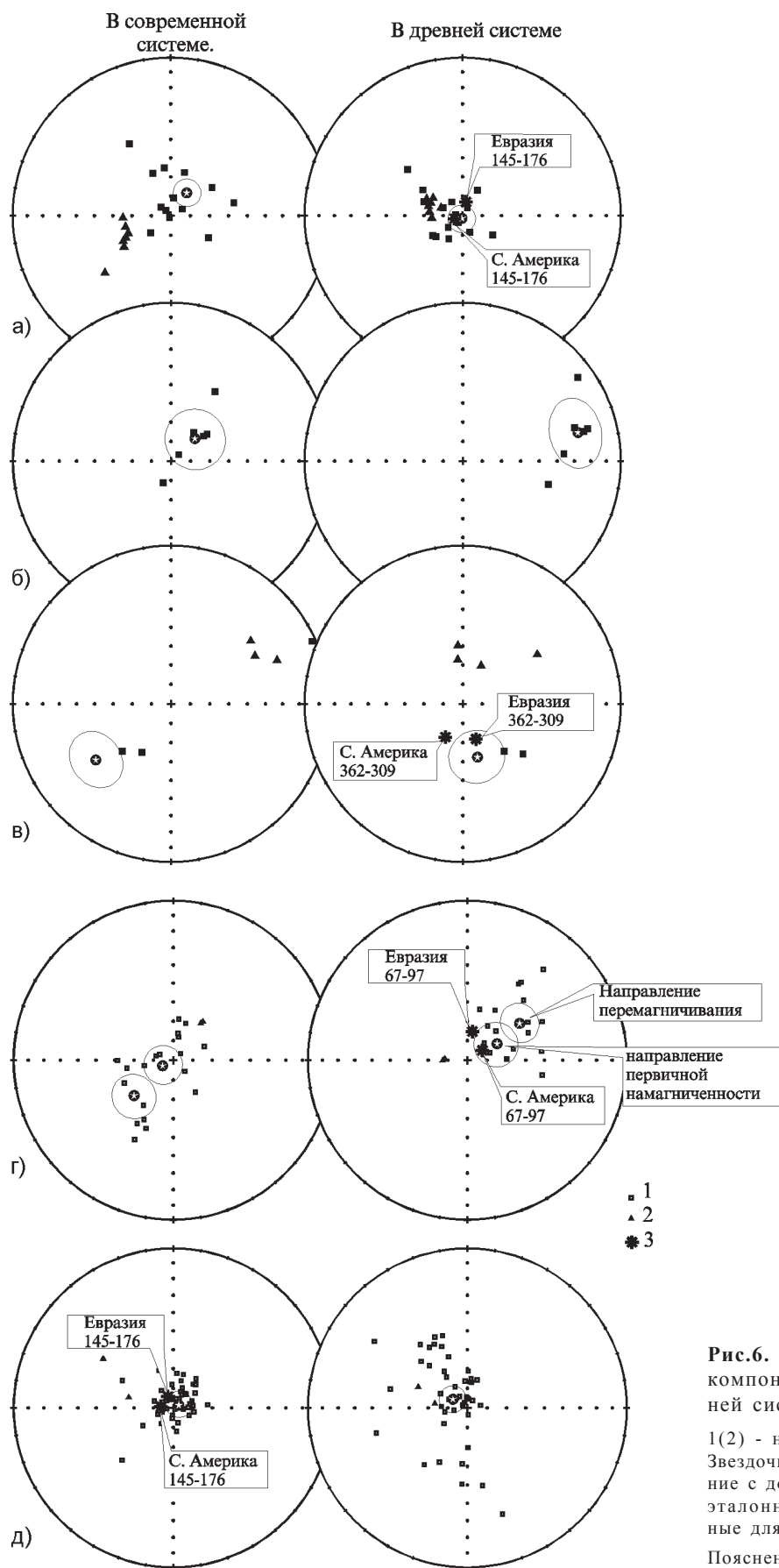


Рис. 5. Примеры диаграмм Зийдervельда изученных пород. Географическая система координат. Температура в градусах Цельсия. 1 деление  $-1 \times 10^{-3}$  Ам/м. Кресты (ромбы)-проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскости.

лась во время формирования пород. По направлению она практически совпадает с реферативными направлениями для Евразии, хотя и наблюдается некоторое отличие по склонению (см. табл., рис. 6г). Однако из-за крутого наклона, что приводит к резкому увеличению ошибки по склонению, с большей уверенностью говорить о повороте изученного блока по часовой стрелке нельзя. Низкотемпературная компонента этого типа образцов вероятно является синскладчатой или послескладчатой. В образцах первого типа спектры размагничивания вышеописанных компонент видимо совпадают, а для ряда образцов, видимо, произошло полное перемагничивание и первичная компонента просто отсутствует. В

пользу подобной интерпретации свидетельствует факт, что распределение направлений однокомпонентных образцов практически совпадает с распределением низкотемпературной компоненты образцов второго типа, но несколько смещено к распределению высокотемпературной компоненты.

Промежуточные выводы. 1. Высокотемпературная компонента изученных верхнемеловых пород близка по направлению к рассчитанным для района работ реферативным направлениям для Евразии, что предполагает практически неподвижность исследованного блока относительно континентов. Наблюдается некоторое отличие полученного направления по склонению, что свидетельствует о возможном по-



**Рис.6.** Распределение выделенных компонент в современной и древней системах координат.

1(2) - нижняя (верхняя) полусфера. Звездочка в кружочке - среднее значение с доверительным интервалом. 3 - эталонные направления, рассчитанные для районов проведения работ.

Пояснения в тексте.

Таблица. Результаты палеомагнитных исследований.

Объект		N	Система координат								Тест складки	
			современная				древняя					
			D	I	к	$\alpha_{95}$	D	I	к	$\alpha_{95}$		
А	J <sub>3</sub>	22	43,6	74,6	17,8	7,6	159,5	74,6	22,1	6,7	+	
	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ?	HT	6	45,5	73,6	19,4	15,6	77,0	27,2	19,2		15,7
		BT	6	232,4	41,2	23,9	14,0	165,3	61,7	23,9		14,0
Б	K <sub>1</sub>	HT+X	14	244,7	86,4	14,2	10,9	52,5	57,2	17,1	9,9	+
		BT	5	225,9	64,5	26,7	13,2	57,7	73,8	36,1	11,3	+
В	J <sub>2-3</sub>	47	56,2	86,5	29,5	3,9	302,7	80,6	10,3	6,8	-	

**Примечание.** D, I, k,  $\alpha_{95}$  – склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия, вычисленные по N образцам, HT – низкотемпературная компонента, BT – высокотемпературная компонента, X – см. текст.

вороте изученного блока по часовой стрелке, однако значительная величина ошибки по склонению, вызванная крутым наклонением, не позволяет говорить об этом с уверенностью. В процессе деформации изученные породы были частично перемагничены.

Образцы разрезов В1 и В2 характеризуются однокомпонентными диаграммами Зийдервельда (рис. 5ж). Выделенные компоненты намагниченности имеют блокирующие температуры 460-500°. Для многих образцов отмечаются случаи, когда прямолинейный участок на диаграмме Зийдервельда не идет в начало координат (рис. 5з). Все выделенные компоненты намагниченности имеют нормальную полярность.

Тест складки показывает, что намагниченность разреза В1 является доскладчатой, а намагниченность разреза В2 послескладчатой. Однако несмотря на положительные результаты теста складки, имеются существенные основания предполагать, что породы разреза В1 перемагничены. Этот разрез характеризуется слабыми вариациями элементов залегания. Среднее направление его очень близко к направлению послескладчатой намагниченности разреза В2. Тест складки, проведенный для объектов В1 и В2 совместно, свидетельствует о послескладчатом возрасте намагниченности. Кроме того, для образцов именно этих коллекций характерны диаграммы Зийдервельда, когда прямолинейный участок идет не в начало координат. Таким образом, наиболее вероятным является перемагничивание пород этих двух разрезов по тем же направлениям, поэтому в конечном итоге они рассматривались вместе (рис. 6д, таблица).

Была предпринята попытка получить направление высокотемпературной компоненты, используя метод пересечения больших кругов. Для разреза В1, имеющего слабые вариации элементов залегания, отмечается хорошая сходимость больших кругов и в древней, и в современной системе координат. Для разреза В2 отмечается хорошая сходимость в современной системе и плохая - в древней. Совместный анализ больших кругов по этим разрезам показыва-

ет лучшую сходимость в современной системе координат. В современной системе координат направления, полученные методом пересечения больших кругов, практически не отличаются от направлений, полученных методом компонентного анализа. В древней системе координат  $\alpha_{95}$  вычисленного направления превышает 30°, поэтому этот результат не рассматривался.

**Промежуточные выводы.** 1. Направления, полученные для изученных объектов Сугойской зоны, являются послескладчатыми и не отличаются по направлению от рассчитанных для района работ реферативных направлений Евразии [27].

### Обсуждение результатов

В настоящее время существуют проблемы при проведении палеомагнитных исследований мезозойских комплексов на Северо-Востоке России. Они связаны с нахождением мезозойского магнитного полюса в пределах изучаемой территории. С одной стороны, это затрудняет фиксирование вращательных движений, так как при крутых наклонениях сильно возрастает ошибка по склонению. Кроме того, начиная со средней юры, положение палеомагнитных полюсов для Северной Америки и Евразии близко [27]. При этом положение Евразийских полюсов рассчитаны преимущественно по данным Европейской части Евразии, а положение мезозойской границы между Евразийской и Северо-Американской плитами окончательно не ясно. Поэтому следует иметь в виду, что палеомагнитные данные, приведенные в этой работе, не дают ответа на вопрос: к какой из вышеназванных плит принадлежали изученные блоки, но свидетельствуют об отсутствии их существенных перемещений относительно Евразии и Северной Америки.

**Восток Омудевского блока и запад Омолонского массива.** Позднемезозойская структурная эволюция рассмотренных объектов неразрывно связана с верхоянской складчатостью, определившей структуру Восточной части Колымской петли. Приведенные данные свидетельствуют, что складчатые дефор-

магии в восточной части Колымской петли были растянуты во времени от второй половины  $J_2$  до  $J_3$  km-v и омолаживались в западном направлении. Завершающие деформации имели место после киммериджаволги, вероятнее всего в раннем мелу. Приведенные палеомагнитные данные свидетельствуют об отсутствии в мезозое (а возможно и в позднем палеозое) поступательных перемещений Омuleвского блока относительно Сибири, превышающих по амплитуде первые сотни километров, что согласуется со стратиграфическими материалами. Наблюдаемые в районе Элекчанского грабена тектонические деформации связаны с пульсационными движениями по левым сдвигам северо-западного простирания. Раскрытие киммеридж-волжского Элекчанского грабена также определялось левосдвиговыми перемещениями. Можно предполагать, что формирование грабенообразных структур на юго-восточном простирании Элекчанского грабена происходило, в целом, несколько позднее и было связано с периодом прекращения подвижек по левым сдвигам и возобладанием вращения блоков против часовой стрелки (в том числе вращением Приколымского блока относительно Омuleвского). Косвенно об этом свидетельствуют данные о волжском возрасте вулканогенных пород илиньтасской свиты на западе Приколымского блока [5]. Для западной периферии Омолонского массива подтверждены ранее сделанные выводы о наличии левосдвиговых парагенезов. Благодаря палеомагнитным данным (перемагничивание средневерхнеюрских пород Сугойской зоны полев, не отличающимся по направлению от поля формирования доскладчатой намагниченности киммеридж-волжских пород Элекчанского грабена) уточнен наиболее вероятный возраст этих движений.

**Охотско-Чукотский пояс.** Согласно палеомагнитным данным показано, что рассмотренный сегмент Охотско-Чукотского пояса в позднем мелу структурно принадлежал Евразии. Структура пояса после коньякского века была нарушена поперечными сдвигами, суммарная амплитуда смещения по которым для ольского сегмента сопоставима с величиной ошибки палеомагнитного метода. Подобные сдвиги меридионального и северо-западного простирания сегментируют Охотско-Чукотский пояс к северу и югу от рассмотренного сегмента. Это доказывает наличие постсеноманско-коньякских деформаций на Северо-Востоке Евразии, которые являются внутриплитными и могут компенсировать процессы спрединга в Северной Атлантике, а также в современных и позднемеловых океанических бассейнах Арктики.

## ВЫВОДЫ

1. Для рассмотренных объектов Северо-Востока Евразии, начиная с конца юры, не зафиксированы поступательные перемещения, превышающие по амплитуде предел точности палеомагнитного метода (первые сотни километров).

2. Формирование киммеридж-волжского Элекчанского грабена (юго-восток Омuleвского блока) происходило на палеошироте  $61^\circ$  в результате нескольких этапов деформаций, возникших в сдвиговых условиях.

3. Перемагничивание средне-верхнеюрских пород западной периферии Омолонского массива происходило на палеошироте  $60^\circ$ , вероятно одновременно с намагничиванием киммеридж-волжских образований Элекчанского грабена, и сопровождалось присдвиговым вращением блоков против часовой стрелки.

4. Верхнемеловые образования Охотско-Чукотского пояса (Ольский район) в момент формирования на палеошироте  $70^\circ$  структурно тяготели к Евразийскому континенту. После образования они испытали присдвиговые деформации, возможно сопровождавшиеся незначительным вращением блоков по часовой стрелке вокруг вертикальной оси.

Авторы искренне признательны дирекции СВКНИИ ДВО РАН за помощь при проведении полевых исследований. Данные исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ (Гранты 96-05-64359, 96-05-65323, 97-05-65711)

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 57-68.
2. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14-26.
3. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омuleвского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 195 с.
4. Гедько М.И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88-100.
5. Геологическая карта СССР. Лист Q-56, 57 - Среднеколымск. 1:1000000. Новая серия. Объяснительная записка / Ред. В.С.Шульгина, Л.М.Натапов. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
7. Караго Е.А., Шпетный А.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Q-56-XXIV. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.



8. Кудлей Е.Н. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Q-56-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.
9. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омюлевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
10. Оксман В.С. Геодинамические комплексы и структурно-кинематическая эволюция орогенного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Тезисы Международного Тектонического совещания "Тектоника Азии". 4-7 февраля. М., 1997. С. 161-164.
11. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
12. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С. 68-78.
13. Савостин Л.А., Бондаренко Г.Е., Сафонов В.Г., Павлов В.Э. Структурная эволюция юго-западного обрамления Омолонского массива в юрское время // Геотектоника. 1994. № 5. С. 46-62.
14. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
15. Ставский А.П. Тектоника Колымо-Индибирского региона: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. Наук/ ГИН РАН. М., 1984. 24 с.
16. Талент Дж.А. Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. №2. С. 123-125.
17. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
18. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. №5. С. 94-104.
19. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal of data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104, N 1. P. 16-24.
20. Bondarenko G.Ye. The structural evolution of the eastern part of the Kolyma Noose // 5-th Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. 1995. Moscow, November 22-25. Abstr. P. 142.
21. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin // The Geological Society of America. USA. Special Paper. Vol 206. 59 p.
22. Enkin R.J. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ere primaire. These de doctorat de l'universite Paris 7. 1990. 330 p.
23. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // Tectonophysics. 1982. N. 89. N 1-3. P. 337-357.
24. Gagiev M.H., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Stavsky A.P. The middle and eastern part of the Verkhoyano-Chukotsky fold-area: terranes or fragments of Asia // L.Zonenshain Memor. Confer. on Plate Tectonics. 1993. Moscow, November 17-20. Abstr. P. 57-58.
25. Kirshvink J. L. The least-squares lines and plane and the analysis of paleomagnetic data. // Geophys. J. R. astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699-718.
26. McFadden P.L. and Jones D.L. The fold test in paleomagnetism, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 53-58.
27. Van der Voo R. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // Reviews of Geophysics. 1990. P. 167-206.
28. Zijdeveld J.D.A. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism/(Ed. D. W. Collinson, K. M. Creer). Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254-286.

Поступила в редакцию 30 июня 1998 г.

Рекомендована к печати В.И.Гончаровым

*M.V.Alexutin, G.Ye.Bondarenko, P.S.Minjuk*

### **The results of structural and paleomagnetic investigations of Jurassic and Cretaceous complexes on the Mesosoides of Northeastern Russia**

This paper deals with the results of integrated structural (structural-geometrical analysis of planar elements and kinematic analysis of faults and joint tectonic crack system) and new paleomagnetic data for Jurassic rocks of the Elekchan graben (the Omulyov block), northern part of the Sugoi folded zone, Korkodon zone of the Omolon massif and the Late Cretaceous formation of the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt (the Ola Bay of Magadan region). According to the new materials of structural investigations, the Elekchan graben had a multistaged structural history in the result of some pulse strike-slip deformations. The western margin of the Omolon and northern part of the Sugoi zone are characterized by post-Early Jurassic strike-slip deformations which are accompanied by the anticlockwise rotation of the tectonic domains. The post-Turonian strike-slip deformations are recognised on the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt. These deformations are accompanied by clockwise rotations of the tectonic blocks. According to paleomagnetic data, the amplitude of the post-Late Jurassic lateral movements did not exceed that obtained by a paleomagnetic method. A wide age range of the Verkhoyan phase of tectonic deformations was manifest from the mid-Jurassic deformations on the western Omolon margin to the Kimmerigian-Volgian deformations on the eastern part of the Omulyov block. The paleolatitude characteristics of a pre-folded component of the observed tectonic elements are similar to those of Siberia (the Omulyov, Omolon and Sugoi zones) and to North America (the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt).

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

УДК 551.248.2 (1-925.32)

### ЦОКОЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ МОНГОЛО-СИБИРСКОГО ВОЗРОЖДЕННОГО ОРОГЕНА

*Г. Ф. Уфимцев, А.А. Щетников*

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Монголо-Сибирский пояс возрожденных гор представляет собой упорядоченную систему больших сводов, зон линейного коробления и Байкальской рифтовой зоны, расположенных на гигантском цокольном сводовом поднятии. Его морфология имеет парагенетическую связь с формой и мощностью астенолита, залегающего под литосферой горного пояса. Проведен расчет амплитуд воздымания цоколя горного пояса, обусловленных формированием астенолита. Расчетные амплитуды воздымания лишь частично объясняют высотное положение цокольной поверхности. Они дополняются изостатическими воздыманиями легких литосферных геоблоков и влиянием корней астенолита, погружающихся на большие глубины в мантию вдоль линии  $100^\circ$  в.д.

Горные сооружения севера Внутренней Азии - Хангай и Хэнтей, Саяны и Суановое нагорье, хребты Прибайкалья и Забайкалья - представляют собой связную группировку молодых структурных форм приповерхностных частей литосферы - Монголо-Сибирский возрожденный орогенический пояс. Южное его крыло составляют большие своды Хангая и Хэнтея, северное - своды Западного и Восточного Саяна и Байкальская рифтовая зона, а в центральной части пояса располагается система межгорных впадин и сводово-глыбовых поднятий - это зоны линейного коробления и умеренного тектонического сучивания верхних частей литосферы Забайкалья и Северной Монголии [6,7]. Орогенические пояса с близким набором структурных элементов распространены в Лавразии и обрамляют великие платформенные равнины: Верхояно-Колымский горный пояс, горы Чукотки и севера Аляски, Приамурья и Северо-Восточного Китая [7]. Они различаются между собой лишь по особенностям пространственного группирования неотектонических форм.

Монголо-Сибирский пояс возрожденных гор имеет характерную особенность - его цокольная поверхность представляет собой гигантское пологое сводовое вздутие, от 400 м у границы горного пояса с Сибирской платформой и до 2000 м в Центральной Монголии (рис.1). Цокольная или базисная поверхность рельефа - это поверхность, скользящая по ми-

нимальным отметкам рельефа: тальвегам долин, зеркалу воды озер, днищам замкнутых котловин. Это одна из тех поверхностей, на которые разлагается рельеф при его специализированном тектоническом анализе, и ее соответствующая информативность весьма высока: от главных цокольных поверхностей континентов [7,10] до базисных поверхностей по тальвегам долин низких порядков, используемых морфометрическим методом поисков тектонических структур [11]. При неотектонических исследованиях изучение цокольной поверхности подобно анализу зеркала складчатости.

Цокольная поверхность обладает существенным геодинамическим значением. Она разделяет приповерхностную литосферу на две части с различными условиями тектонических деформаций и структурообразования. Ниже нее располагается сплошной скальный массив, а выше приповерхностные части литосферы имеют "скелетное состояние", будучи разделены на отдельные междуречные массивы. Здесь на явления молодой геодинамики оказывает существенное влияние фактор свободного верхнего и особенно бокового полупространства, заполненного воздухом [7]. Опыт тектонической интерпретации цокольных поверхностей рельефа указывает на их высокую информативность в отношении крупномасштабных молодых тектонических деформаций, обусловленных особенностями структуры тек-

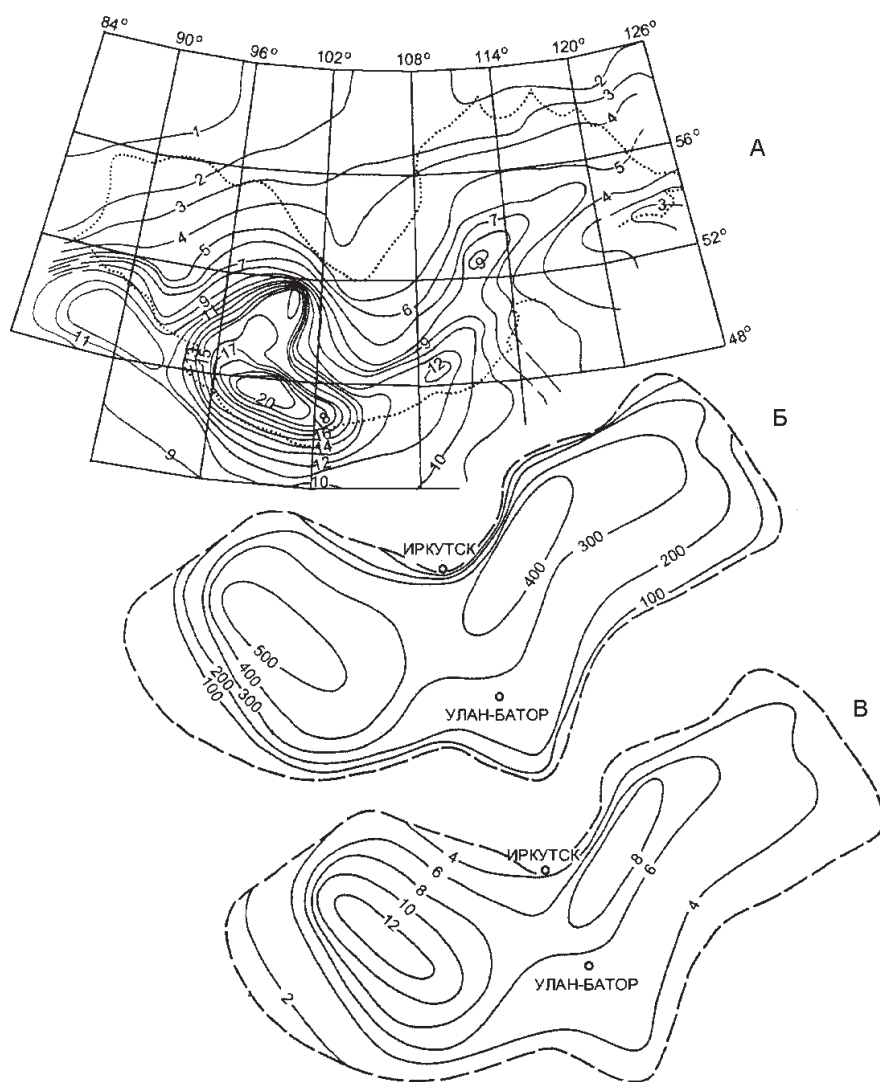
тоносферы. Например, большие высоты цокольных поверхностей гондванских континентов [10] состоят в прямой связи с насыщенностью тектоносферы Южного полушария астеносферными слоями и линзами [12]. А какую тектоническую информацию несет цокольная поверхность Монголо-Сибирского возрожденного орогена?

Обратимся вновь к цокольной поверхности горного пояса (рис.1А). Она имеет две существенные особенности. Во-первых, это общее пологое сводообразное вздутие, в котором полоса максимальных высот смещена на юг относительно геометрической оси орогена и лишь на северо-востоке совпадает с последней (см. рис.1А). Во-вторых, сводовое поднятие осложнено подобием высокого структурного мыса - субмеридиональной полосой максимальных высот, протягивающейся от Хангая в район озера Хубсугула. Это поднятие цоколя гор в полосе  $98^{\circ}$ - $100^{\circ}$  в.д. особенно хорошо выражено на вариантах

цокольной поверхности, соответствующих уровню неотектонических зон [9].

Следует упомянуть еще одну особенность цокольной поверхности горного пояса: Байкальская рифтовая зона на большей своей протяженности, за исключением юго-западных звеньев, располагается в подножье общего цокольного свода, в интервале высот 300-500 м. В рельефе цоколя гор мы не видим свидетельств какого-либо предшествовавшего рифтогенезу свода, о котором много говорят и который ни коим образом не проявляется в элементах тектонического рельефа.

Природа двух упомянутых особенностей рельефа цоколя Монголо-Сибирского горного пояса определяется при сопоставлении с особенностями строения тектоносферы. Общее цокольное поднятие гор обнаруживает ясный парагенез с залегающим под горами юга Сибири и Монголии астенолитом (рис.1Б) [8], и это свидетельствует о том, что верхняя



**Рис. А.** Цокольная поверхность Монголо-Сибирского орогенического пояса, границы которого показаны залитыми кружками, высоты цоколя в сотнях метров, по [7]. **Б.** Мощности астенолита в км и его границы (пунктирная линия), по [4]. **В.** Амплитуды воздымания цоколя горного пояса за счет формирования астенолита, в сотнях метров.

часть тектоносферы горного пояса вовлечена в гигантское сводовое воздымание изостатической природы. Лишь на юге и юго-востоке мы видим несоответствие контуров астенолита и возрожденного орогена, где кровля первого быстро погружается, а сам астенолит выклинивается. Здесь над наклонным скатом кровли астенолита располагаются зоны интенсивного тектонического скупивания верхних частей литосферы - цепи сводово-глыбовых ("гобийских") хребтов Алтая, составляющих северное крыло другого, Центрально-Азиатского, возрожденного орогенического пояса [7].

Субмеридиональный структурный мыс цокольной поверхности в полосе  $98^{\circ} - 100^{\circ}$  в.д. также имеет изостатическую природу воздымания - он является морфологическим выражением канала аномально разогретого и разуплотненного вещества, соединяющего Монголо-Сибирский астенолит с более глубокими частями астеносферы и обнаруженного сейсмологическими исследованиями [2,3]. К этой "горячей линии  $98^{\circ}-100^{\circ}$  в.д." приурочены основные районы кайнозойского вулканизма в пределах орогенического пояса.

Ясный парагенез основных особенностей рельефа цоколя Монголо-Сибирского орогена с залегающими в тектоносфере последнего астенолитом и глубинным каналом аномальной мантии и, соответственно, изостатическая природа молодых воздыманий делают возможным произвести расчет их амплитуд, обеспеченных формированием астенолита. Это может быть достигнуто решением обратной задачи: расчета величин понижения цокольной поверхности при остывании астенолита до состояния нормальной верхней мантии.

Суть метода данного вычисления сводится к следующему. Рассматривая в вертикальном сечении плотностные характеристики астенолита в сравнении с аналогичными нормальной мантии на такой же глубине, мы определяем величину сокращения объема аномальной мантии при приведении ее плотностей в нормальные при остывании. Для этого лучшим образом подходит точечное заложение вертикальных цилиндров в астенолите с шагом через 50 км его мощности.

Используя формулу объема цилиндра это можно выразить следующим образом:

$$h_1 = \frac{m}{\sigma_1 \pi r_1^2}; \quad h_2 = \frac{m}{\sigma_2 \pi r_2^2}$$

где  $h_1$ ,  $\sigma_1$ ,  $r_1$  - высота, плотность и радиус цилиндра астенолита, а  $h_2$ ,  $\sigma_2$ ,  $r_2$  - его соответственные параметры при уплотнении до состояния нормальной мантии;  $m$  - масса цилиндров, остающаяся неизменной. В этом случае высота цилиндра астенолита  $h_1$  с дефи-

цитом плотностей  $0.005-0.01$  г/см<sup>3</sup> (в зависимости от принимаемой мощности астенолита 400 или 200 км) [1] уменьшается до  $h_2$  при введении в формулу осредненной плотности окружающей астенолит (т.е. в интервале глубин от 40 до 550 км) нормальной мантии  $\sigma=3.48$  г/см<sup>3</sup> [5].

Учитывая, что радиус ( $r$ ) взятого цилиндра при остывании аномальной мантии изменяется крайне незначительно и, к тому же, для нас имеет второстепенное значение, его можно принять бесконечно малой величиной, одинаковой для обеих формул. В итоге задача становится одномерной, и интересующую нас высоту измененного (уплотненного) цилиндра можно представить как:

$$h_2 = h_1 \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$$

Безусловно, опускание в формуле значения радиуса цилиндра приведет к несколько заниженным результатам. Более важен в вычислениях другой момент, а именно количественное выражение влияния аномальной мантии на литосферу в виде некоторого ее разуплотнения. Здесь возникают трудности в точности получения этой поправки из-за горизонтальной и вертикальной неоднородности литосферы и земной коры в частности. Предварительные расчеты говорят, что подобное влияние обеспечивает дополнительно от 5 до 20 % (в зависимости от глубины залегания аномальной мантии) приращения высот базальной поверхности Монголо-Сибирского орогенического пояса. Принимая во внимание последнюю поправку, мы можем определить амплитуду воздымания цокольной поверхности при формировании астенолита (рис. 1В).

Анализ полученных результатов показывает, что на большей части горного пояса современное положение цокольной поверхности лишь частично обеспечивается воздыманиями над астенолитом. В западной части пояса, где разница достигает 800 м, на общие воздымания определенно влияет субвертикальный канал, соединяющий Монголо-Сибирский астенолит с глубинными частями тектоносферы, наконец, на общие воздымания накладываются изостатические сводовые поднятия легких литосферных блоков [8] Хэнтея, Хангая и Восточного Саяна. Значительные (600-800 м) амплитуды воздымания в Западном Забайкалье находятся в противоречии с морфологией и высотами цокольной поверхности в этом регионе, и это требует особого обсуждения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (96-05- 64773).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М. и др.

- Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР М., 1991. С. 88-105.
2. Бугаевский Г.Н. Байкальский рифт как частное проявление связей поверхностных структур с особенностями строения мантии Земли // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли Новосибирск, 1977. С. 47-54.
  3. Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 184 с.
  4. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
  5. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1983. 95 с.
  6. Уфимцев Г.Ф. Монголо-Сибирский горный пояс и его аналоги // Геоморфология. 1988. № 1. С. 3-15.
  7. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
  8. Уфимцев Г.Ф. Кайнозойский орогенез юга Восточной Сибири // Бюл. МОИП, отд.геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 3-14.
  9. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф севера Внутренней Азии // География и природ. ресурсы. 1995. № 2. С. 5-18.
  10. Уфимцев Г.Ф., Трофимов А.Г. Главные базисные поверхности континентов // Геоморфология. 1986. № 4. С. 24-30.
  11. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 94 с.
  12. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмогеография // Природа. 1991. № 4. С. 32-39.

*Поступила в редакцию 10 декабря 1997 г.*

*Рекомендована к печати А.А.Врублевским*

***G.F. Ufimtsev, A.A. Shchetnikov***

### **Socle uplift of the Mongol-Siberian rejuvenated orogene**

The principal peculiarity of the deep-seated structure of the Mongol-Siberian belt of rejuvenated mountains is a large asthenolith occurring under the belt lithosphere. The asthenolith causes a general dome-shaped uplifting of the mountain belt socle. The amplitudes of these uplifts conditioned by extension and common unconsolidation of the earth's crust and the upper mantle with asthenolith formation have been calculated.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ И НЕОТЕКТОНИКА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

*С.В.Горкуша, Ф.С. Онухов, Ф.Г. Корчагин*

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

В статье рассматриваются основные особенности неотектонической структуры в связи с распределением эпицентрального поля юга Дальнего Востока России. С этой целью проанализировано распределение: эпицентров землетрясений с  $M \geq 1.8$  и  $M \geq 3.3$ , осредненного поля  $\Delta g$  Буге с шагом 50 км, амплитуд вертикальных неотектонических движений, плотностей поверхностных ( $H \leq 5$  км), коровых ( $H \geq 30$  км) разломов, а также региональных разломов, отдешифрованных по аэрокосмическим снимкам. При помощи кластерного анализа дано нетрадиционное деление неотектонических блоков первого порядка на блоки более высоких порядков, различающихся по сейсмической активности. Показано, что не во всех случаях зоны повышенной и высокой сейсмической активности связаны с активизацией долгоживущих глубинных разломов. Некоторые сейсмогенные зоны слабо коррелируются с неотектоническими особенностями структуры, проявленными в современном рельефе и, по-видимому, связаны с более глубинными процессами, происходящими в низах земной коры, что требует дальнейшего изучения.

### ВВЕДЕНИЕ

В рамках работ по выявлению тектонических условий возникновения землетрясений, представляющих одну из основных задач сейсмогеотектоники, в пределах Приамурья и Приморья проведен анализ сейсмичности в связи с неотектоническими движениями, блоковой делимостью земной коры, разломами и аномалиями гравитационного поля  $\Delta g$  Буге. Применены как качественные, так и количественные методы построения. Проанализированы основные исходные схемы:

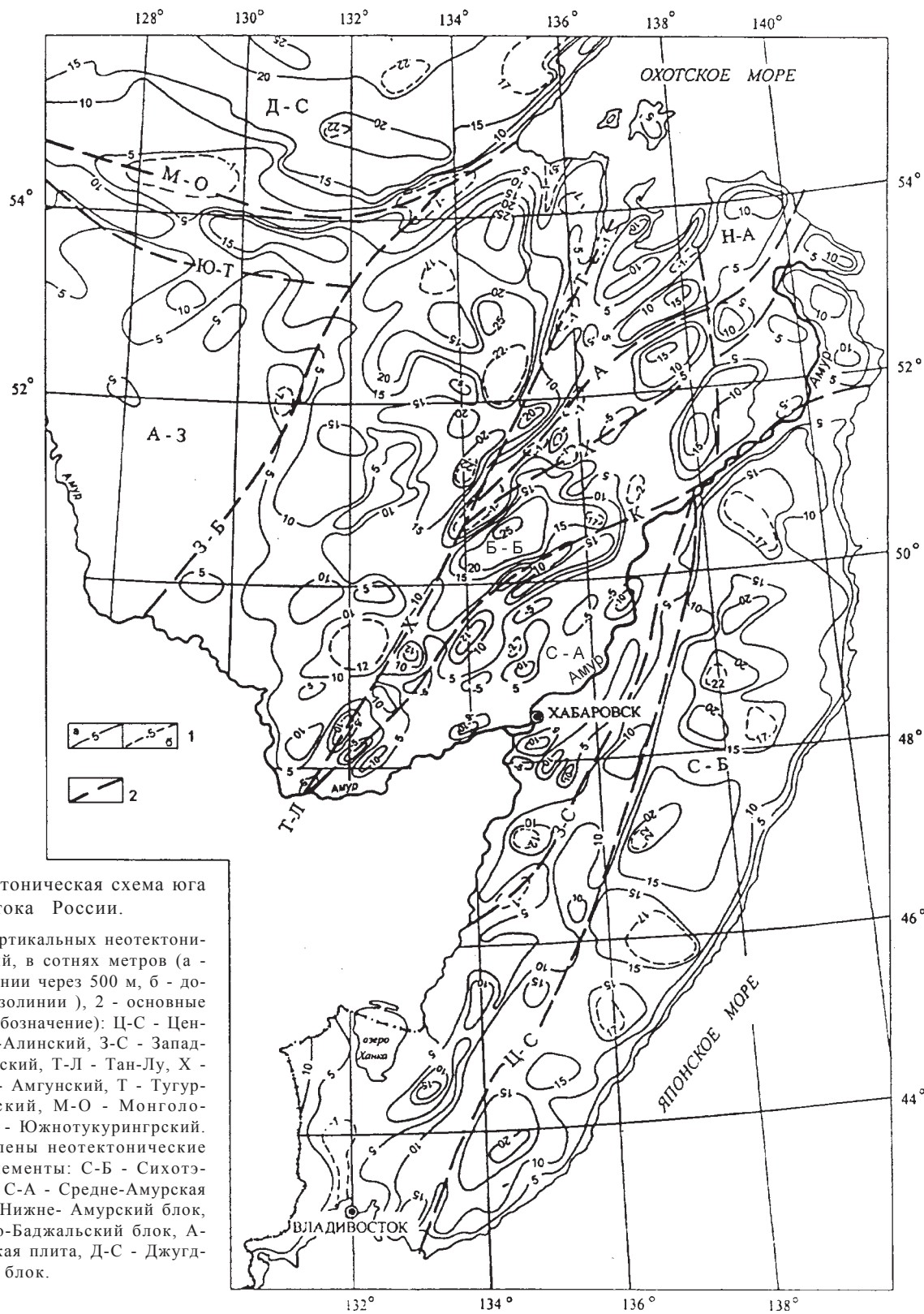
1. Эпицентров землетрясений: а) с магнитудой  $M \geq 1.8$  [8], б)  $M \geq 3.3$  [8,10,13];
2. Осредненного поля  $\Delta g$  Буге с шагом в 50 км [21];
3. Неотектоники, построенной на основе изучения вертикальных неотектонических движений для юга Дальнего Востока России;
4. Плотности разломов: а) поверхностных с глубиной заложения  $H \leq 5$  км, б) глубокого заложения с  $H \geq 30$  км, в) отдешифрованных по аэрокосмическим снимкам.

Подсчет величины приповерхностной тектонической расчлененности, обусловленной разломами протяженностью 10-25 км, проведен при помощи скользящего окна размером  $1 \times 1$  см, что в масштабе карты 1:2 500 000 составляет  $625 \text{ км}^2$ , с учетом суммарной длины разрывных нарушений различных азимутальных направлений. Для дальнейшего анализа полученные таким образом данные использованы в виде изолиний величины

приповерхностной тектонической расчлененности, как отношение суммарной длины нарушений к площади квадрата. Аналогичным образом был проведен анализ плотности разломов домезозойского заложения, закартированных на изданных геологических и тектонических картах масштаба 1:2 500 000 [4,9], а также разломов, выделенных по аэрокосмическим наблюдениям [12]. Следует отметить, что плотность разрывных нарушений по аэрокосмическим данным является более однородной и слабо контрастной по сравнению с другими материалами.

### НЕОТЕКТОНИКА

Исследования проведены в континентальной части юга Дальнего Востока, включающей в качестве главных геоструктурных элементов Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы, обрамляющие Буреинский массив. После завершения мезозойского цикла тектогенеза территория в кайнозойское время была вовлечена в процесс горообразования, главная роль в котором принадлежит новейшим блоковым движениям (рис.1). Наиболее интенсивные движения в регионе связаны с плиоцен-четвертичным временем [11]. В формировании блоковой структуры региона наряду с образованием собственно неотектонических разломов большая роль принадлежит унаследованно развивающимся мезозойским и более древним тектоническим нарушениям [16,24]. Среди унаследованно развивающихся разломов главное структурообразующее влияние имеют северо-вос-



**Рис. 1.** Неотектоническая схема юга Дальнего Востока России.

1 - изолинии вертикальных неотектонических движений, в сотнях метров (а - сплошные изолинии через 500 м, б - дополнительные изолинии), 2 - основные разломы (и их обозначение): Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинский, З-С - Западно-Сихотэ-Алинский, Т-Л - Тан-Лу, Х - Хинганский, А - Амгунский, Т - Тугурский, К - Курский, М-О - Монголо-Охотский, Ю-Т - Южнотуруингрский. На схеме выделены неотектонические структурные элементы: С-Б - Сихотэ-Алинский блок, С-А - Средне-Амурская впадина, Н-А - Нижне-Амурский блок, Б-Б - Бурейско-Баджалский блок, А-З - Амура-Зейская плита, Д-С - Джугдуро-Становой блок.

точные дизъюнктивы, которые в мезозое в подавляющем большинстве проявлялись как левосторонние сдвиги [2,19]. Отметим, что неотектоническое обновление древних разломов происходит в новых геодинамических условиях, при которых наблюдаются как смена их кинематического типа, так и некоторые локальные различия в пространственном положении древних и молодых структурных линий. По кинематике активизированные северо-восточные разломы чаще относятся к сбросам и взбросам, в ряде случаев имеющим сдвиговую компоненту, соразмерную вертикальным перемещениям или превышающую ее в 3-5 раз [11,17,18]. Обычно региональные неотектонические нарушения протяженностью в сотни километров выделяются как мощные (первые километры) разломные зоны, включающие сложные сочленения оперяющих и ответвляющихся частных разломов, среди которых прослеживаются два-три основных сместителя (с наиболее значительными амплитудами смещения по ним). Между основными сместителями или между ними и их ответвлениями заключены серпо- и линзовидные блоки консолидированных пород или прерывистые цепи узких, чаще всего асимметричных долинных грабенов, выполненных рыхлыми кайнозойскими отложениями, низы которых в наиболее погруженных грабенах представлены олигоценом [15]. Такое строение имеют зоны унаследованно развивающихся Хинганского, Курского, Горинского и других разломов северо-восточного простирания на юге Дальнего Востока России. Характерной их чертой является то, что по сравнению с древними структурными линиями при активизации, как правило, формируются более обширные зоны, включающие выше рассмотренные дислокационные элементы. Дополнительную информацию об активизации до неотектонических разломов можно получить морфометрическими методами при исследовании приповерхностной тектонической расчлененности земной коры на базе данных дешифрирования космических снимков и топокарт [15,18].

Основой для такого анализа служит представление о том, что локальные разрывные нарушения и тектонические трещины даже при крутых углах падения не проникают в земную кору глубже, чем на величину, соразмерную половине их протяженности [20]. При пологих углах эта величина значительно меньше. Даже при крутых падениях локальные тектонические нарушения, развитые на периферии поднятий, быстро выходяются с глубиной, как это можно наблюдать в прибрежно-морских обнажениях [14].

Сопоставление блоков земной коры юга Дальнего Востока России, имеющих максимальные амплитуды вертикальных неотектонических движений, показывает, что, независимо от стиля неотектонических дислокаций в их пределах, предельные величины вертикального воздымания близки и различаются в первые сотни метров. Так, Селемджинский и Баджалский блоки, представляющие более обширное Тайкано-Баджалское поднятие [22], характеризуются, в основном, сводовым типом горообразования с вертикальными амплитудами до 2500 м. Сихотэ-Алинский блок, отвечающий одноименному глыбовому поднятию [23], имеет в осевой зоне максимальные вертикальные амплитуды до 2200 м. Примечательно, что блоки земной коры с наибольшими значениями вертикальных неотектонических движений характеризуются высокой степенью насыщенности породных комплексов гранитоидными образованиями [3]. Это указывает на высокую роль разуплотнения земной коры путем ее гранитизации в развитии горообразовательного процесса, по крайней мере, в начале неотектонического этапа. Последующее усложнение поднятий различных типов, в том числе и сводовых, посредством блоковой дифференциации указывает, что в четвертичное время ведущее значение в горообразовании приобрели блоковые движения. В результате этого сформировалась блоковая структура, о которой речь шла выше (рис. 1).

### СЕЙСМИЧНОСТЬ

Землетрясения региона исследования (рис.2, 3) наряду с уверенно выделяемыми зонами и ареалами [6] образуют асейсмичные окна. Следует отметить, что области группирования слабой сейсмичности не всегда совпадают с положением зон сильных землетрясений. Рассмотрим землетрясения с магнитудой более 3.3, определяющие сейсмическую опасность региона. При их анализе выделяется несколько основных линейных зон коровых очагов: 1) субмеридионального, 2) северо - восточного, 3) северо - западного, 4) субширотного простираний и 5) изометричного глубокофокусного ареала. Некоторые из выделенных зон тесно связаны с крупными трансрегиональными разломами, играющими важную роль в неотектонической структуре. Такая связь достаточно ярко наблюдается для зоны 2 (рис. 3), которая контролируется разломом Тан - Лу с его оперением (рис. 1). Судя по анализу геолого - геофизических схем, этот разлом является унаследованно развивающимся. Приуроченность к нему поля повышенной тектонической расчлененности в приповерхностной части земной



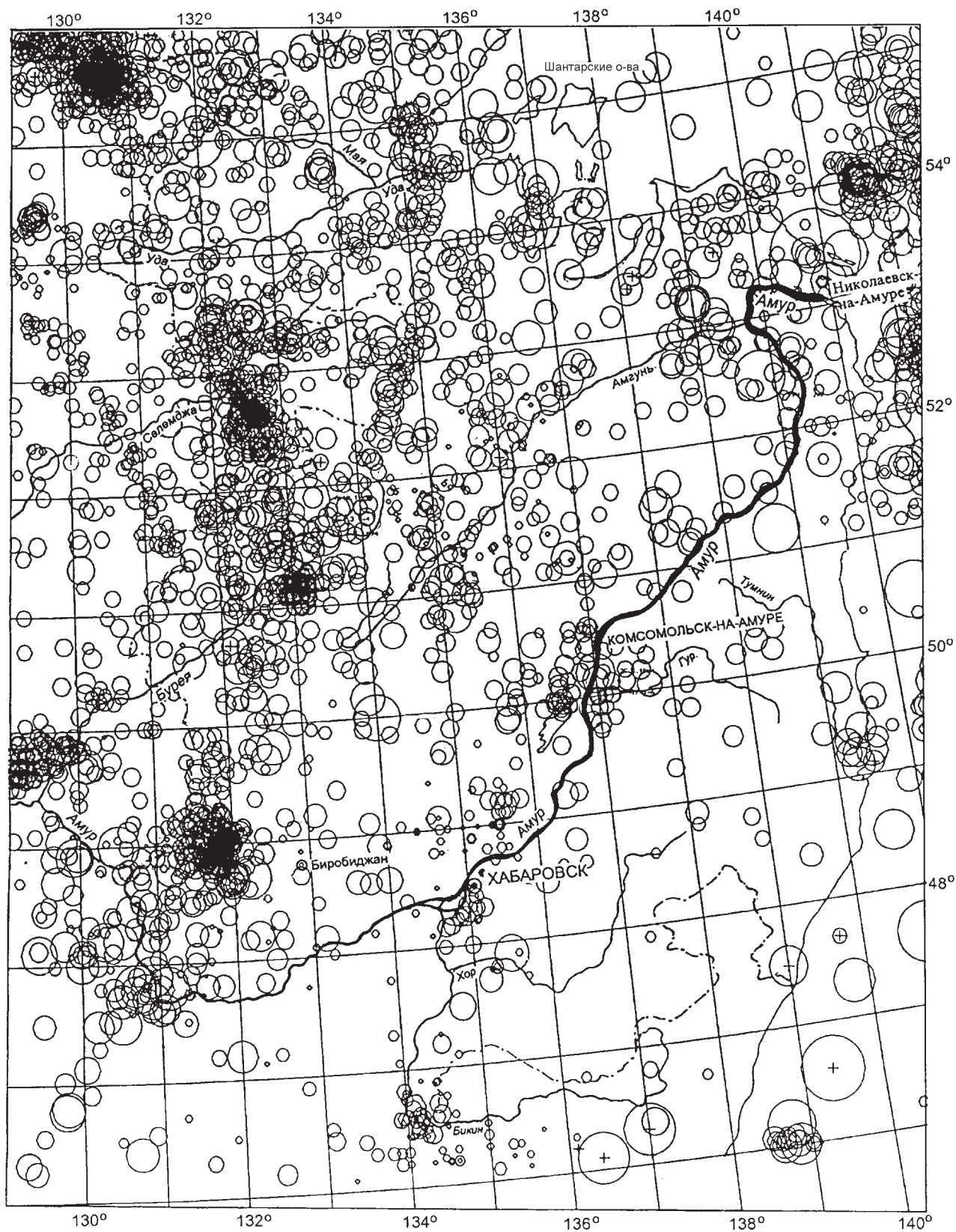
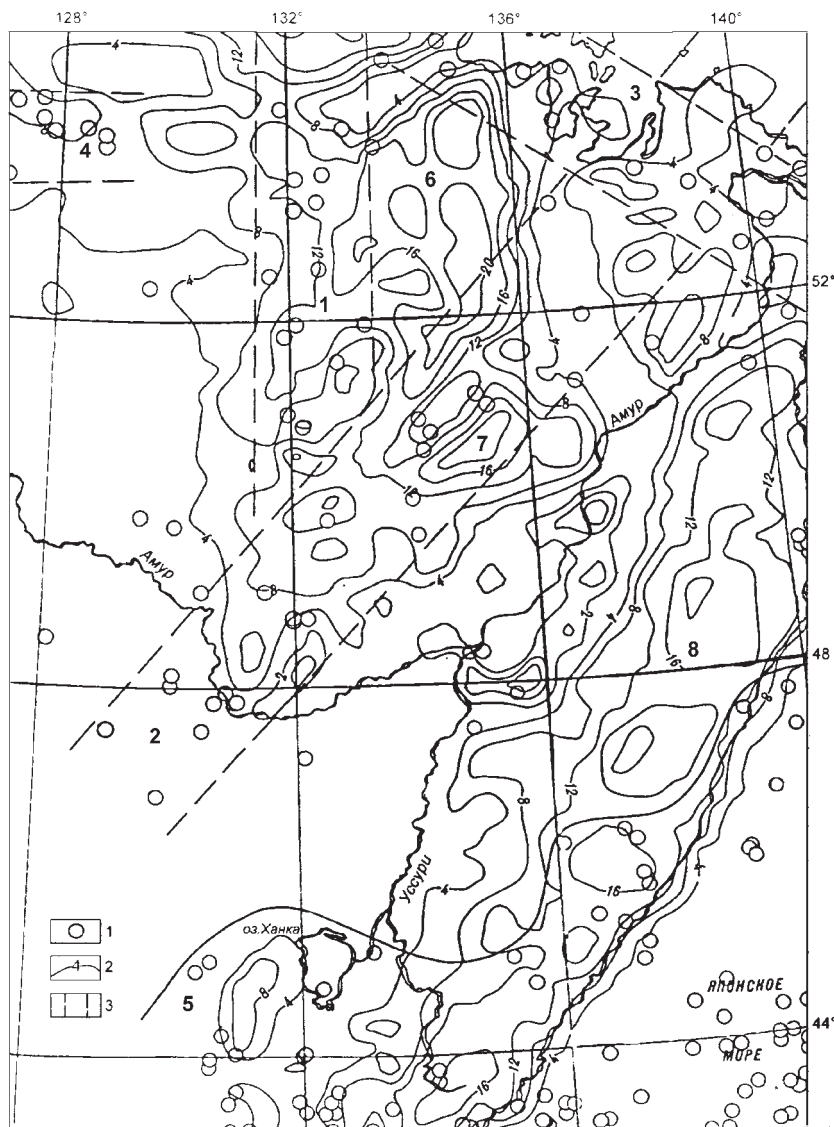


Рис. 2. Схема эпицентров землетрясений юга Дальнего Востока России.  
Диаметр окружностей пропорционален энергетическому классу землетрясений.



**Рис. 3.** Сейсмические зоны и блоковая делимость земной коры юга Дальнего Востока России.

- 1) Эпицентры землетрясений с  $M > 3.3$ .
- 2) Изолинии осредненных амплитуд вертикальных движений (шаг = 25 км).
- 3) Сейсмические пояса, зоны, ареалы, асейсмичные окна:
  - 1) Северная часть Алдано-Желтоморского пояса,
  - 2) Северо-восточный фрагмент пояса Тан-Лу,
  - 3) Майско-Амурская зона,
  - 4) Восточная оконечность Байкало-Охотского пояса,
  - 5) Хунчунь-Южноприморский ареал,
  - 6) Селемджинское окно,
  - 7) Баджалское окно,
  - 8) Сихотэ-Алиньские окна.

коры можно расценивать как свидетельство его четвертичной и современной активности, которая подтверждается расположением в этой зоне палеосейсмодислокаций [21]. Субширотная зона - восточный фрагмент Байкало-Охотского пояса - выклинивается, не доходя до  $130^\circ$  в.д. Северо-восточным ограничением района исследования является Майско-Амурская сейсмическая зона. Ареал глубокофокусных землетрясений - Хунчунь-Южноприморский пояс (рис. 3) - расположен в южной части территории [6], его северный контур является границей между областью коровых и глубокофокусных землетрясений.

#### КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ

При количественном анализе используемые данные были введены в ЭВМ в виде матриц  $24 \times 29$ , соразмерно площади исследования. Для этого в уз-

лах равномерной сетки с шагом, равным 25 км по X и Y, были сняты осредненные значения признаков (плотность разломов, амплитуды вертикальных движений, аномалии  $\Delta g$  Буге). Корреляционный анализ выявил хорошую связь ( $K \text{ корр.} > 0.5$ ) между плотностью поверхностных разломов и осредненным полем  $\Delta g$  Буге с шагом 50 км ( $K \text{ корр.} = -0.591$ ), амплитудами вертикальных движений (АВД) ( $K \text{ корр.} = -0.731$ ), плотностью разломов по космическим снимкам ( $K \text{ корр.} = 0.549$ ). Осредненное поле  $\Delta g$  Буге коррелируется с плотностью разломов по космическим снимкам ( $K \text{ корр.} = -0.6$ ), АВД имеет хорошую связь с осредненным полем  $\Delta g$  Буге с шагом 50 км ( $K \text{ корр.} = -0.777$ ) и т.д. (см. табл. 1.)

Формализованное деление исследуемой территории на группы, с относительно однородным сочетанием исходных признаков в пределах каждой, получено при обработке данных кластерным

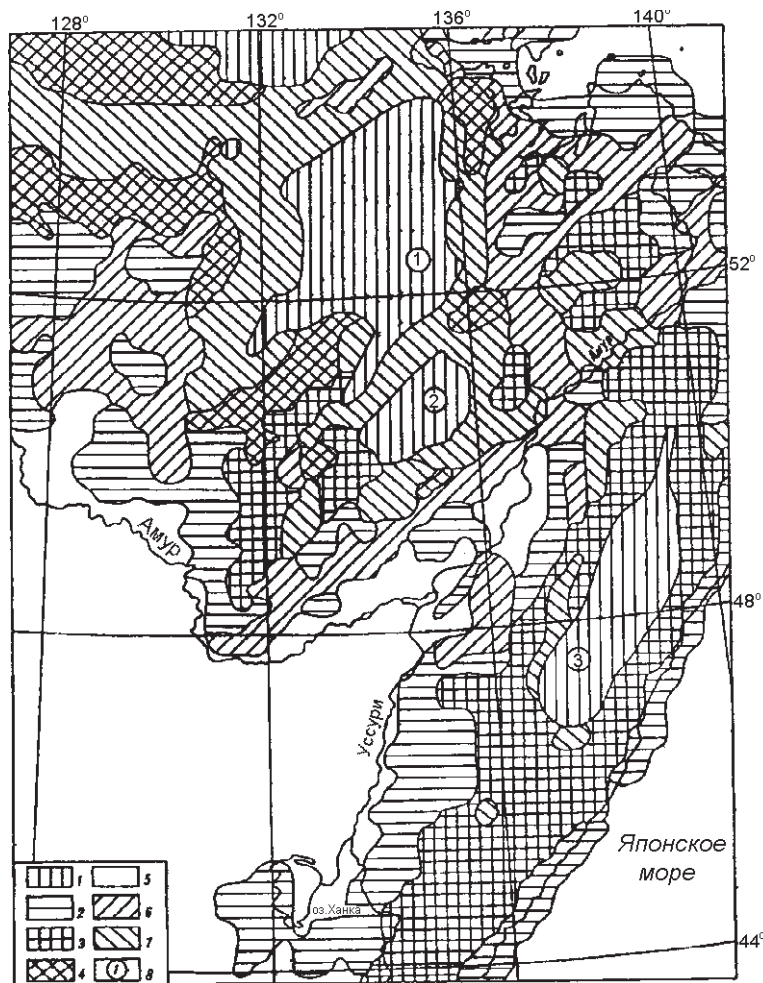


Рис. 4. Основные блоки юга Дальнего Востока России, определенные кластерным анализом.

1-7 - Номера групп, соответствующие указанным в таблице 2, 8 - Селемджинский (1), Баджальский (2), Сихотэ-Алинский (3) блоки.

анализом. [1,5,7]. Для этого введенные в ЭВМ признаки (плотность разломов, блоковая делимость, осредненное поле  $\Delta g$  Буге) подверглись автоматизированному разбиению на кластеры, используя евклидову метрику. На рис. 4 произведено разбиение четырех признаков на 7 групп, в табл. 2 приведены осредненные значения данных в пределах каждой выделенной группы. Как видно из рисунков и таблиц, весь район исследования разбит на участки различной конфигурации. Наибольший интерес представляют отчетливо выделяемые изометричные области первого кластера, соответствующие асейсмичным зонам и имеющие выражение в неотектонике. Кроме этого, границы между данными кластерами также показательны и совпадают с положением основных разломов - Тугурским, Курским, Хинганским, Сихотэ-Алинским и др. Та-

Таблица 1. Корреляционная матрица.

	A	B	C	D	E
A	1	0,416	0,349	-0,359	-0,01
B	0,416	1	0,731	-0,591	-0,169
C	0,349	0,731	1	-0,777	-0,279
D	-0,359	-0,591	-0,777	1	0,07
E	-0,01	-0,169	-0,279	0,07	1

A - плотность разломов глубокого заложения; B - плотность поверхностных разломов; C - амплитуды вертикальных движений; D - осредненное поле  $\Delta g$  Буге с шагом 50 км; E - плотность разломов по космическим снимкам.

Таблица 2. Результаты кластерного анализа (осредненные значения признаков в пределах выделенных групп).

A	B	C	D	E	F
1	187	2,4	16,9	-67,5	0,4
2	342	2,1	3,9	-9,8	0,1
3	267	2,8	12,3	-27,3	0,3
4	119	1,6	5	-43,8	0,3
5	843	0	0	-0,9	0
6	205	1,7	1,4	-16,9	0,7
7	241	2,3	9	-45	0,8

Примечание. A - номер группы, B - количество ячеек в группе. Осредненные значения в пределах группы: C - плотности поверхностных разломов, D - амплитуд вертикальных движений земной коры, E - осредненного поля  $\Delta g$  Буге, F - плотности разломов по космическим снимкам.

ким образом, разломные зоны, ограничивающие основные неотектонические поднятия, определяются кластерным анализом как первая группа (кластер) (рис. 1, 4). Области повышенной сейсмичности с  $M$  от 3.3 в общих чертах также оконтуривают области поднятия, хотя и не всегда совпадают с положением основных разломов. Так, например, субмеридиональная зона сейсмичности (см. рис. 3), по-видимому, в большей степени контролируется скрытой системой разломов, фрагментарно выраженных на поверхности.

Наиболее показательны из семи основных групп первый и седьмой кластеры, в которых отмечаются наибольшие значения одновременно нескольких признаков. В первом кластере, пространственно совпадающем с областями максимальных амплитуд неотектонических поднятий, наиболь-

шие значения имеют отрицательные аномалии Буге. В кластере 7 одновременно фиксируются повышенные значения плотности поверхностных и определяемых по космическим снимкам региональных разломов. Положение данного кластера совпадает с Монголо-Охотским, Южно-Тукурингским, Курским и Амгуньским разломами.

### ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате качественных и количественных методов анализа данных сейсмичности и неотектоники района исследований получено следующее:

1. Выделяются несколько областей неотектонического воздымания, в которых сильных землетрясений практически не зафиксировано.

2. Обновление древних разломов контролируется землетрясениями различной энергии - как слабыми, так и сильными.

3. Рои слабых землетрясений тяготеют к участкам с высокой степенью тектонической раздробленности.

4. Не все глубинные разломы имеют выражение в распределении сейсмичности, что, по-видимому, связано с различными условиями разрядки напряжений среды и природой очагов.

5. Кластерным анализом определено деление района исследования на блоки с однородным сочетанием неотектонических и других признаков в пределах каждого. При этом блоки первого порядка, выделенные по неотектоническим признакам, по кластерному анализу подразделяются на блоки второго и более высоких порядков, различающиеся по сейсмической активности.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бормотов В. А., Горкуша С.В. Геолого-геофизический анализ сейсмичности восточной части Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1991. N 4. С.108-117.
2. Врублевский А.А. Разломы и их роль в эволюции покровно-складчатых систем Восточной Азии. М: АН СССР, 1991. 295 с.
3. Врублевский А.А., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. и др. Тектоническое районирование и глубинные неоднородности сопредельных территорий востока России и Китая // Вестн. ДВО РАН. 1996. N3. С. 7-21.
4. Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий. 1: 2500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
5. Горкуша С.В. Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа // Тихоокеан. геология, 1996. Т.15, N 4. С. 67-76.
6. Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов // Тихоокеан. Геология. 1993. N 3. С.32-51.
7. Горкуша С.В., Онухов Ф.С. Неотектоника, гравитационное поле и сейсмичность юга Дальнего Востока // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Тез. Докл. XXIX Тектон. совещ. М., 1996. С. 37.
8. Землетрясения в СССР 1970-1990 г.г. М.: Наука, 1976-1993.
9. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. 1: 2500000. М.: Аэрогеология, 1980.
10. Каталог землетрясений Мира 1928-1986 (PDE USCGC-USGS) США, 1987.
11. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Современная геодинамика юга Дальнего Востока // Закономерности строения и эволюции геосфер. Материалы II Междунар. науч. симпоз. Хабаровск, Приамурское ГО. 1994. С. 81-83.
12. Космогеологическая карта СССР. 1: 2500000. М.: Аэрогеология, 1985.
13. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977.
14. Онухов Ф.С. Неотектоника Северного и Северо-западного Приохотья: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ, 1976. 26 с.
15. Онухов Ф.С. Методика изучения неотектонических нарушений активной континентальной окраины (на примере Приохотья и Приамурья) // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной пачифики. Тез. докл. Междунар. Симпоз.. Хабаровск: ИТиГ ДВО, 1989. С. 46-47.
16. Онухов Ф.С., Врублевский А.А., Корчагин Ф.Г. Взаимоотношение неотектонических и мезозойских структурных элементов Нижнего Приамурья // Закономерности строения и динамики планет земной группы: Тез. докл. Междунар. Симпоз. Хабаровск: ИТиГ ДВО, 1989. С. 93-94.
17. Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Неотектонические дива-структуры Нижнего Приамурья // Тектоника и металлогения зон активации (структур-дива). Часть I. Тектоника и магматизм: Тез. докл. II Междунар. Симпоз. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО, 1991. С.79-91.
18. Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Методика анализа тектонической расчлененности для оценки геоморфологического риска (на примере Юга Дальнего Востока России) // Геоморфологический риск. Тез. докл. II чтения памяти Н.А.Флоренсова. Иркутск: ИЗК СО, 1993. С.37-38.
19. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Закономерности строения и тектоническая эволюция мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1981. N7. С.3-15.
20. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука СО, 1989. 136 с.
21. Сейсмогеология и сейсмическое районирование Приамурья // Николаев В.В., Семенов Р.М., и др. Новосибирск: Наука, СО, 1985. С.12-19.

22. Сорокин А.П., Онухов Ф.С. Морфоструктурное районирование // Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 66-72.
23. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука СО, 1984. 182 с.
25. Vrublevsky A.A., Onukhov F.S., Korchagin F.G. Geodynamics of main disjunctive of Lower Priamurie in the Meso-Cenozoic // 29 th Intern. Geol. Congr. Abstract volume. Japan: Kyoto, 1992. Vol. 1/3. P.144.

*Поступила в редакцию 31 июня 1998 г.*

*Рекомендована к печати Ю.Ф.Мальшевым*

***S. V. Gorkusha, F.S. Onukhov, F.G. Korchagin***

### **Seismicity and neotectonics of the Russian Far East South**

The paper considers the main peculiarities of neotectonic structure in relation to distribution of epicentral field in the Russian Far East South. For this purpose the authors have analysed the distribution of earthquake epicentres  $M \geq 1.8$  and  $M \geq 3$ , the average Bouguer  $\Delta g$  field with 50 km step amplitudes of the vertical neotectonic movements, densities of the surface ( $H \leq 5$  km), crustal ( $H \leq 30$  km) and also regional faults obtained by deciphering the aero- and satellite images. Based on the cluster analysis the unconventional division of neotectonic blocks of the first order into the blocks of higher orders which differ by seismic activity, is presented. It has been shown that the zones of increased and high seismicity are not in all cases related to activation of deep-seated faults. Locations of certain seismogenic zones correlate weakly with the neotectonic peculiarities displayed in modern relief, and apparently are related to the deep processes occurring in the lower crust.

## СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.78(571.63)

### ТРЕТИЧНАЯ САНДУГАНСКАЯ СВИТА ПРИМОРЬЯ: ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ

**Б.И. Павлюткин\*, Т.И. Петренко\*, Е.И. Царько\*\***

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

\*\*Приморгеолком, Министерство природных ресурсов РФ, г.Владивосток

Рассмотрены вопросы топонимики третичной сандуганской свиты и типификации ее разрезов. На базе новых данных по вулканическим плато Приморья, включая стратотипическую местность сандуганской свиты, показана неправомочность сопоставления ее с усть-давыдовской свитой (нижний-средний миоцен, согласно официальным документам). Результаты палинологического и диатомового анализа осадочных межбазальтовых слоев, а также минералогического и петрохимического изучения вулканических составляющих сандуганской свиты в типовом разрезе указывают на одновозрастность ее с шуфанскими базальтами, кроме, быть может, самого верхнего их уровня, который имеет четвертичный возраст. Время формирования сандуганских базальтов - вторая половина позднего миоцена - плиоцен. Возможность присутствия в составе сандуганской свиты четвертичных базальтов, в принципе, не отвергается.

Среди третичных стратиграфических подразделений Приморья имеется немало объектов с весьма сложной, а иногда и запутанной историей. К их числу относится сандуганская свита, фигурирующая в Решениях 2-го и 3-го стратиграфических совещаний [17,18], но отсутствующая в стратиграфической схеме, принятой на 4-ом Совещании [19]. Не упоминается она и в перечне упраздняемых таксонов. В то же время, отложения, коррелируемые с сандуганской свитой, были выделены в различных районах Приморья. Теперь их положение, как и самой свиты, становится неопределенным. В частности, в Майхинской впадине - одном из типовых районов сандуганской свиты - она изъята из корреляционной колонки без всяких пояснений, в другом типовом районе (западное побережье Амурского залива) ее как самостоятельного стратона тоже нет. Подобные трансформации отдельных секций Стратиграфической схемы вызывают недоуменные вопросы у геологов-практиков, в частности у специалистов, работающих в рамках программы по геологическому доизучению Приморского края в м-бе 1:200 000. По нашему мнению, внести ясность в эту проблему можно, только вернувшись к исходной точке.

Весьма вероятно, что читатель, не знакомый в деталях с географией и третичной стратиграфией

Приморского края, но пожелавший узнать о сандуганской свите несколько больше, чем это сказано в "Решениях...", обратится прежде всего к изданиям справочного содержания. Последуем его примеру и мы.

Итак - "Стратиграфический словарь СССР" [21]: сандуганская свита - по р.Сандуга (ныне р.Нежинка), Южн. Приморье, Дальний Восток, стратотип в басс. р.Нежинка; базальты, андезит-базальты, туфобрекчии, мощность 120-300 м; возрастной аналог верхов усть-давыдовской свиты, перекрывается усть-суйфунской свитой; возраст - средний миоцен; автор - И.И. Берсенев(1961).

Как известно, в Приморье существуют две реки со сходным названием: Сандуга (Нежинка) - правый приток р.Раздольной (Суйфун) и Сандуган (Снегуровка) - правый приток р.Илистой (Лефу). Согласно правилам образования названий стратонов [20], наименование "сандуганская" должно происходить от "Сандуган", а не от "Сандуга", иначе было бы "сандугинская". Но в бассейне р.Сандуган нет даже аналогов усть-суйфунской свиты, которая могла бы ограничивать сверху возраст сандуганской свиты средним миоценом, как отмечено в Стратиграфическом словаре. Кроме того, в работе, где якобы содержится информация о сандуганской свите и ее

авторе [3], соответствующие сведения ограничиваются лишь констатацией того, что она (свита) является аналогом нижнесовганской подсвиты миоценового возраста.

Слегка разочарованный, но настойчивый читатель продолжит поиски в другом не менее авторитетном издании: “Стратиграфия СССР. Неоген, 1986” [22]. Но здесь сказано лишь, что сандуганская свита местами (западное побережье Амурского залива) перекрывает нижнюю часть усть-давыдовской свиты и фациально замещает ее среднюю и верхнюю части, и далее - краткие сведения о составе.

Логично теперь обратиться к более ранней обобщающей работе по геологии Приморья [5]. В ней зафиксировано, что “...свита (сандуганская - авт.) была выделена И.И. Берсеневым (1959) по названию одноименной (Сандуган? - авт.) реки, в бассейне которой был доказан ее миоценовый возраст” (с.355). Однако в упомянутой исходной работе [2], как и в [3], мы не обнаруживаем никаких признаков первичной характеристики сандуганской свиты: она там вообще не упоминается.

Остается надежда на неопубликованные работы. В одной из них (Струве и др., 1959 г.), включающей описание бассейна р.Сандуган, содержится раздел, посвященный сандуганской свите. В нем отмечено, что “...И.И. Берсенева предложил выделить толщу эффузивов (основных - авт.) миоценового возраста под названием сандуганская свита. Это предложение было утверждено на заседании редколлегии Сихотэ-Алинской серии, протокол от 13 февраля 1959 г.” (с.105). В этом же отчете далее говорится, что наиболее характерный разрез сандуганской свиты вскрыт скважиной 297 в окрестностях с.Снегуровка. В то время типификация разрезов еще не была обязательной при выделении новых стратонев, поэтому разрез по скв.297 можно считать типовым (лектотипом). Он включает три потока базальтов мощностью (снизу): 19.4 (залегает на плотных белых глинах усть-давыдовской свиты, по версии авторов отчета), 17.4, 10.0 м, разделенных двумя прослоями осадочных пород (снизу) - глина плотная серая - 0.2 м и глина плотная белая с растительными остатками - 8.0 м.

Материалы буровых работ при поисках на уголь (М.И.Проскураков, 1954 г.; М.Т. Бибик, 1959 г.) подтверждают наличие в бассейне р.Сандуган осадочно-вулканического комплекса, включающего серию потоков андезибазальтовых лав, разделенных прослоями осадочных пород. В сопредельной к юго-западу Ивановской депрессии, по данным бурения при поисках подземных вод (А.Н. Самусенко, 1989 г.), аналогичный комплекс завершает мощный (свыше 500 м) разрез третичных отложений. Здесь он изучен нами по нескольким скважинам (рис.1), корреляционные колонки по которым приве-

дены на рис.2. Таким образом, есть все основания полагать, что типовой местностью сандуганской свиты является все же бассейн р.Сандуган, а не Сандуга.

Поскольку при выделении свиты ее объем не был четко определен, мы принимаем его как сумму нижнего комплекса базальтов, межбазальтовых осадочных образований и верхних базальтов, т.е.  $(P_3^3 - N_1^1)^{b,c,d}$  - по индексации Ю.Я. Громова (1959 г.), включая и базальты  $N_2 - Q_1$ , которые он рассматривал как аналог шуфанских. Осадочный комплекс, залегающий под нижними базальтами, нами не рассматривается в составе сандуганской свиты, поскольку он включает образования самого различного возраста до олигоцена включительно. Контур распространения свиты приняты в границах сандуганского плато (см. рис.1). Подстилается сандуганская свита в типовом районе либо слабосцементированными песчаниками и конгломератами с растительными остатками палеогенового возраста, либо выветрелыми докайнозойскими породами. В кровле ее развиты маломощные (2-3 м) глинисто-щербнистые коры выветривания, а на отдельных участках - красноцветные глины. По данным спорово-пыльцевого анализа (материалы Н.С. Громовой по скв.123 [6]), комплекс пород, выделенный позднее как санду-

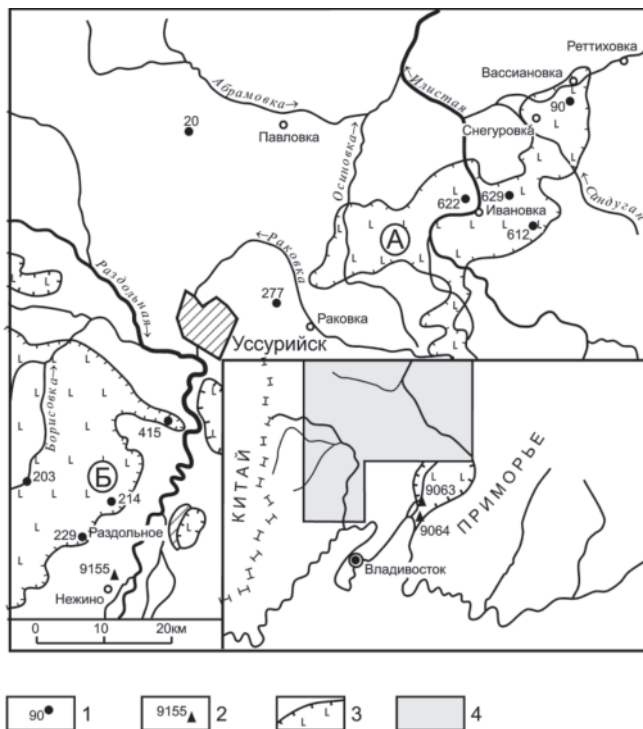
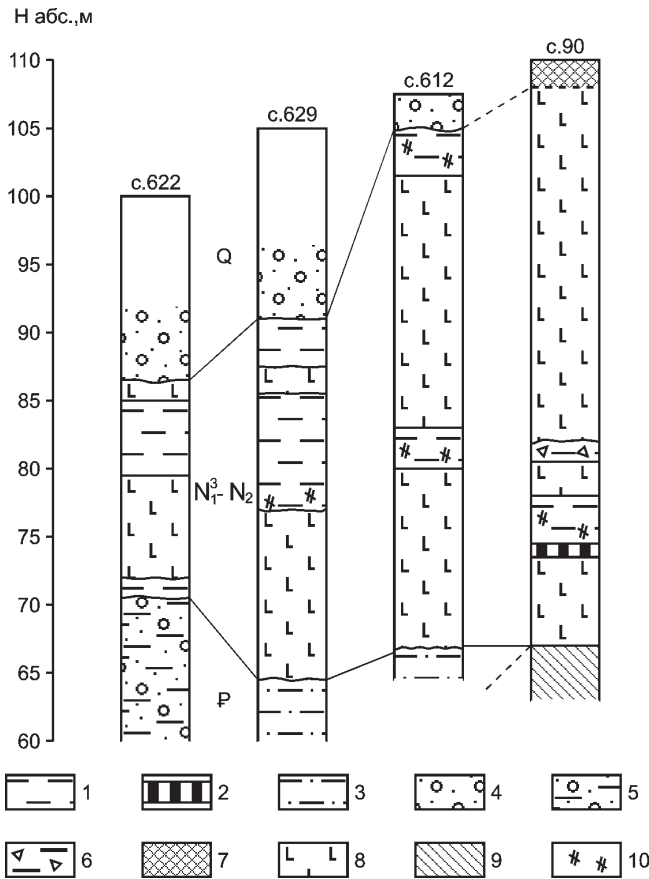


Рис. 1. Расположение изученных разрезов: А - Сандуганское плато, Б - Шуфанское плато.

1 - скважины, 2 - обнажения, 3 - границы вулканических плато, 4 - район исследований.



**Рис.2** Корреляция частных разрезов сандуганской свиты. 1- глины, аргиллиты, 2 - углистые аргиллиты, бурые угли, 3- алевролиты, 4 - галечники, 5 - слабые конгломераты, 6 - щебнистые глины, 7 - красноцветные глины, 8 - базальты, 9 - докайнозойские породы, 10 - лигнитизированные древесные остатки.

сандуганская свита, отвечает по возрасту раннему миоцену с переходом к олигоцену в нижней части. На изданной геологической карте Приморского края м-ба 1:1 000 000 [13] индекс сандуганской свиты -  $N_1^{1-2}$ .

При рассмотрении упомянутых выше данных спорово-пыльцевого анализа и с учетом накопленных к настоящему времени материалов по опорным разрезам третичных отложений Приморья возникли сомнения в принадлежности выделенных палинокомплексов к указанному возрастному уровню и сходстве их с палинокомплексами усть-давыдовской и надеждинской свит в их стратотипе. С целью получения собственных материалов, по инициативе первого автора статьи, буровым подразделением Гидрогеологической экспедиции ПГО Приморгеология была пробурена скважина № 90 в стратотипической местности сандуганской свиты (см. рис.1). Поинтервальное описание керна, по нашей документации, выглядит следующим образом.

На выветрелых туфолавах палеозоя залегают: мощн., м

1. Базальт микрокристаллический синевато-серый мелкопористый слаботрещиноватый невыветрелый .....6.5
  2. Углистый аргиллит с линзочками бурого сажистого угля, в основании - уголь бурый землистый.....1.5
  3. Аргиллит буровато-черный с линзочками серого аргиллита и многочисленными лигнитизированными древесными остатками.....1.7
  4. Аргиллит буровато-серый с лигнитизированными растительными остатками.....1.8
  5. Аргиллит буровато-черный.....1.0
  6. Базальт синевато-серый крупнопористо-ноздреватый трещиноватый.....3.0
  7. Щебень базальтов в грязно-сером суглинке, обломки - до 5 см.....1.0
  8. Базальт синевато-серый массивный, иногда мелкопористый.....8.0
  9. Базальт ноздреватый буровато-серый выветрелый трещиноватый, с налетами и примазками кирпично-красной глины по трещинам и кавернам.....12.5
  - 10.Базальт сильно выветрелый, постепенно переходящий кверху в буровато-красную глину с дресвой сильно выветрелых базальтов.....7.5
- 44.5

Данный разрез нами комплексно изучен и потому с полным основанием может рассматриваться в качестве гипостратотипа сандуганской свиты. Палинологические исследования выполнила Т.И. Петренко, изучение диатомей провела Е.И. Царько. Результаты спорово-пыльцевого анализа по скв.90 отражены на диаграмме (рис.3). Для сравнения здесь же приведены материалы по скв.612 (Ивановская депрессия). Сопоставление их с данными, полученными ранее Громовой [6], указывает на несомненное сходство сравниваемых спектров как по набору таксонов, так и по их процентному содержанию. Заметим, что выводы о возрасте сандуганской свиты [6] основывались не только на результатах палинологических исследований, но и на общегеологических критериях. Утверждалось, в частности, что состав глинистых образований на базальтах верхнего потока отвечает каолининовой коре выветривания, а поскольку, согласно данным Берсенева, последняя эпоха каолининового выветривания в Приморье закончилась до образования суйфунской свиты (т.е. до плиоцена), то время формирования коры не выходит за пределы миоцена, и сами базальты, естественно, миоценовые. Подобный аргумент в обоснование возраста вряд ли может удовлетворить нас на современном уровне знаний по палеоклиматологии третичного времени и стратиграфии соответствующих отложений.

Что касается мнения об одновозрастности сандуганской и усть-давыдовской свит [13], то они базируются на палинологических данных по разрезу скв.123 [6]. Между тем, в последние годы были получены обширные представительные палеоботанические







кие материалы, подтвердившие вывод о палеогеновом (эоценовом или эоцен-раннеолигоценном) возрасте усть-давыдовской свиты в ее стратотипе на п-ве Речном [7,9,14], сформулированный еще в 20-е годы Б.М. Штемпелем [23].

Палиноспектры сандуганской свиты имеют иную, отличную от усть-давыдовских и, тем более, надеждинских структуру по всем группам растений; они не содержат видов-индексов, свойственных палеогеновым флорам на всем пространстве бореальной Азии. К таковым относятся пыльца жестколистных, вероятно вечнозеленых, дубов *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., южных родов буковых, включая каштаны и кастанопсисы, разнообразных гаммелисовых (*Hamamelis*, *Fothergilla*, *Corylopsis*, *Sycopsis*, *Disanthus*), платанов, лорантовых, стеркулиевых, миртовых, формальных таксонов *Tricolpopollenites liblarensis* (Thoms.) Pfl., *Triatriopollenites confusus* Zakl. и др., таксонов нечеткого систематического положения *Quercites sparsus* (Mart.) em Samoil., а также реликтов позднемиоценовых флор: *Araucaria*, *Dacrydium*, *Gleichenia*.

Однако все это свидетельствует лишь о неправомерности размещения усть-давыдовской и сандуганской свит на одном стратиграфическом уровне, но не снимает вопроса о возможном ранне-среднемиоценовом возрасте последней. Для решения его необходимы материалы по другим впадинам Южного Приморья. В таких хорошо изученных депрессиях, как Пушкинская, Раковская и Воздвиженская, имеются детально опробованные разрезы ниже-среднемиоценовых отложений, соответствующий возраст которых, определенный по данным палинологических исследований, подтвержден радиоизотопными датировками [16].

Наиболее подробные материалы получены по скв.203, 277 и 20 (см. рис.1). Ниже-среднемиоценовые палиноспектры характеризуются стабильным преобладанием пыльцы покрытосеменных над голосеменными и спорами (в разрезе скв.90 это соотношение неустойчивое с попеременным преобладанием миоспор той и другой групп). Среди голосеменных заметно более разнообразны таксодиевые, постоянно присутствуют *Cedrus*, *Keteleeria*, при весьма скромном (не более первых процентов) участии темнохвойных компонентов.

В группе покрытосеменных более полно представлены теплоумеренные ильмовые (*Zelkova*, *Celtis*, *Planera*), березовые (*Carpinus*, *Ostrya*), а среди буковых кроме *Castanea* постоянно присутствует пыльца дубов (до 8%), буков (до 30%). Отмечается с оценкой "единично" пыльца стеркулиевых, симплоковых, гаммелисовых, мириковых и ряда других семейств южной, переходной к субтропикам, части теплоумеренной области.

Следует заметить, что в недавно принятой Стратиграфической схеме [19] эквивалентом ранне-среднего миоцена в данном районе является павловская свита. И хотя мы (во всяком случае первые два автора) не разделяем официальную точку зрения, это не меняет существа дела, ибо спектры павловской свиты термофильнее и экзотичнее привлеченных для сравнения по скв.203, 277 и 20. Естественно, что они еще более отличаются от спектров сандуганской свиты.

Относительно умеренные палинофлоры пограничных олигоцен-миоценовых слоев характеризуются почти полным отсутствием пыльцы бука. Это т.н. "безбуковые" слои [15]. Уже по этому признаку и ряду других особенностей они не сопоставимы с палинокомплексами сандуганской свиты, где пыльца буков присутствует постоянно и в заметном количестве (8-16%).

Остается провести сравнение с палинофлорами усть-суйфунской свиты и более молодых образований. Мы располагаем набором полноценных пыльцевых спектров из флороносных слоев усть-суйфунской свиты в ее стратотипической местности. Кроме того, для целей корреляции будут использованы спектры из межбазальтовых слоев, перекрывающих усть-суйфунскую свиту на Шуфанском плато (скв.214).

В качестве эталона усть-суйфунской палинофлоры рассмотрим спорово-пыльцевые спектры из флороносной пачки разреза в районе с.Нежино (т.9155, см рис.1). Листовая флора отсюда изучалась Т.Н. Байковской [1] и Р.С. Климовой. Она является одной из типовых усть-суйфунских (поздний миоцен с возможным отклонением нижних комплексов в средний миоцен). Возраст флороносных слоев, приуроченных к подошве свиты в данном пункте, определен калий-аргоновым методом по монофракции вулканического стекла в Институте геологии АН УССР (г. Киев). Он составил  $12.5 \pm 0.7$  млн л.

Все спектры из нее характеризуются преобладанием в количественном отношении пыльцы голосеменных (47.2-70.3%) над покрытосеменными (23.4-37.7%) и спорами (6.4-16.5%). В группе голосеменных доминирует пыльца *Pinus* s/g *Haploxylon* (27.2-38.7%) при существенно меньшей роли темнохвойных пород: *Picea* sect. *Omorica* (5.5-6.9%), *Abies* (0.8-4.7%), *Tsuga* (2.3-2.8%). Пыльца таксодиевых по процентному содержанию (не более 6.5%) заметно уступает сосновым. Группа покрытосеменных представлена преимущественно умеренными и теплоумеренными растениями. В ней относительно больше березовых (*Betula* - 4.2-9.4%, *Carpinus* - 1.9-3.1%, *Alnus* - 0.5-2.8%), ильмовых (*Ulmus* - 0.8-8.0%, *Celtis* - ед.), буковых (*Fagus* - 0.5-5.0%, *Quercus* - ед.), кленовых (*Acer* - 0.4-1.4%), ореховых (*Juglans* - 0.8-5.9%, *Carya* - 0.8-

3.3%, *Pterocarya* - ед.). Спорадически отмечается пыльца миррики, ликвидамбра, падуба, аралиевых. В группе споровых растений распространены *Polypodiaceae* (2.9-7.5%), *Osmunda* (2.1-9.4%), *Equisetum* (ед).

Сравнивая данный палинокомплекс с полученными по скв.90 и 612, можно убедиться в их сходной структуре; отличия проявляются в большей роли темнохвойных пород и бука в спектрах сандуганской свиты. Аномально высокое содержание пыльцы ольхи и таксодиевых в основании нижней межбазальтовой пачки скв.90 имеет, более вероятно, экологическую природу: спектры подобного типа характеризуют растительность заболоченных низин, где указанные растения играли роль основных углеобразователей. В пользу этого свидетельствует наличие пласта низкокаричного бурого угля в указанном интервале.

Результаты спорово-пыльцевого анализа более молодых по отношению к усть-суйфунской свите слоев осадочных пород, чередующихся в разрезе с потоками базальтов, отражены на диаграмме (рис.4). Сходство спектров по скв.214, 612 и 90 более очевидно; отклонения в процентном содержании некоторых таксонов в отдельных пробах не способны изменить общей картины.

Теперь необходимо хотя бы коротко остановиться на проблеме сандуганских базальтов в Майхинской впадине в свете замечаний, сделанных в начале статьи. Здесь этот комплекс залегает на мало мощной толще галечников, похожих, по мнению В.В. Медведева [10], на галечники усть-суйфунской свиты бассейна р.Раздольной. Мы согласны с подобной трактовкой после изучения геологической ситуации на буроугольном разрезе "Шкотовский" (т.9063, 9064). Однако позднее Медведев [11], вероятно под влиянием трудностей при увязке угленосных толщ Майхинской и Артемо-Тавричанской депрессий, отнес (на наш взгляд совершенно необоснованно) указанные галечники к усть-давыдовской свите. Это позволило ему удрежить возраст залегающего выше осадочно-лавого комплекса, сопоставив его с сандуганской свитой.

Между тем, результаты спорово-пыльцевого изучения проб из межбазальтовых осадочных слоев (данные Громовой в работе Г.С. Ганешина [4]) свидетельствуют об явном сходстве структуры спектров в Майхинской впадине с рассмотренными выше по скв.90, 612, 214. В них доминирует пыльца темнохвойных пород: *Abies* (до 5%), *Tsuga* (7.8-12.7%), *Picea* (30-43%). Подчиненную роль играют таксодиевые, в составе которых кроме преобладающей пыльцы *Taxodiaceae* gen. indet. присутствуют с оценкой "единично" *Sequoia*, *Glyptostrobus*. Среди покрытосеменных наибольшим распространением пользуются

*Fagus*, *Betula*, *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*. Ольха присутствует во всех пробах в количестве 4.6-8.6%. В цитируемой работе Ганешина имеется указание на то, что Громова датировала данный палинокомплекс миоценом, более вероятно - поздним.

Из межбазальтовых слоев в Майхинской впадине известна небольшая коллекция листовой флоры (определения М.О. Борсук по сборам Г.Д. Петровского). Поскольку эта флора не раз использовалась при обсуждении возраста базальтов, имеет смысл дать к ней хотя бы краткие комментарии, разумеется, в сугубо предположительной форме, поскольку описания и изображения растений отсутствуют.

Итак: *Phragmites oeningensis* A.Br. - вид, выделенный в западноевропейской флоре Энингена. Под этим названием объединены фрагменты крупного злака, часто находимые в третичных отложениях Евразии. Встречены они и в усть-суйфунской флоре. Вид не имеет узкостратиграфического значения. *Ulmus carpinoides* Goerr. - вид преимущественно европейский; выделен Геппертом во флоре Сосницы. Близкий вид присутствует в составе усть-суйфунской флоры, обычно он и фигурирует под этим названием. *Ulmus longifolia* Ung. (= *U. pyramidalis* Goerr.) - вид, известный из усть-суйфунской флоры. *Pterocarya castaneifolia* (Goerr.) Menzel ныне включена в синонимику вида *P. paradisiaca* (Ung.) Iljinskaja и к востоку от Казахстана и Западной Сибири не известна. Вероятно, под этим названием определена *Pterocarya japonica* (Tanai) Uemura - вид, обычный в усть-суйфунской флоре. *Micromeles plurinervis* Bors.: скорее всего, речь идет об одной из рябин, широко распространенных в верхнемиоценовых флорах Японии, в частности это могла быть *Sorbus* (= *Micromeles*) *protoalnifolia* Tanai et N. Suzuki - весьма обычная также в усть-суйфунских локальных флорах. Наконец, *Acer pictum* Thunb. с его предковой формой *A. subpictum* Sap., которая рассматривается ныне японскими палеоботаниками в объеме вида *Acer rotundatum* Huzioka. Это один из кленов, наиболее часто встречающихся в усть-суйфунской флоре. Проведенный анализ дает мало оснований для удреживания флоры из межбазальтовых слоев Майхинской депрессии. Такая флора с большей вероятностью может рассматриваться как позднемиоценовая, аналогичная усть-суйфунской, что, кстати, и допускала М.О. Борсук.

Таким образом, палинологические материалы свидетельствуют в пользу одновозрастности осадочно-вулканогенного комплекса Сандуганского, Шкотовского и Шуфанского плато. Поскольку на Шуфанском плато он подстилается галечниками усть-суйфунской свиты, позднемиоценовый возраст которой подтвержден не только набором палеоботанических остатков, но и радиометрическими датиров-

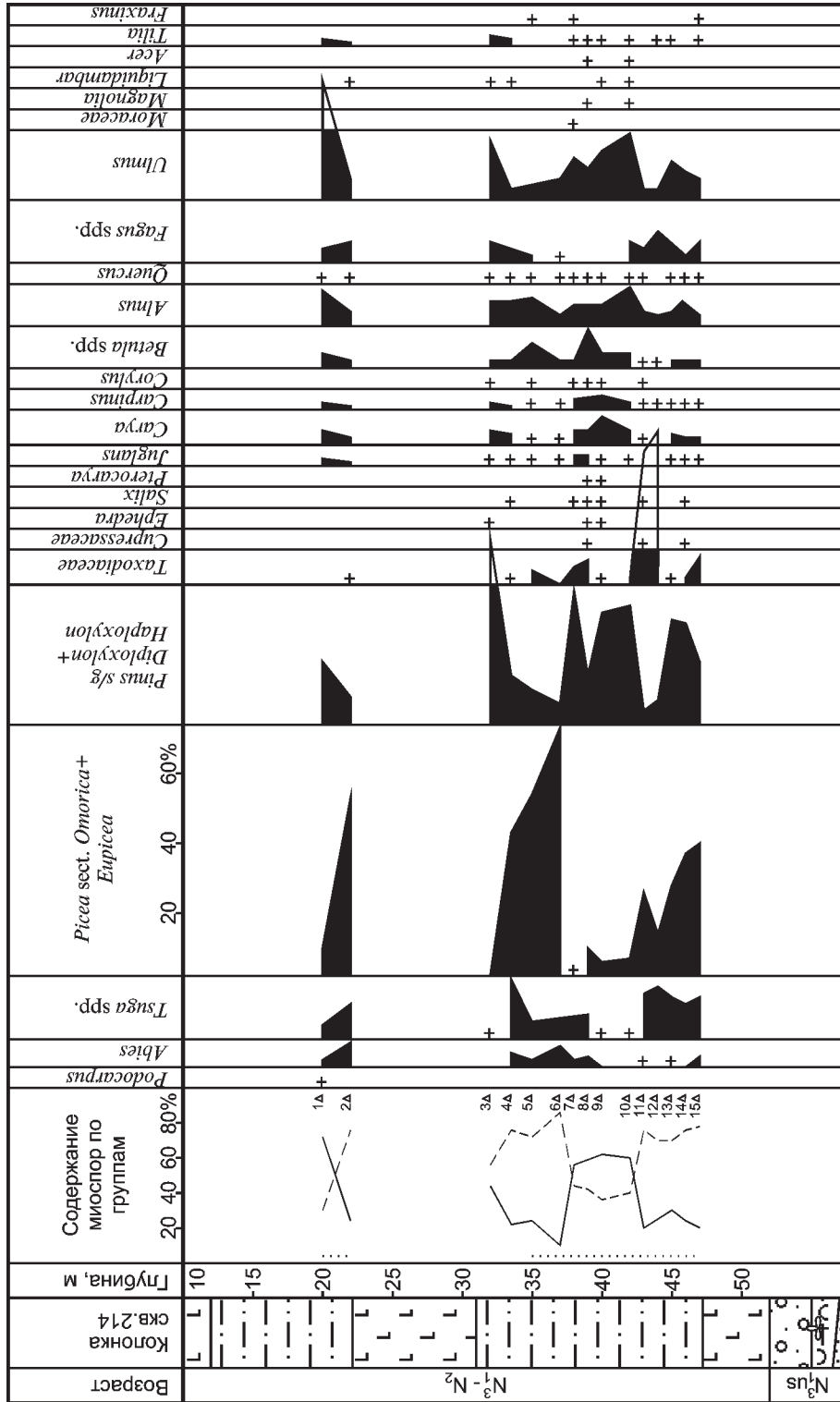


Рис.4 Распределение спор и пыльцы в разрезе по скв.214 (Шуфанское плато), усл. обозн. см. Рис. 3.

ками [19], логично возраст его рассматривать в рамках поздний- поздний миоцен - плиоцен.

Тем не менее, чтобы уменьшить вероятность ошибки, нами проведено сопоставление рассматриваемых разрезов по результатам диатомового анализа. Диатомовые комплексы, полученные из межбазальтовых слоев (скв.90, инт.28.3-35.7 м, 11 проб; скв.612, инт.13.0-15.5 м, 6 проб; скв.622, инт.18.7-19.9 м, 5 проб; скв.629, гл.27.7 м; скв. 214, инт.20-22 м, 2 пробы и 31-46 м, 13 проб; скв. 415, инт.35-59 м, 7 проб, см. рис.1), имеют однотипный состав. Их объединяет безусловное доминирование пресноводных планктонных форм - представителей родов *Melosira*, *Aulacoseira* при участии *Actinocyclus gorbunovii* и *A. miocenicus*. Вместе с тем, набор доминирующих таксонов в комплексах довольно резко меняется в пределах одной литологической пачки в рамках перечисленных родов.

Бесспорное господство планктонных форм в составе комплексов межбазальтовых осадочных слоев позволяет предполагать, что соответствующая диатомовая флора формировалась в пресноводных озерных водоемах (подпрудных озерах), достаточно глубоких по сравнению, например, с современным озером Ханка. На это указывает присутствующая в большинстве комплексов *Gomphonema lingulatum* Hust., обитающая в интервале глубин 10-20 м. Для таких водоемов была характерна отчетливая стратификация водной массы по температуре и кислотнo-щелочному показателю. Об этом свидетельствует сочетание в пробах форм с различной экологией, в частности бореальных и северо-бореальных бентических диатомей - представителей родов *Pinnularia*, *Cymbella*, *Navicula*, обитающих в придонных илах на глубинах свыше 10 м, где вода не прогревается в достаточной степени даже летом, и тепловодных планктонных *Melosira undulata* (Ehr.)Ktz., *Cymbella australica* A.S., а также обрастателей *Desmogonium guianese* Ehr., живущих в приповерхностном слое и на хорошо прогреваемом мелководье.

Рассматриваемые комплексы обнаруживают нестабильность в отношении таксономического разнообразия флоры. В слоях с заметной примесью пирокластики, обогащающей при разложении водоемы кремнекислотой, комплексы насчитывают до ста и более таксонов. Такие полидоминантные ассоциации диатомей сменяются в разрезе олиго- и даже монодоминантными сообществами, состоящими почти нацело из представителей 1-2 видов. Подобные комплексы получены по результатам анализа проб скв.90 (гл.34) - *Melosira undulata* (90%), скв.214 (гл. 32м) - *Aulacoseira praegratulata* (82.5%), скв.229 (гл.98 м) - *Melosira scabrosa* (90%), скв.415 (гл.47 м) - *M. scabrosa* (96.5%). Вероятно, соответствующие осадки

формировались в центральных частях озер на удалении от береговой линии.

Диатомовые комплексы межбазальтовых слоев ранее рассматривались как плиоценовые. Однако в одной из последних работ А.И. Моисеева [12] поместил их на уровень усть-суйфунского горизонта. Нам представляется, что это решение нуждается в определенной корректировке и уточнении, тем более что оно не сопровождалось какими-либо пояснениями причин изменения точки зрения. Как известно, возраст усть-суйфунской свиты, являющейся типом одноименного горизонта, соответствует нижней половине верхнего миоцена. На это указывают радиометрические датировки гипостратотипа свиты [19]. Межбазальтовые же слои залегают стратиграфически выше, согласно данным бурения и непосредственного прослеживания в обнажениях. Они отражают этап смены аллювиальных обстановок (галечники усть-суйфунской свиты) озерными (межбазальтовые пачки глин, аргиллитов, туфоалевролитов, реже песков) как результат блокирования и расчленения речных артерий базальтовыми перемычками. Возраст их нижних составляющих отвечает, вероятно, второй половине позднего миоцена либо переходному мио-плиоценовому интервалу, а верхние слои формировались в плиоцене.

Выполненная нами корреляция разрезов была бы неполной без сопоставления петрохимических особенностей базальтов Сандуганского, Шкотовского и Шуфанского плато. Результаты силикатного анализа (таблица) свидетельствуют о принадлежности лав всех трех указанных районов к одному классу пород - к толеитовым базальтам, несколько пересыщенным SiO<sub>2</sub>, что сдвигает их в область андезибазальтов, вплоть до андезитов. Присутствующий в них оливин, судя по реакционной кайме на периферии вкрапленников, является неравновесным по отношению к расплаву. Его наличие связано с быстрым остыванием лавы.

Итак, рассмотренные нами материалы не дают никаких оснований для датирования ранним-средним миоценом комплекса пород, известных как сандуганская свита, ни в ее стратотипической местности, ни в других районах Южного Приморья, где она выделена по аналогии. Возраст ее отвечает интервалу: вторая половина позднего миоцена - плиоцен. Вместе с тем, мы не исключаем наличия в составе сандуганской свиты базальтов четвертичного возраста. На их возможное присутствие в Сандуганской депрессии указывал, в частности, Громов (1959 г.).

Исключение может представлять комплекс лав базальтоидного типа с прослоями осадочных пород, входящий в состав третичных образований Юго-Западного Приморья, например, на п-ве Клерка, в ряде разрезов Славянской депрессии, в частно-

Таблица. Результаты силикатного анализа базальтов Шуфанского (скв. 214), Сандуганского (скв.90, 612) и Шкотовского (т.9063, 9064) плато.

№№ проб	содержание в % на высушенное при 110° вещество										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	ппп
214-9	54.62	1.48	15.05	2.32	8.35	6.74	7.22	0.67	3.11	0.14	0.3
214-25	53.86	1.63	14.17	1.71	8.98	6.22	6.97	0.67	2.97	0.41	2.4
214-52	53.64	1.61	14.57	1.67	8.78	6.08	6.89	0.63	3.11	0.11	2.9
90-25	53.06	1.65	15.52	1.70	8.34	5.97	7.11	1.41	3.14	0.07	2.0
90-38	53.76	1.87	16.02	1.07	8.91	6.21	7.59	0.90	3.29	0.1	0.3
612-20	54.19	1.58	15.34	0.95	8.73	6.12	7.03	0.81	2.67	0.2	2.4
612-35	54.64	1.58	15.38	1.45	8.41	5.44	7.22	0.48	2.83	0.1	2.5
9063	56.61	1.18	16.27	1.84	7.57	5.29	5.87	0.21	3.40	0.1	1.7
9064	57.29	1.58	15.16	1.97	7.77	5.84	5.75	0.57	3.20	0.1	1.8

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО Приморгеология традиционным методом.

сти - на п-ве Янковского, где он выделен по материалам В.М. Чмырева (1965 г.), а также в бассейне р.Нарвы (данные А.А. Вржосека, 1968 г.). Возраст его, вероятно, древнее, если исходить из анализа собранных там листовых отпечатков [8], но это предположение нуждается в дополнительной проверке.

Заметим также, что наши выводы автоматически не предполагают омоложение возраста нижне-среднемиоценовой кизинской свиты в Северо-Восточном Приморье. Это особый вопрос, связанный с проблемой возраста базальтов вообще. Очевидно, формирование лавовых покровов происходило в несколько этапов на протяжении большей части кайнозоя, включая четвертичный период. Имеющиеся расхождения в оценке возраста чаще связаны с тем, что разные исследователи изучали различные составляющие базальтового комплекса. В частности, взгляды Берсенева [3] на возраст совгаванской свиты отнюдь не противоречат выводам В.Г. Плахотника, а всего лишь дополняют их. В заключение необходимо подчеркнуть, что нет также причин для упразднения сандуганской свиты. В пределах Сандуганского и Шкотовского вулканических плато она соответствует интервалу формирования шуфанской свиты, кроме, быть может, самой молодой, четвертичной, составляющей последней.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байковская Т.Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 141 с.
2. Берснев И.И. О тектоническом районировании Приморья // Сообщ. ДВ фил. СОАН СССР. 1959. Вып.10. С.25-34.
3. Берснев И.И. Новые данные о строении и возрасте совгаванской свиты Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. 1961. №2. С.41-45.
4. Ганшин Г.С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. М.: Госгеолтехиздат, 1956. Вып.1. С.52-75.
5. Геология СССР. Т.32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 690 с.
6. Громов Ю.Я., Громова Н.С. Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в южном Приморье // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. №38. С.57-66.
7. Климова Р.С. О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сб. ПГУ. 1971. № 7. С.38-40.
8. Криштофович А.Н. Новые данные о третичной флоре Новокиевки и других мест Уссурийского края // Ежегодник Всероссийского палеонтологического общ-ва. 1937. № 11. С.49-57.
9. Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: (Тез. Докл. IV Дальневост. РМСС). Хабаровск, 1990. С.279-280.
10. Медведев В.В. К вопросу о возрасте базальтов в южной части Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. 1960. № 1. С.37-39.
11. Медведев В.В. Геологическое строение и угленосность Майхинской кайнозойской впадины в Южном Приморье // Сов. геология. 1966. № 10. С.26-38.
12. Моисеева А.И., Царько Е.И. Этапы развития флоры диатомовых водорослей и детальная стратиграфия континентального неогена юга Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток, 1990. С.68-78.
13. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.1. Стратиграфия. Препр. // Владивосток. ДВО РАН. 1987. 66 с.
14. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ва Речной // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.42-50.
15. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, № 6. С.119-127.
16. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, № 6. С.40-47.
17. Решения 3-го Межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л.: 1971. 107 с.
18. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего востока СССР (Владивосток, 1978 г.). Магадан, 1982. 182 с.

19. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск. 1994. 124 с.
20. Стратиграфический кодекс. С-Петербург. 1992. 120 с.
21. Стратиграфический словарь СССР. Л.: Недра, 1982. 585 с.
22. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. П. М.: Недра, 1986. Т.2. 434 с.
23. Штемпель Б.М. Угловский район. Отчет о геологическом исследовании осенью 1924 г. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток, 1926. № 45. С.3-86.

Поступила в редакцию 10 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

*B.I. Pavlyutkin, T.I. Petrenko, E.I. Tsarko*

### **Tertiary Sanduganskaya suite of Primorye: problems of age and correlations**

The problems of toponymy of the Tertiary Sanduganskaya suite and typification of its section are discussed. Taking into account the new data on volcanic plateaux of Primorye, including the stratotype area of the Sanduganskaya suite, we think that it is illegal to compare it with the Ust'-Davydovskaya suite (Lower-Middle Miocene from the official papers). The results of palynological and diatomic analyses of interbasaltic layers as well as mineralogical and petrochemical study of volcanic components of the Sanduganskaya suite in the type section indicate its age similar to that of the Shufanskaja suite, except for the uppermost horizons which are Quaternary in age. It is considered that the Sandugan basalts were formed in the second half of the Late Miocene - Pliocene. However, the presence of Q - basalts in the Sanduganskaja suite is possible.

### **ДИСКУССИЯ**

УДК [552.323.5:551.782] 571.63)

### **К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ НЕОГЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ**

*Л.А.Баскакова*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург*

На Дальнем Востоке в позднем кайнозое (N-Q) традиционно выделяются два цикла базальтового вулканизма (ранне-среднемиоценовый и плиоценовый, или плиоцен-четвертичный). Базальтоиды первого цикла приурочены к депрессионным структурам и включают прослои или пачки туфогенно-осадочных, иногда угленосных пород с органическими остатками. Вторые слагают положительные формы рельефа (базальтовые плато), перекрывая разновозрастные образования, в том числе и "депрессионные" базальты.

В Западном Приморье к первому циклу относятся сандуганская свита, хотя в региональных стратиграфических схемах, принятых II и III Межведомственными стратиграфическими совещаниями (Владивосток, 1965 г., 1978 г.), стратинтервал ее ограничен средним миоценом, в некоторых разрезах с заходом в низы верхнего миоцена. Второму циклу соответствует шуфанская свита.

В обсуждаемой статье эти свиты рассматриваются не как производные определенных вулкано-седиментационных циклов с субрегиональным распространением, а как базальтовые комплексы конкретных аккумулятивных структур: сандуганская свита – это базальтовый комплекс Сандуганской впадины; шуфанская свита – базальтовый комплекс Шуфанского плато и перекрываемой им Пушкинской впадины.

Разрезы по скв. 90 и 612 в Сандуганской впадине в целом отвечают сандуганской свите в ее традиционном понимании. В шуфанский базальтоидный комплекс авторы включают кроме покровных базальтов, слагающих Шуфанское плато, линзовидные тела базальтоидов из кровли разреза Пушкинской впадины, перекрытой платобазальтами. Раньше



[4] эти базальты и переслаивающиеся с ними туфогенно-осадочные породы (вскрыты скв. 214) относились к сандуганской свите.

Однако следует признать, что разделение базальтоидов двух генераций, стратиграфически соседствующих в одном разрезе, как это имеет место в бассейне р.Раздольной и, вероятно, в Шкотовской впадине, весьма затруднительно, поэтому предпринятое авторами объединение их в один комплекс возражений не вызывает. Но, вне зависимости от характера взаимоотношения двух составляющих базальтового комплекса, необоснованным представляется распространение возраста нижней, базальтово-туфогенной пачки на верхнюю часть комплекса, которая в традиционном понимании соответствует шуфанской свите. При этом допущении, коррелируя действительно сходные палинокомплексы из сандуганской свиты и низов (“корней”) шуфанского комплекса, авторы приходят к выводу об одновозрастности сандуганской свиты и шуфанской свиты в их стратотипических местностях. А с этим трудно согласиться, так как “собственно” шуфанские базальты в рассматриваемой статье ни палеонтологически, ни радиологически не охарактеризованы.

Теперь о возрасте сандуганской свиты – основном предмете дискуссии.

Заключение авторов о позднемиоцен-плиоценовом возрасте сандуганской свиты и коррелируемых с нею базальтоидов Шуфанского и Шкотовского плато сделано на основании анализа палеонтологических, в основном палинологических, радиологических данных и общих геологических соображений, тем не менее они не бесспорны. Не отрицая категорически их выводы, допускаю иную возрастную интерпретацию представленных в статье палинологических материалов, на что есть объективные причины.

Как известно, флора в объеме всего неогена достаточно однотипна. Состав ее определяется представителями современных родов, включая современные виды или их ближайшие предковые формы. В настоящее время не известны коррелятивные и характерные виды узких стратонтервалов неогена, а в определениях практически всех палинологов доминируют стратиграфически транзитные родовые таксоны. В силу обстоятельств детальная палиоэстратификация неогена на эволюционно-таксономической основе практически невозможна. Более эффективно в этих целях используется фитолиматический принцип, фиксирующий изменения флоры под воздействием климатических факторов, выражающиеся не столько в качественных, сколько в количественных параметрах.

Результативность этого метода зависит от полноты разрезов и их флористических рядов, а также от наличия в них фитоэстратиграфических реперов, каковыми в первую очередь являются уровни экстремальных климатических состояний. Чем полнее разрез, тем надежнее корреляция его с общей стратиграфической шкалой. Привязка к ней фрагментарных уровней и единичных палинокомплексов весьма затруднительна. Она всегда в значительной степени условна и всегда сопровождается сомнением в правильности принятого решения.

А именно такой случай имеет место в обсуждаемой статье. Палинокомплексы сандуганской свиты и базальтово-туфогенной пачки Пушкинской впадины представляют лишь фрагмент неогеновой палиносукцессии. Вопрос о местоположении их в рамках последней допускает вариантность решения.

Уверенно можно лишь сказать, что представленные на диаграммах палинокомплексы не принадлежат “главному” оптимуму неогена (бурдигал? Или конец раннего – начало среднего миоцена?). Следует также согласиться с мнением авторов о том, что это, скорее всего, не “предоптимум”, а “постоптимум”. Однако “постоптимальный” временной отрезок неогена достаточно продолжителен и тоже отмечен климатическими флюктуациями. Уточнение в нем “места” сандуганского палинокомплекса – задача не из легких.

Отрицая принадлежность его к среднему миоцену, авторы ссылаются на обилие в нем пыльцы хвойных, что, с их точки зрения, не характерно для среднего миоцена. Но средний миоцен неоднороден по своим фитолиматическим параметрам. В первую половину его вслед за оптимумом произошло значительное похолодание климата, носившее планетарный характер [5]. В составе растительного покрова это событие отмечено усилением роли хвойных, главным образом сосновых, на фоне общего таксономического обеднения [9]. Оно фиксируется в палинофлорах Кореи [2], Японии [10], Якутии и Чукотки [8], Камчатки и Сахалина [7], в палеосукцессиях которых “хвойные” палинокомплексы, обедненные теплолюбивыми и теплоумеренными таксонами, сменяют палинокомплексы главного миоценового оптимума.

Во второй половине среднего миоцена климат становится более теплым, и в составе растительности существенно возрастает участие теплоумеренных широколиственных пород, в первую очередь *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*), *Fagus*, *Carpinus*, *Tilia*. Некоторые исследователи этот проноинтервал рассматривают в качестве второго миоценового оптимума [3], хотя и уступающего “главному оптимуму” по таксономическому разнообразию и количественной представительности теплоумеренных цветковых растений.

Палиноспектры на диаграммах, за исключением самых верхних в скв. 90 и 214, характеризующиеся заметным таксономическим разнообразием, постоянным присутствием *Taxodiaceae*, доминированием среди покрытосеменных *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Fagus*, *Ulmus*, а также примесью субтропических элементов, по моему мнению, вполне сопоставимы со “вторым оптимумом”. Особого внимания заслуживают сандуганские спектры с высоким содержанием пыльцы *Fagus* (скв. 90, 612). Они обнаруживают значительное сходство с палинокомплексом, выделенным И.Б.Мамонтовой [6] из “ханкайских слоев” (зап. побережье оз. Ханка), которым в региональной стратиграфической шкале отвечают слои с *Fagus chankaica* (конец среднего миоцена). Сходные палиноспектры установлены Н.С.Громовой в разрезах вулканогенно-осадочной толщи Липовецкой впадины [1] и надугленосной тефроидной толщи Павловской впадины.

Палиноспектры из верхних осадочных горизонтов, вскрытых в скв. 90 и 214, более бедные по составу и более “холодные” (даже в качестве примеси не содержат теплолюбивых цветковых растений и таксодиевых) вероятно относятся к “постбуковому” уровню верхнего миоцена.

Не претендуя на бесспорность своего мнения, считаю, что по палинологическим данным, представленным в коллективной статье, стратиграфический интервал сандуганской свиты и туфогенно-базальтовой пачки Пушкинской впадины может быть определен как верхняя часть среднего – нижняя часть верхнего миоцена. Примерно на этом стратиграфическом уровне отмечена сандуганская свита в III региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений (Владивосток, 1978), где к ней отнесены базальтоиды Хасанской группы впадин.

Данной возрастной трактовке рассматриваемых базальтоидов не противоречит и упомянутая в статье радиометрическая датировка ( $12,5 \pm 0,7$  млн л., средний миоцен) низов усть-суйфунской свиты, залегающей под базальтоидами в разрезе скв. 214. Однако более низкий стратиграфический уровень усть-суйфунской свиты в конкретном разрезе не исключает стратиграфо-фациальный характер соотношений ее с базальтоидами на площади Пушкинской впадины, ибо в разрезах ближайших к скв. 214 скважин 296 и 213, как это следует из неопубликованных материалов Б.И.Павлюткина, туфогенно-базальтовая пачка отсутствует, а ее гипсометрический уровень занят туфогенными песчаниками усть-суйфунской свиты.

В целом в отличие от авторской группы, возглавляемой Б.И.Павлюткиным, не вижу основания для столь существенного “омоложения” (конец позднего миоцена – плиоцен) позднекайнозойских базальтоидно-осадочных толщ Юго-Западного Приморья. Кроме вышеприведенных соображений с этой датировкой не согласуется относительно высокое содержание в их палиноспектрах пыльцы таксодиевых и ничтожно малая роль трав, весьма характерных для палинофлор позднего миоцена и плиоцена. Кроме того, в Сандуганской впадине с ней диссонансна и заметная угленасыщенность межбазальтовых осадочных пачек, ранее на Дальнем Востоке нигде не установленная на столь высоком стратиграфическом уровне.

В заключение отмечу, что проблема стратиграфического расчленения, корреляции и возраста позднекайнозойских базальтоидов является одной из важнейших и, к сожалению, недостаточно изученных проблем дальневосточного кайнозоя. Она требует более углубленной комплексной разработки с широким применением наряду с палеонтологическими радиометрических и палеомагнитных исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баскакова Л.А., Громов Н.С. Разрез дочетвертичного кайнозоя Липовецкой впадины (литологическая и палинологическая характеристика) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С.90-100.
2. Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М., Наука, 1979. 194 с.
3. Братцева Г.М. Палеоклиматы кайнозоя Камчатки по палинологическим данным // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. 1993. Т.68, вып.3. С.80-83.
4. Геология СССР. Т.32. Приморский край. Геологическое описание. М., Недра, 1969. 690 с.
5. Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена // Тихоок. геология. 1982. № 4. С.90-95.
6. Мамонтова И.Б. Миоценовая флора ханкайских слоев Приморья (палинологические данные) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С.102-105.
7. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб, 1992. 360 с.
8. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. 182 с.
9. Фотьянова Л.И. Климаты океанов и материкового обрамления Северо-Тихоокеанского побережья в кайнозой // Климаты Земли в геологическом прошлом. М., 1987. С.95-124.
10. Sato S. Palynological study of Miocene sediments of Hokkaido, Japan // Journal of the faculty of science Hokkaido University, 1963, ser.IV (Geology and Mineralogy), vol.XII, N 1, 110 с.

МАГМАТИЗМ

УДК 550.42:552.3/5(571.63)

БАЗАЛЬТЫ ЭРДАГОУСКОЙ СВИТЫ ПРИМОРЬЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В.П. Симаненко, В.В. Голозубов, И.В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

Приведены данные по петрографии, петрохимии и геохимии базальтов вулканогенно-кремнистой эрдагоуской свиты Таухинского террейна Южного Сихотэ-Алиня. Среднеюрский возраст (келловей) базальтов определен по исходным радиоляриям из сопутствующих кремнистых отложений. Изученные породы сочетают в себе геохимические признаки базальтов N-типа срединно-океанических хребтов и толеитов островных дуг. Предполагается, что рассматриваемые вулканиты формировались не в условиях открытого океана, а в геодинамической обстановке задугового спрединга.

Эрдагоуская свита впервые была выделена С.А. Музылевым и А.Ф. Барановым в 1948 году в пределах Кавалеровского рудного района Приморья [2]. В свиту были включены разнофациальные терригенные, кремнистые, вулканогенные и карбонатные отложения. Позднее выяснилось, что возраст включенных в свиту образований различный - от палеозоя по ранний мел включительно. В настоящее время под эрдагоуской свитой понимается только комплекс вулканогенно-кремнистых образований позднеюрского возраста [3,4]. Эрдагоуская свита является одним из элементов Таухинского террейна Южного Приморья и совместно с перекрывающими ее ранне-меловыми турбидитами и олистостромой слагает самый нижний его структурный уровень.

Наиболее обширные выходы эрдагоуской свиты, закартированные в пределах Таухинского террейна, известны в Кавалеровском районе по р. Мирной и ее притокам, ручьям Силинскому и Сашин Ключ, а также в Лазовском районе в бассейне р. Киевки у сел Беневого и Лазо, вблизи Сихотэ-Алинского разлома (рис.1). В строении свиты принимают участие базальты и долериты мощностью до 120 м, на которых, залегают пестроцветные плитчатые кремни, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми породами, яшмами, кремнистыми туффидами и пепловыми туфами мощностью до 50 м.

Если строение и состав кремнистой части свиты в какой-то мере описаны в литературе [2,3,4], то сведения о слагающих ее вулканитах практически отсутствуют, хотя по составу вулканитов можно су-

дить о геодинамических условиях проявления магматизма. Настоящей статьей мы пытаемся восполнить этот пробел.

Строение и состав вулканических пород эрдагоуской свиты изучены по керну скважин, пробуренных из горных выработок Силинского оловянного рудника, в скальных выходах по руч. Силинскому и Сашин Ключ, а также у с. Беневого на левом берегу р. Киевки (см.рис.1). Возраст базальтов свиты принимается нами как конец средней юры (келловей) на том основании, что в линзах кремней среди базальтовых потоков выделены радиолярии конца келловейского - начала оксфордского времени [8]. Перекрывающие базальтоиды кремневые породы содержат многочисленные радиолярии поздней юры (начиная с оксфорда) - начала раннего мела (берриас). Видовой состав радиолярий этой части свиты, определенный И.В. Кемкиным и Л.М. Олейник, следующий: *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), *A. cf. apiarium* (Rust), *A. broweri* (Tan), *A. minoensis* (Mizutani), *A. vulgaris* Pessagno, *Archaeodictyomitra* sp., *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Cinguloturris* sp., *Holocryptocanium barbi* Dumitrica, *Mesosaturnalis* sp., *Mirifusus cf. guadalupensis* Pessagno, *M. diana minor* Baumgartner, *Obesacapsula* sp., *Paronaella* sp., *Parvicingula boesii* (Parona), *P. cf. dhimenaensis* Baumgartner, *P. cf. mashitaensis* Mizutani, *Podobursa cf. triacantha* (Fishli), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *P. cf. carpatica* (Lozynyak), *P. primitiva* Matsuoka et Yeo, *P. ex gr. leptocnica* (Foreman), *Ristola altissima* (Rust), *Ristola*

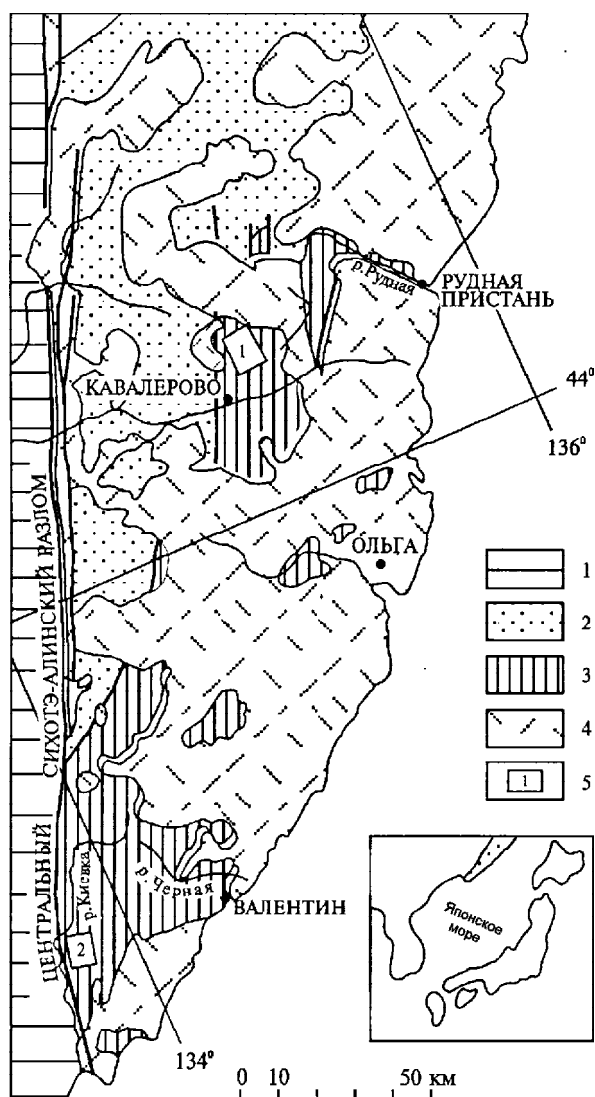


Рис. 1. Тектоническая схема Южного Приморья, по [3] с упрощениями авторов.

1-Самаркинский террейн, 2-Журавлевский террейн, 3-Таухинский террейн, 4-вулканиты позднего мела. 5-районы исследования базальтов эрдагоуской свиты: 1-Кавалеровский район, 2-Лазовский район.

sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* cf. *cribata* Hinde, *Sethocapsa* cf. *convexa* Yao, *S. japonica* Yao, *Thanarla conica* (Aliev), *Triactoma* sp., *Tritrabs* sp., *Xitus gifuensis* Misutani, *Xitus* sp., *Zhamoidellum ovum* Dumitrica.

Базальты эрдагоуской свиты являются продуктами подводных излияний. В районе Силинского месторождения и у с. Беневого это, главным образом, черно-зеленые или пестроокрашенные массивные лавы и лавобрекчии, образующие потоки мощностью от двух до первых десятков метров, с пластинами и линзами кремнисто-глинистых пород и отложений гематитовых гелей и прослоями пирокластического материала. Иногда в базальтах наблюдаются

ксеногенные включения кремнистых пород. По ручью Сашин Ключ наряду с массивными широко распространены темно-зеленые, сургучные и пестроокрашенные подушечные лавы с порами и миндалинами в краевой части подушек и в верхних частях потоков, а также сургучные шлаковые базальты, иногда с ксенолитами кремней. В устьевой части правого берега ручья Силинского располагаются темно-зеленые массивные мелкозернистые долериты мощностью около 10-15 м, ассоциирующие со слоистыми кремнями.

Все вулканические породы эрдагоуской свиты значительно изменены процессами низкотемпературного метасоматоза пропилитовой фации, однако в большинстве из них отчетливо различаются реликты первичных минералов и структур. По руч. Силинскому преобладают слабо порфировые базальты с интерсертальной или переходной интерсертально-офитовой структурами основной массы. Редкие фенокристаллы в них представлены плагиоклазом и клинопироксеном. В некоторых образцах различаются реликтовые зерна оливина, полностью превращенные в псевдоморфозы хлорита. Основная масса состоит из большого количества изоморфных табличек авгита и лейст плагиоклаза, выделений (часто скелетных) рудного минерала и хлоритизированного вулканического стекла в интерстициях. Плагиоклаз в породе полностью деанортитизирован с образованием альбита; зерна пироксена по трещинам и краям в разной степени замещаются амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Кроме того, в основной массе и в нитевидных прожилках часто встречаются выделения эпидота, а также кальцита, развитого как по основной массе, так и в редких миндалинах. Рудные минералы часто лейкоксенизированы. Долериты низовья руч. Силинского менее изменены, чем базальты, и отличаются от последних большей зернистостью минералов и офитовой или интерсертально-офитовой структурами. В одном из образцов долеритов химическим методом (аналитик С.П. Славкина) по валовой пробе определен состав клинопироксена, соответствующий авгиту: (в % массы)  $\text{SiO}_2$ -53,16,  $\text{TiO}_2$ -0,49,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -2,79,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -0,20,  $\text{FeO}$ -9,28,  $\text{MgO}$ -13,28,  $\text{CaO}$ -16,48,  $\text{Na}_2\text{O}$ -0,67,  $\text{K}_2\text{O}$ -0,67,  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0,12,  $\text{H}_2\text{O}$ -0,  $\text{H}_2\text{O}^+$ -2,57,  $\text{F}$ -0,19, Сумма 100,18,  $\text{F}_2=0-0,07$ , Сумма 100,11 (Fs17, Wo39, En44).

Базальты у с. Беневого по составу, структуре, степени и характеру изменений близки базальтам из района Силинского месторождения, но отличаются от последних более лейкократовым обликом за счет меньшего количества пироксенов и большего плагиоклаза и хлорита в основной массе.

Базальты по ручью Сашин Ключ характеризуются значительным разнообразием. Наряду с широким развитием массивных базальтов с интерсерталь-

ной структурой здесь наблюдаются множество пористых, пузыристых и миндалекаменных разновидностей с гиалофитовой, гиалиновой, гиалопилитовой и вариолитовой структурами основной массы. Количество пор и миндалин в таких базальтах достигает 40-50%, а размер их колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Миндалины обычно выполнены кальцитом, реже - хлоритом, кварцем или халцедоном. Вкрапленники в пористых базальтах обычно представлены клинопироксеном и плагиоклазом, но встречаются и базальты, в которых среди фенокристов преобладает оливин, полностью замещенный вторичными минералами с образованием псевдоморфоз. В стекле основной массы таких базальтов наблюдается большое количество рудной пыли.

Химический состав пород эрдагоуской свиты приведен в таблицах 1 и 2.

Общей особенностью является низкое содержание в них кремнезема, калия, титана и высокое - магния, что особенно характерно для пород Кавалеровского района. По высокому уровню содержания магния ( $MgO=8-12\%$ ) многие из них могут рассматриваться как пикробазальты или пикродолериты. Расплавы, из которых сформировались эти породы, видимо можно рассматривать как первичные, что определяется низкими значениями отношений  $FeO^*/MgO$  в них и высокими (более 200 г/т) концентрациями никеля и хрома [11,15]. На диаграмме (рис.2) отчетливо прослеживаются направления фракционирования в породах, претерпевших последующие изменения. Никель и хром быстро удаляются из расплава с увеличением  $FeO^*/MgO$  отношения, что, видимо, связано с ранней кристаллизацией оливина и клинопироксена и является важным фактором в эволюции базальтов эрдагоуской свиты. Базальты из района с. Беневского занимают обособленное положение, формируя отдельный тренд, и, видимо, образовались из самостоятельного магматического резервуара.

Следует отметить обогащенность некоторых пород натрием, связанную, видимо, с метасоматозом. Несмотря на то, что большинство из них имеют низкое содержание калия и соответствуют толеитам, наиболее измененные разности богаты натрием и по соотношению  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  попадают в область субщелочных пород. Величина кислотности ( $A_c$ ), рассчитанная по [1], довольно стабильна и варьирует в узком интервале значений (от 1,40 до 1,59) при низкой величине щелочно-кальциевого индекса  $(Na+K)/Ca$ , равного 0,4-2,2, что также свойственно базальтам толеитового ряда. Лишь в отдельных образцах базальтов из потоков в районе Силинского месторождения щелочно-кальциевый индекс повышается до величины 3,7- 4,2, и они попадают в область изве-

стково-щелочных магм. По соотношению  $FeO^*/MgO-SiO_2$ , позволяющему различать породы толеитовой и известково-щелочной серий [15], все исследованные базальты эрдагоуской свиты также соответствуют толеитам. На диаграмме AFM (рис.3) большинство вулканитов Кавалеровского района попадает в поле абиссальных толеитов, а базальты из района с. Беневского располагаются на линии раздела толеитовой и известково-щелочной серий.

Таким образом, по основным петрохимическим характеристикам, содержанию и распределению элементов группы железа базальты эрдагоуской свиты в целом близки типичным базальтам океанического слоя 2, образующимся в срединно-океанических хребтах. Однако геохимические данные (см. табл.1) показывают, что относительно среднего N-типа БСОХ они обогащены такими магнефильными элементами как рубидий, стронций, барий и резко обеднены цирконием. Данные по редкоземельным элементам (табл.2, рис.4) указывают на то, что эрдагоуские базальты относительно N-типа БСОХ немного обогащены легкими лантаноидами и обеднены тяжелыми РЗЭ. Отношение  $(Ce/Sm)_n$  в пикробазальтах и пикродолеритах составляет 1,13-1,64, а  $(Ce/Yb)_n=1,66-2,54$ , что указывает на слабую дифференцированность пород. На диаграмме  $(Ce/Yb)_n-Ce_n$  (рис.5), предложенной А.Сондерсом [17], составы этих пород располагаются на линии (Д) парциального плавления гранатового лерцолита.

Для распознавания базальтов различных геодинамических обстановок обычно используются данные по микроэлементам, которыми обогащаются расплавы при фракционировании, и которые остаются относительно нечувствительными к более поздним изменениям. К таким элементам относятся титан, цирконий, фосфор, барий, рубидий, стронций и др. Кроме того, широко используются данные по редкоземельным элементам и изотопам. Тестирование обычно производится с использованием дискриминантных диаграмм, предложенных разными авторами, и в наиболее обобщенном виде представленных в работе [18]. Для определения геодинамической принадлежности эрдагоуских базальтов был использован ряд диаграмм, представленных на рис.6-10. На диаграмме  $TiO_2-K_2O$  (см. рис.6), предложенной Ю.В. Мироновым [5], пикробазальты и пикродолериты Кавалеровского района располагаются в поле островных дуг, а часть пород - в полях базальтов зон задугового спрединга и трансформных разломов. По соотношению  $TiO_2-FeO^*/MgO$  (см. рис.7) все породы Кавалеровского района попадают в поле базальтов СОХ, а базальты из района с. Беневского - в поле островных дуг. На диаграмме Дж. Пирса [16] (см. рис.8) они тяготеют к области раздела полей известково-щелочной и толеитовой серии и базальтов

Таблица 1. Химический состав (оксиды в % массы, микроэлементы в г/г) базальтоидов эрдагоуской свиты.

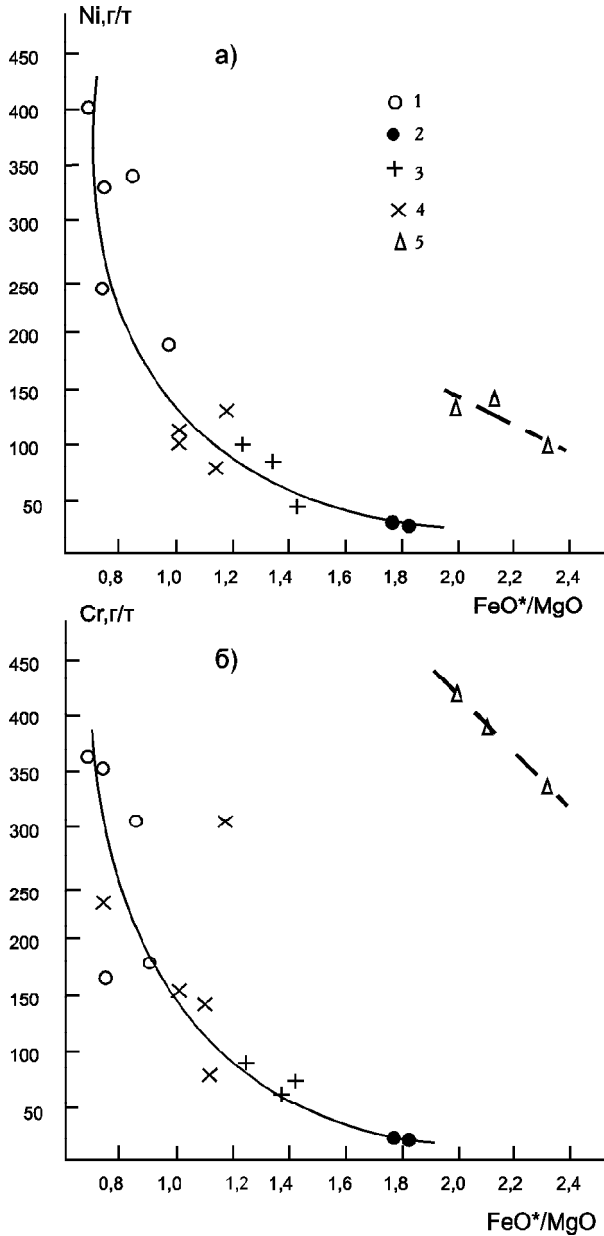
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	Ep-54	Ep-57/3	Ep-57/5	Ep-57/7	Ep-57/10	29/91	30/91	Ep-53/4	Ep-53/10	Ep-54	32/91	37/91	39/91	40/91	41/91	21/91	24/91	25/91
SiO <sub>2</sub>	47,42	47,58	47,44	48,82	48,21	49,18	52,30	49,52	49,31	49,70	50,52	37,38	42,18	45,12	41,70	48,83	45,41	46,18
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,53	0,58	0,77	0,69	1,53	1,35	1,08	0,99	0,95	0,57	0,39	1,14	1,19	0,64	1,12	1,17	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,0	13,80	14,42	12,83	13,68	17,57	16,20	13,30	13,67	13,35	18,23	12,75	13,37	14,41	14,20	15,10	16,21	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	2,12	2,04	2,20	1,17	3,88	3,57	5,46	4,93	4,64	1,45	1,31	6,94	6,23	4,82	4,14	3,10	5,18
FeO	8,21	7,34	8,38	7,67	7,96	7,85	7,48	6,73	6,90	6,65	6,71	5,16	2,67	3,49	3,85	7,40	8,50	6,66
MnO	0,30	0,25	0,57	0,30	0,27	0,12	0,11	0,18	0,19	0,20	0,26	0,12	0,37	0,34	0,21	0,18	0,22	0,29
MgO	12,29	12,44	11,80	10,43	12,78	6,40	5,93	8,19	8,31	8,75	6,89	5,29	8,62	8,02	10,88	4,78	5,25	5,69
CaO	5,97	5,65	4,80	7,65	6,14	2,51	2,79	6,42	5,91	7,29	4,23	20,40	9,60	7,38	8,46	4,62	6,91	6,56
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,47	2,13	1,49	2,22	5,45	5,44	2,16	2,50	2,59	5,21	2,38	3,03	3,49	1,36	5,27	4,87	4,74
K <sub>2</sub> O	0,47	0,25	1,03	1,39	0,38	0,65	0,55	1,78	1,88	0,65	0,50	1,01	0,43	0,47	0,86	0,52	0,64	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,45	0,42	0,56	0,49	0,33	0,32	0,54	0,65	0,38	0,23	0,19	0,13	0,12	0,20	0,24	0,26	0,30
H <sub>2</sub> O*	7,33	6,80	5,94	5,39	5,51	4,08	3,60	4,33	4,40	4,30	5,21	13,32	10,85	9,53	12,28	7,56	7,01	5,70
H <sub>2</sub> O	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00	0,34	0,29	0,00	0,00	0,10	0,17	0,10	0,15	0,17	0,28	0,08	0,26	0,19
Сумма	99,34	99,73	99,64	99,50	99,50	99,89	99,53	99,71	99,71	99,55	99,91	99,83	99,91	99,96	99,78	99,84	99,80	99,87
f(%)	29,5	29,7	32,7	34,2	28,3	49,8	50,2	44,3	43,3	40,9	39,5	40,2	36,7	38,9	29,7	56,6	50,7	52,7
Ni	240	330	340	190	400	32	33	40	86	100	80	130	110	110	230	100	140	130
Co	30	53	72	33	82	36	29	130	6	42	47	45	40	33	51	18	35	47
Cr	160	350	300	170	360	21	22	70	56	80	74	300	150	140	230	330	380	420
V	88	200	170	78	200	300	240	340	110	105	88	88	210	200	170	230	220	240
Rb	27	13	31	56	17	9	18	79	67	6	5	24	4	4	20	19	47	13
Sr	441	496	307	344	341	134	175	299	285	341	357	280	361	345	308	310	267	386
Ba	550	918	1100	2790	738	149	578	2400	2470	242	141	81	860	951	1408	350	499	480
Zr	22	38	44	45	48	64	78	42	45	40	15	20	36	36	10	39	48	44
Nb	2,5	2	5	10	2	11	-	8	8	7	-	4	2	4	-	6	10	8
Nd	11	7	10	38	15	18	11	22	27	13	12	18	22	22	30	9	19	14
Y	20	15	5	13	12	37	21	25	16	27	10	9	22	22	5	28	42	29

Примечание. 1-5-пикробазальты из скважин Силинского рудника; 6-7 - пироксен-плагноклазовые базальты района Силинского месторождения, 8-10- пикродолериты нижнего течения р.Силинки; 11-15- базальты по руч. Сашин Ключ (11- плаггиофировый базальт, 12- оливин- порфи- ровый миндалекаменный базальт, 13-15- пикробазальты), 16-17- оливин-плаггиофировые миндалекаменные базальты у с. Беневского. f (%) = (Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>)x100/(Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Mg) ат. количества. Анализ химического состава пород выполнен С.П.Славкиной, элементные группы железа определены спектральным количественным методом Т.В. Сверкуновой (аналитическая лаборатория ДВГИ ДВО РАН). Крупно- ионные (КИР) и высокозарядные (ВЗИ) элементы определены В.В. Коваленко рентген-радиометрическим методом (лаборатория ИХ ДВО РАН).

**Таблица 2.** Содержание редкоземельных элементов, Ta, Hf и Th (в г/т).

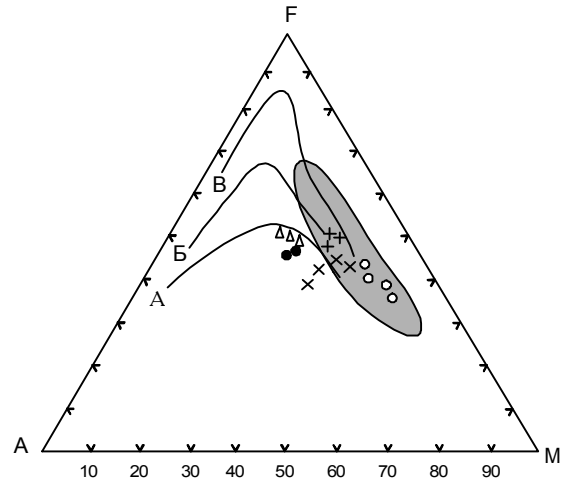
	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ta	Hf	Th
Ep-57	6,1	18,0	2,65	0,82	0,50	2,79	0,40	1,07	0,47	
Ep-57/3	9,2	16,1	1,50	0,64	0,91	2,29	0,44	0,47	0,64	22
Ep-53/4	5,8	14,2	2,40	0,97	0,60	1,44	0,37		0,46	
Ep-54	5,3	13,0	2,49	0,74	0,46	0,74	0,41	0,55	2,8	

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в ИГФМ АН Украины (аналитик Л. В. Коненко).



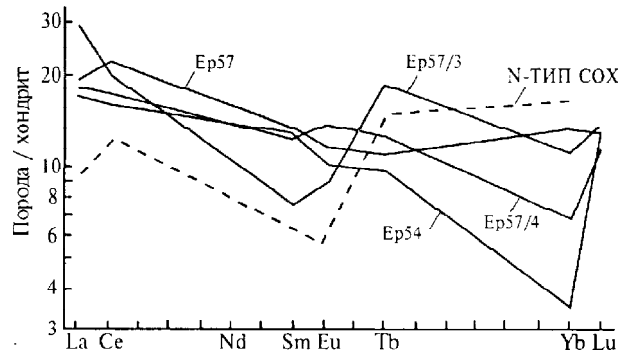
**Рис. 2.** Диаграмма соотношений: а) Ni-(FeO\*/MgO), б) Cr-(FeO\*/MgO) в базальтах эрдагоуской свиты.

Условные обозначения здесь и далее на рисунках 3,6-10: 1 - пикробазальты из скважины Силинского рудника, 2 - базальты в скальных выходах в районе Силинского рудника, 3 - пикродолериты приустьевой части руч. Силинского, 4 - базальты по ручью Сашин Ключ, 5 - базальты у с. Беневского.



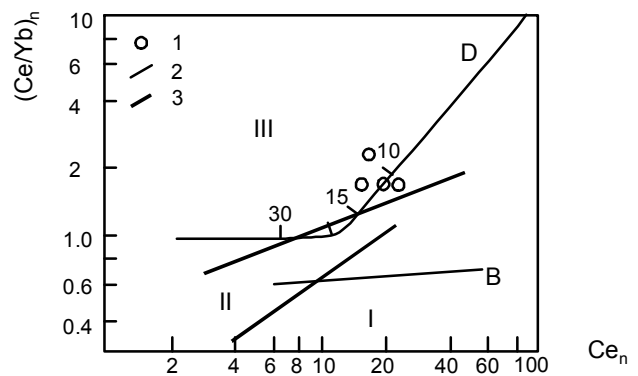
**Рис. 3.** Диаграмма AFM.

А - линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий, по [13], Б, В - тренды магматической дифференциации: Б - Скергаардской интрузии, по [9], В - Гавайских островов. Затенено поле базальтов абиссальных толеитов. Условные обозначения составов пород см. на рис.2.



**Рис. 4.** Распределение редкоземельных элементов в пикробазальтах и пикродолеритах эрдагоуской свиты.

Для нормирования использован состав хондрита С1, по [10]. N- тип базальта COX, по [7].



**Рис. 5.** Положение составов пикробазальтов и пикродолеритов на диаграмме (Ce/Yb)<sub>n</sub>-Ce<sub>n</sub>, по А.Сондерсу [17].

1 - состав пикробазальтов и пикродолеритов в табл.2; 2 - тренды фракционной кристаллизации (B) и частичного плавления гранатового лерцолита (D), деления с цифрами указывают процент плавления; 3 - границы полей базальтов N-типа COX (I), T-типа COX и океанических плато (II), А-типа океанических плато и вулканических островов (III).

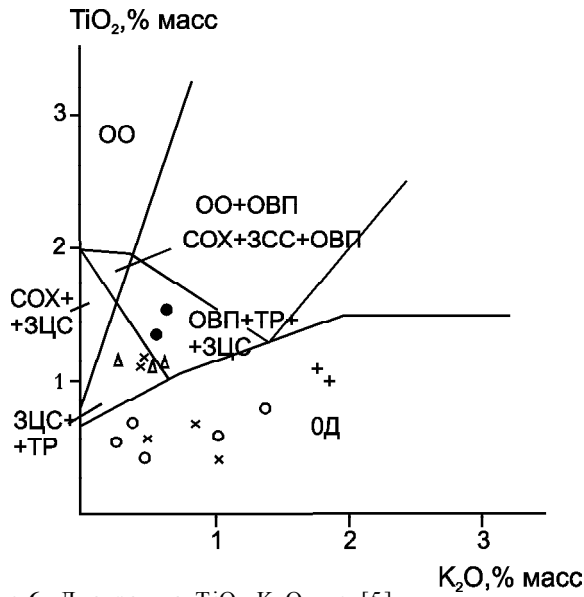


Рис.6. Диаграмма  $TiO_2$ - $K_2O$ , по [5].

Поля базальтов: ОО-океанических островов, ОВП- океанических внутриплитных, СОХ- срединно-океанических хребтов, ЗЦС- задуговых центров спрединга, ТР- трансформных разломов, ОД- островных дуг.

Условные обозначения составов пород см. на рис.2.

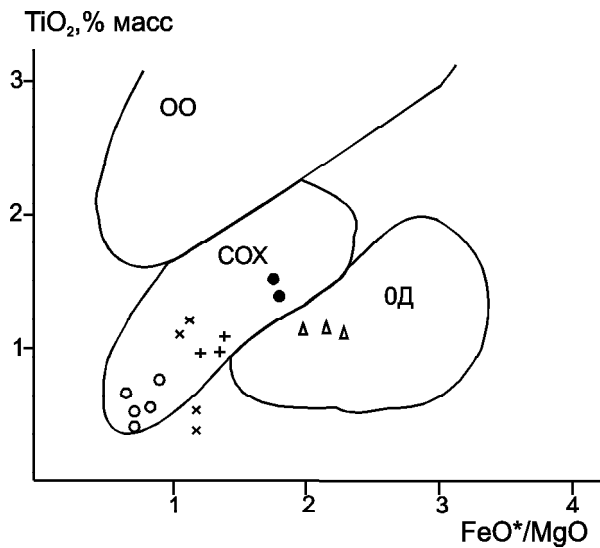


Рис.7. Диаграмма  $TiO_2$ - $FeO^*/MgO$ .

Поля базальтов: ОО- океанических островов, ОД- островных дуг, СОХ- срединно-океанических хребтов.

Условные обозначения составов пород см. на рис.2.

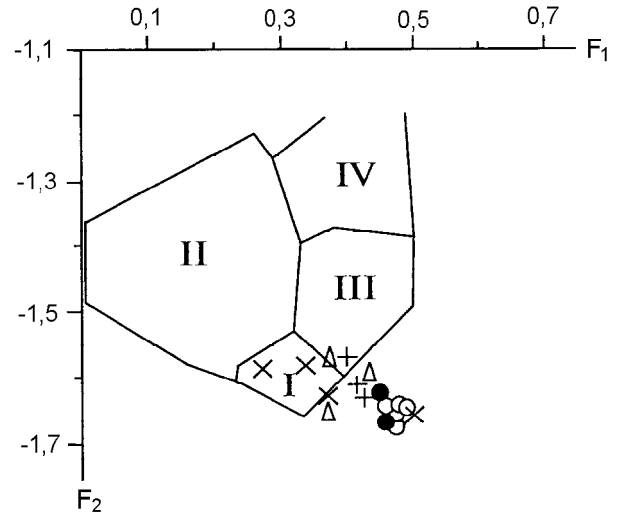


Рис.8. Факторная диаграмма Дж. Пирса [16].

Поля базальтов: I- океанического ложа, II-внутриплитных океанических островов и континентальных, III- островодужных известково-щелочных и низкокальциевых, IV-шошонитовых.  $F_1$  и  $F_2$  рассчитаны из состава сухого остатка пород в таблице 1.

Условные обозначения составов пород см. на рис.2.

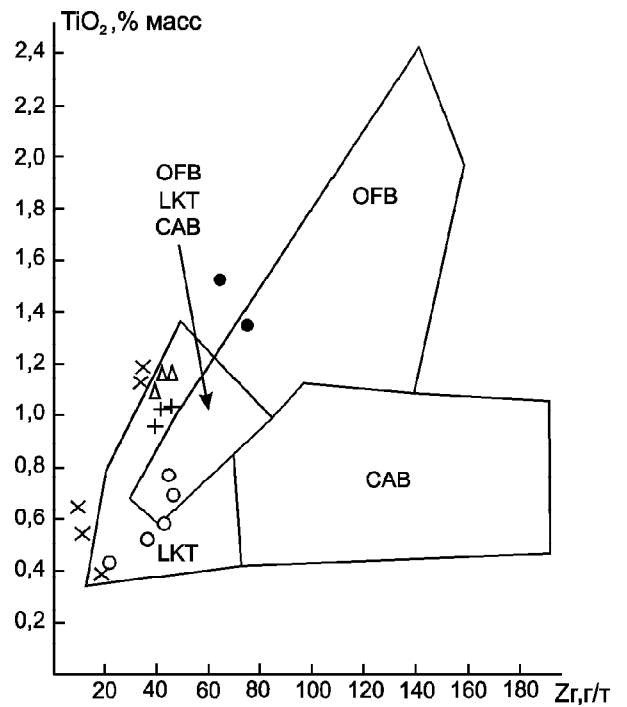


Рис.9. Диаграмма  $TiO_2$ -Zr, по [16].

Поля базальтов: OFB- базальты океанического дна, ЛКТ-низкокальциевые толеиты, САВ- известково-щелочные базальты.

Условные обозначения составов пород см. на рис.2.



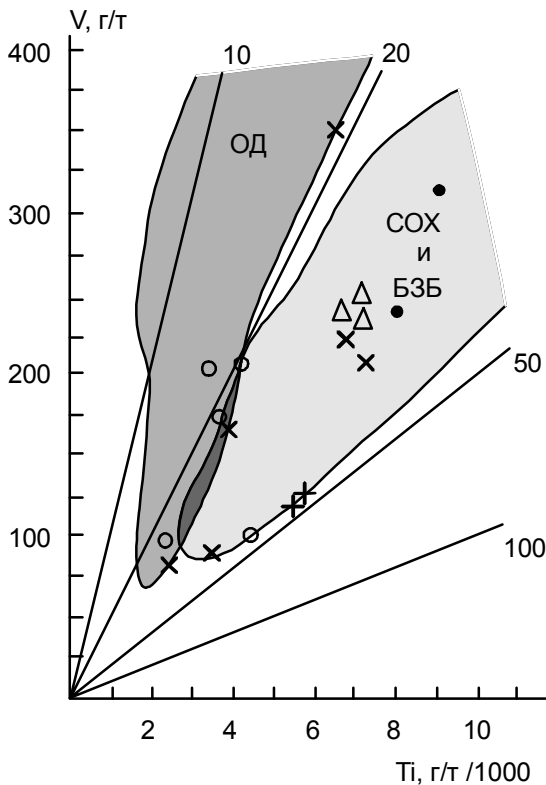


Рис.10. Диаграмма Ti-V, по [19].

Поля базальтов: ОД- островных дуг, СОХ и БЗБ – срединно-океанических хребтов задуговых зон спрединга.

Условные обозначения составов пород см. на рис.2.

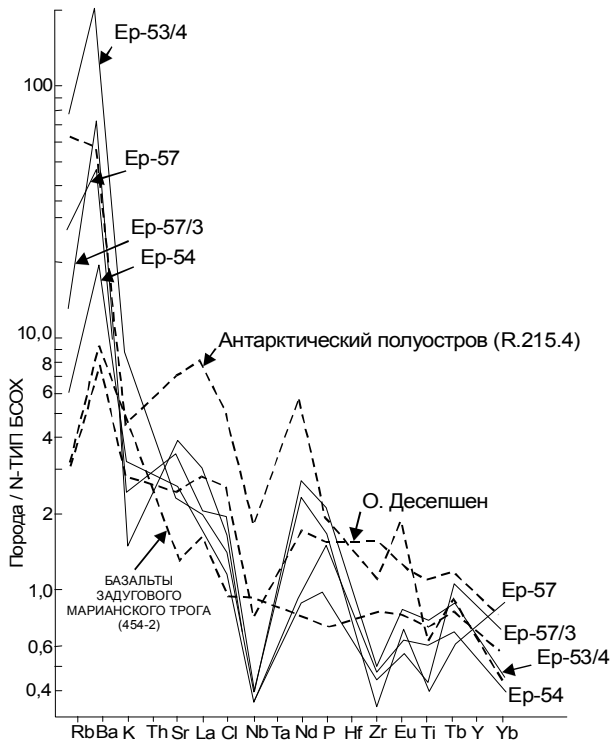


Рис. 11. Спайдер-диаграмма геохимического состава пикробазальтов и пикродолеритов эрдагоуской свиты. Типовые составы базальтов задуговых зон спрединга по [7].

СОХ, а по соотношению  $TiO_2-Zr$  (см. рис.9) соответствуют низкокалиевым островодужным толеитам. По соотношению Ti-V, предложенному [19] для разделения базальтов различных геодинамических обстановок, все базальтоиды эрдагоуской свиты, имея отношение Ti/V в пределах 15-50, располагаются в поле базальтов срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов (см. рис.10).

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что эрдагоуские базальты сочетают в себе геохимические признаки базальтов N-типа срединно-океанических хребтов (СОХ) и толеитов островных дуг (ОД). Такое сочетание является обычным для базальтового вулканизма, протекающего в обстановке задуговых бассейнов [7]. И действительно, на спайдер-диаграммах (рис. 11) эрдагоуские пикробазальты проявляют исключительную близость типовым базальтам зон задугового спрединга как по уровню концентрации элементов с крупными ионными радиусами (КИР) и высокочарядными ионами (ВЗИ), так и по общему рисунку наклона кривых и наличию отрицательных и положительных пиков, что является отличительным признаком для пород различных геодинамических обстановок [12,15,17].

## ВЫВОДЫ

1. Возраст базальтов эрдагоуской свиты, определенный по радиоляриям из сопутствующих кремнистых отложений, соответствует концу средней юры (келловей).

2. Базальтоиды свиты являются производными мелапикритоидной магмы и характеризуются умеренно-дифференцированным составом микроэлементов. Главным механизмом образования пикробазальтовых расплавов, видимо, являлось парциальное плавление мантийного перидотита, а последующая их эволюция связана с кристаллизацией и фракционированием оливина и клинопироксена. Учитывая различия в составе элементов группы железа, можно полагать, что базальты Кавалеровского и Лазовского районов формировались из различных магматических резервуаров.

3. По данным распределения макро- и микроэлементов и REE эрдагоуские базальты генерировались в условиях, близких к условиям зарождения N-типа базальтов СОХ. При этом они обладают рядом признаков, характерных для толеитовых базальтов островных дуг. Такое сочетание геохимических характеристик позволяет считать, что образование эрдагоуских базальтов происходило не в специфической обстановке открытого океана, а в обстановке задугового спрединга, протекающего в окраинных морях под влиянием субдукции океанической плиты. Существующие геодинамические реконструкции восточной окраины Азии для средне - позднеюрского

времени предполагают обстановку активной окраины андийского типа [4,6,14,20]. Изложенные выше данные и выводы позволяют предполагать, что, по крайней мере на отдельных участках этой окраины, в этот период времени существовала островодужная система, подобная современной япономорской, т.е. сочетающая выдвинутые в сторону океана островные дуги и тыловодужные окраинные бассейны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 98-05-65328, 98-05-65343 и 98-05-65346).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. С.262.
2. Геология СССР. М.: Наука, 1969. Т.32. 605 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт, Владивосток: ДВО РАН, 1992. 83 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Таухинский и Журавлевский террейны - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №2. С. 13-25.
5. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т.314, №6. С. 1484-1487.
6. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. №2. С. 3-23.
7. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., 1978. С. 102-133.
8. Тихомирова Л.Б. Юрские радиоларии Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С.123-126.
9. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 551 с.
10. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V.42, №8. P. 1999-1212.
11. Hawkins J.W. Petrology of back-arc basins and island arcs: their possible role in the origin of ophiolites // Panayiotou A. (ed.). Ophiolites. Geol. Survey Dept. Cyprus. 1980. P. 244-254.
12. Holm R.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chemical Geology. 1985. V.51. P.303-323.
13. Irvin T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V.8. P. 523-548.
14. Mizutani S., Shao Ji'an, Zhang Qinglong. The Nadonhada Terrane in relation to Mesozoic tectonics on continental region margins of East Asia // Acta geologica Sinica. 1990. V.3, №1. P.15-29.
15. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321-365.
16. Pearce J.A. and Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V.19. P.220-230.
17. Rare earth element geochemistry / Henderson P. (ed.). Amsterdam: Elsevier. 1984. 510 с.
18. Rollinson Hugh R. Using geochemical data: Evolution, Presentation, Interpretation. London, 1985. 362 p.
19. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V.59. P.101-118.
20. Taira A. and Tashiro M. Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and Eastern Asia // A.Taira (Editor). Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and Eastern Asia. Terrapub.:Tokyo, 1987. P. 1-43.

Поступила в редакцию 30 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

*V.P. Simanenko, V.V. Golozoubov, I.V. Kemkin*

#### **Basalts of the Erdagou suite in Taukha terrane of the Southern Sikhote-Alin and its geodynamic setting.**

Data on petrography, petrochemistry and geochemistry of basalts from the Erdagou volcanic-cherty suite in the Taukha terrane of the Southern Sikhote-Alin are given. The mid- Jurassic (Callovian) age of the basalts is based on the radiolarians dating from associated cherts. The geochemical features both of N-type mid-oceanic ridge basalts and tholeiites of island arc are characteristic for the examined rocks. It is assumed that these volcanic rocks were formed under back-arc spreading conditions, but not under open-ocean ones.

## КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ: ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

*П.И. Федоров\*, А.В. Колосков\*\**

*\*Геологический институт РАН, г. Москва*

*\*\*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Среди кайнозойских вулканогенных образований на юго-востоке Корякского нагорья выделены три комплекса, связанных с зонами растяжения на континентальной окраине: датско-палеоценовый, миоценовый и раннечетвертичный. Датско-палеоценовый и миоценовый комплексы представлены породами толеитовой серии, раннечетвертичный включает породы щелочной оливин-базальтовой и базанитовой серий. Рассмотрены особенности распределения петрогенных и редких элементов, позволяющие сделать вывод о формировании вулканитов из гетерогенных магмогенерирующих источников при различных геодинамических режимах.

Среди кайнозойских магматических образований северо-западного континентального обрамления Тихого океана, наряду с типичными породами окраинно-континентальных вулканических поясов, развиты разобщенные ареалы малодифференцированных базальтоидных комплексов. Для части последних было установлено их сходство с вулканическими породами внутриплитных обстановок [9, 11, 12].

Особый интерес представляют кайнозойские вулканиты юго-восточной части Корякского нагорья, поскольку в данном районе возможно проследить эволюцию состава вулканических комплексов в зависимости от смены геодинамического режима. Полученные новые данные по химизму вулканогенных пород Каканаутского, Велькемвеевского и Наваринского ареалов позволили провести их геохимическую типизацию, а также предложить петрологические и геодинамические модели формирования.

Характеристика вулканических комплексов основана на изучении свыше 90 образцов пород из коллекции авторов, а также образцов из коллекций В.Н. Григорьева, С.Д. Соколова и А.Д. Казимилова. Химический состав пород был исследован в лабораториях Химико-аналитического центра Геологического института РАН. В качестве межлабораторных эталонов использовались стандартные образцы BCR-1, SG-1A, SGD-1A, ST-1, DR-N и JG-1.

Петрогенные элементы определялись классическими методами "мокрой" химии (ошибка метода не превышает 0,8% для SiO<sub>2</sub>, 3,5% для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4% для MgO, 4,3-4,4% для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, 5% для CaO, 5,4% для TiO<sub>2</sub>, 6% для P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 8% для MnO и Na<sub>2</sub>O, и 12% для

K<sub>2</sub>O. Cr, Ni, Co и V были определены эмиссионным спектральным методом (аналитик И. Ю. Лубченко; ошибка метода не превышает 10-12%); Rb, Ba, Sr, Zr, Y и Nb - рентгено-флуоресцентным методом (для Rb, Ba, Sr и Zr ошибка метода не превышает 12%, для Y и Nb - 20-30%); Hf, Ta, Sc и REE - методами инструментального нейтронно-активационного анализа и ICP в Геологическом институте РАН (аналитик С.М.Ляпунов; ошибка метода выдерживается в пределах 5% для Eu, Sm, Lu, 5-10% для La, Ce, Tb, Yb, Sc и 10-20% для Nd, Ta и Hf). Содержания U и Th определялись гамма-спектрометрическим методом в ГЕОХИ РАН (аналитик Т.М. Золотухина; ошибка метода не превышает 15%).

Изотопный состав Sr был определен в лабораториях ГИН РАН и ГЕОХИ СО РАН. Измерения проводились на масс-спектрометрах МАТ-260. Все значения изотопных отношений стронция нормированы по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$  и скорректированы по отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$  для эталона E&A. Воспроизводимость параллельных измерений образцов составляет  $\pm 0,00005$ .

Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторах «Самеса» в Геологическом институте РАН и Институте вулканологии ДВО РАН.

### ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ БАЗАЛЬТОИДОВ

На юго-востоке Корякского региона выделены три разновозрастных комплекса базальтоидов: датско-палеоценовый, миоценовый и нижнечетвертичный. Особенностью тектонической позиции этих

комплексов является приуроченность к протяженным разломам, большая часть которых представлена сбросами, а меньшая - сдвигами (рис. 1). Преобладающее направление разломов - северо-западное, что и предопределило соответствующую ориентировку ареалов базальтоидов.

Вулканические образования датско-палеоценового комплекса образуют два ареала: Каканавутский и Велькемвеевский. Слагающие эти ареалы вулканы рассматриваются в составе каканавутской свиты [3] или формации [2], мощностью до 650-700 м

и отнесены к датско-палеоценовому возрастному интервалу [2, 3].

Каканавутские отложения отличаются сильной фациальной изменчивостью и невыдержанностью мощности, но в целом для формации характерно трехчленное строение: снизу вверх выделяются вулканомиктовая терригенная, туфо-гиалокластивая и лавовая пачки [2]. Потоки лав отличаются массивной, реже брекчированной текстурой. Мощность лавовой части разреза колеблется от 100 до 250-300 м. Наряду с потоками лав в строении формации прини-

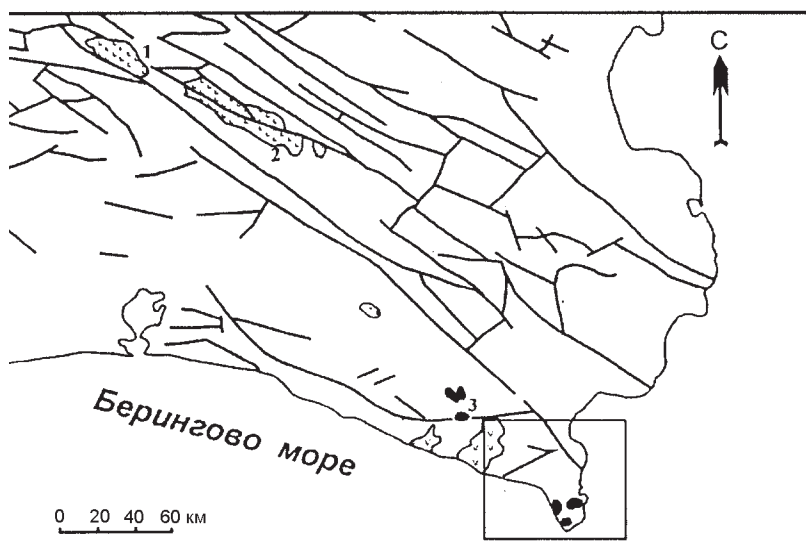
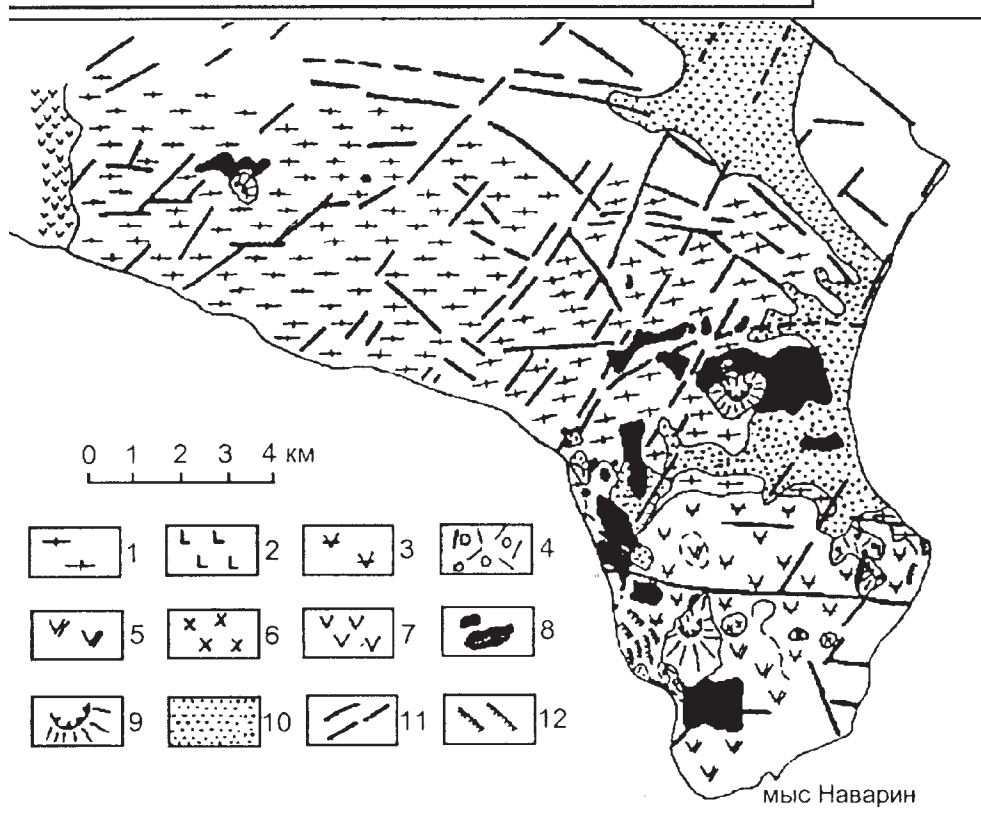


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Корякского нагорья [7].

1 - докайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2 - базальты датско-палеоценового (каканавутского) комплекса; 3-7 - миоценовый (керекский) комплекс: 3 - пироксен-плагиоклаз-оливиновые базальты, 4 - шлаковые конусы и постройки, 5 - плагиоклазовые базальты и андезибазальты, 6 - экструзии амфиболовых андезитов и андезидацитов, 7 - покровы плагиоклазовых базальтов в бассейне р. Рассомаха; 8-9 - нижнечетвертичный (наваринский) комплекс: 8 - потоки щелочных оливиновых базальтов и базанитов, 9 - шлаковые конусы и постройки; 10 - четвертичные, преимущественно аллювиальные отложения; 11 - тектонические нарушения; 12 - береговые оползни. Цифрами обозначены ареалы: 1 - Каканавутский, 2 - Велькемвеевский, 3 - ручья Бараньего.



мают участие субвулканические тела и дайки, секущие подстилающие верхнемеловые отложения.

Все вулканические породы комплекса затронуты в различной степени процессами вторичных преобразований, но в наименее измененных породах отмечается лишь хлоритизация вулканического стекла. Породы Каканаутского и Велькемвеемского ареалов дифференцированы от пикробазальтов до андезибазальтов. Среди них обычны порфиоровые и афировые разновидности. Вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном, редко оливином. В основной массе наряду с лейстами и зернами плагиоклаза и клинопироксена присутствует магнетит. Структура основной массы интерсертальная, гломеропорфировая и микродолеритовая.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, достигающие в размере 2-3 мм. Их состав изменяется от 65 мол.% An в ядрах до 45% в краевых частях кристаллов. Клинопироксен представлен кристаллами авгита ( $En_{43-44}Wo_{37-38}Fs_{18-21}$ ), размером от 0.5 до 0.8 мм, часто образующими гломеропорфиоровые сростки с плагиоклазом и титаномagnetитом. Оливин замещен хлоритовым и серпентиновым агрегатом. В отдельных дайках долеритов встречаются крупные (до 15-20 мм) кристаллы амфибола, содержащего до 5.2 мас.%  $TiO_2$ .

Все анализированные базальты являются *гипернормативными* толеитами. По соотношениям щелочи-кремнезем (рис. 2) и по поведению железа при дифференциации эти породы относятся к умеренно-кальциевой толеитовой серии. Для всех пород комплекса характерны повышенные содержания щелочей при явном преобладании натрия ( $Na_2O/K_2O=3.6-6.0$ ), что частично связано с наложенной деанортитизацией плагиоклазов. Содержание титана в эффузивах более высокое (табл. 1), чем в надсубдукционных породах или по сравнению с N-MORB, и близко к содержаниям во внутриплитных толеитах (OIB) и базальтах E-MORB. Вместе с тем, для пород формации характерны повышенные содержания алюминия (в среднем около 17%  $Al_2O_3$ ), что обычно для вулкаников, связанных с зонами субдукции. В целом, поведение петрогенных элементов находится в зависимости от изменения магнезиальности породы ( $mg_{\#}=0.35-0.67$ ). Концентрации переходных элементов отличаются широкой вариабельностью (содержания Cr изменяются от 310 до 40 г/т, Ni от 160 до 20 г/т, Co от 57 до 26 г/т и V - от 240 до 120 г/т), и тренды их поведения подчинены механизму фракционной кристаллизации.

Концентрации некоторых высокозарядных некогерентных (HFS) элементов, таких как Zr, Y, Hf, так же как и Ti, в рассматриваемых эффузивах (табл.1, 2) несколько выше, чем в E-MORB и надсуб-

дукционных породах, приближаясь к внутриплитным вулканикам. Отношение Zr/Y также высокое (4-8.5). В то же время, базальты отличаются сильной отрицательной Ta-Nb и положительной Sr аномалиями, свойственными продуктам надсубдукционного вулканизма (рис. 3). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4А) базальты также располагаются в поле составов вулкаников активных континентальных окраин. Распределение REE в каканаутских базальтах слабо фракционированное ( $La/Sm=1.1-1.3$ ) при небольшом обогащении цериевыми лантаноидами ( $La/Yb=1.6-2.5$ ; рис.5), что, наряду с повышенными изотопными отношениями стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70337-0.70403$ ), свойственно T- и E-MORB и отлично от внутриплитных толеитов OIB.

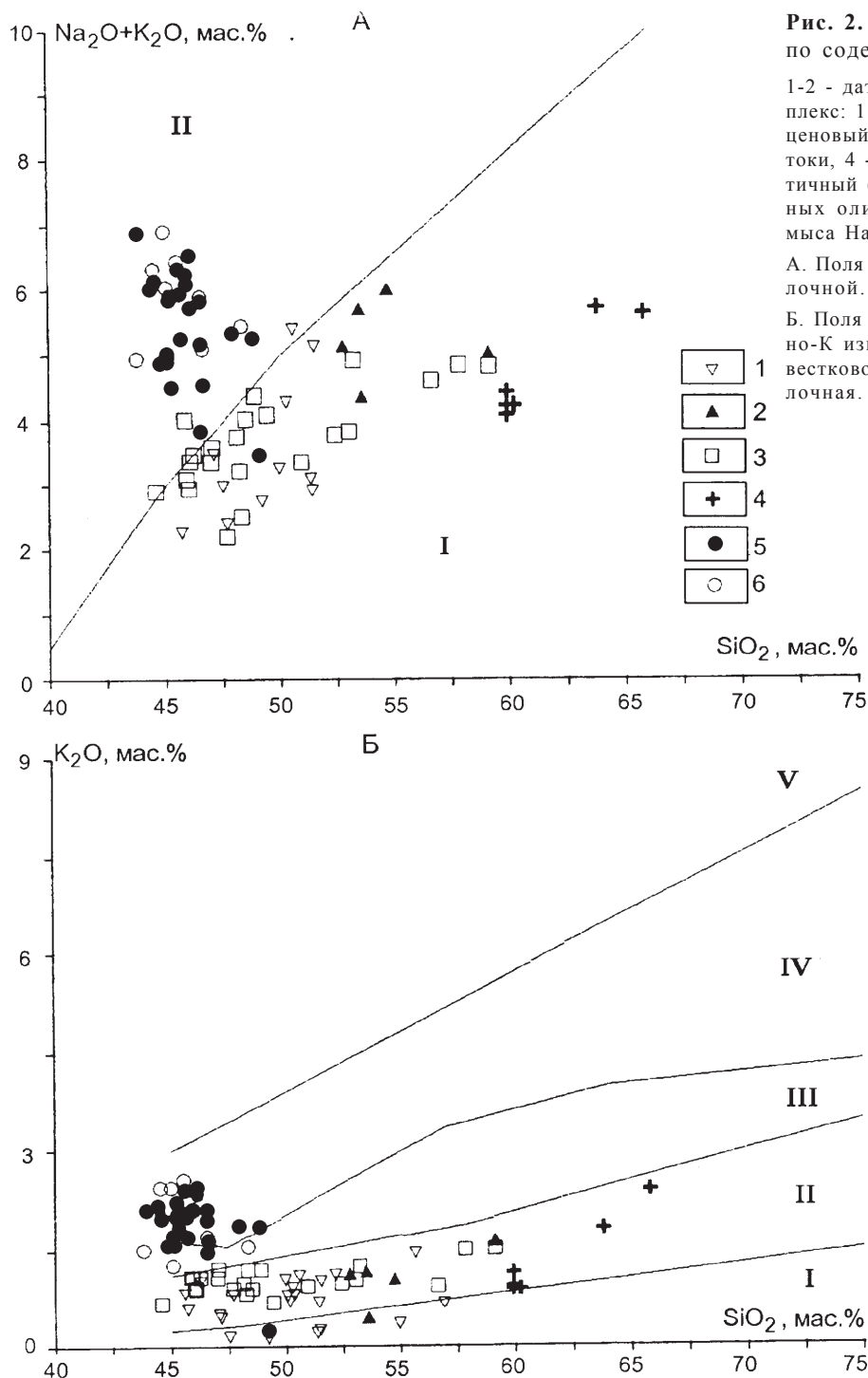
Таким образом, геохимические характеристики каканаутских базальтов несут в себе черты как надсубдукционных лав, так и обогащенных MORB.

Миоценовый и нижнечетвертичный комплексы слагают обширный (до 70 км<sup>2</sup>) ареал распространения вулканических пород на юго-востоке Корякского нагорья и располагаются на мысе Наварин и в бассейне р. Эгейнмывеем. Предыдущими исследователями [1, 4] эти вулканики рассматривались как единый вулканический комплекс позднечетвертич-

**Таблица 1. Представительные анализы вулканических пород датско-палеоценового (каканаутского) комплекса**

	29-5	29-18	30-6	45-1	45-3	57-3	334-9	334-8
SiO <sub>2</sub>	52.76	51.34	52.14	45.71	51.39	51.45	53.48	50.55
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.19	1.48	1.02	0.93	1.52	1.28	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	16.18	19.50	17.00	19.47	16.82	16.75	17.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	2.90	2.81	2.92	1.79	3.72	2.81	4.20
FeO	6.04	5.70	5.13	5.83	4.98	4.91	5.75	2.81
MnO	0.17	0.14	0.14	0.15	0.10	0.21	0.09	0.18
MgO	4.39	6.72	4.58	10.01	5.03	4.52	4.61	6.90
CaO	6.94	10.16	2.63	9.94	10.04	6.44	5.73	9.20
Na <sub>2</sub> O	4.02	2.89	5.75	1.68	2.23	6.62	4.54	4.29
K <sub>2</sub> O	1.09	0.24	1.14	0.61	0.71	0.28	1.13	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.10	0.17	0.07	0.09	0.32	0.11	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.13	1.74	3.65	4.00	2.26	2.50	2.66	2.22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.81	0.70	1.09	0.65	0.62	0.86	0.62
Сумма	100.13	100.11	99.82	100.03	99.67	99.93	99.80	100.56
Cr	38	195	68	310	108	75	50	120
Ni	35	125	43	160	51	20	33	72
Co	30	44	31	57	32	29	26	34
V	195	185	240	150	160	120	130	155
Rb	14	9	10	8	8	7	7	8
Sr	450	220	190	140	240	650	310	450
Ba	320	110	360	220	180	350	330	330
Zr	150	130	120	164	100	240	150	128
Y	30	30	27	20	18	40	20	16
Nb	4.9	3.5	5.3	7.2	9.0	6.0	2.3	8.0

Примечание. Петрогенные элементы по [2]. Здесь и далее - концентрации петрогенных элементов в масс.%, редких - в г/т, "-" - не анализировалось.



**Рис. 2.** Систематика вулканических пород по содержанию щелочей.

1-2 - датско-палеоценовый (каканаутский) комплекс: 1 - лавовые потоки, 2 - дайки; 3-4 - миоценовый (керекский) комплекс: 3 - лавовые потоки, 4 - экструзивные тела; 5-6 - нижнечетвертичный (наваринский) комплекс, потоки щелочных оливиновых базальтов и базанитов: 5 - мыса Наварин, 6 - руч. Бараньего.

А. Поля серий по [20]: I - субщелочной, II - щелочной.

Б. Поля серий по [29]: I - низко-К, II - умеренно-К известково-щелочная, III - высоко-К известково-щелочная, IV - шшонитовая, V - щелочная.

ного возраста. Наши работы показали, что среди этих образований можно выделить два различающихся по возрасту и вещественному составу комплекса пород - миоценовый и нижнечетвертичный [7].

*Миоценовые* вулканы Наваринского ареала состоят из нескольких разобщенных полей (см. рис. 1), наиболее крупное из которых слагает непосредственно мыс Наварин [7]. Эти вулканы, выделенные здесь в качестве керекского комплекса, несоглас-

но перекрывают дислоцированные меловые образования и представлены рядом переслаивающихся потоков суммарной мощностью от 5-15 м на северо-западе до 400-450 м на юге. Наряду с эффузивными фациями в составе комплекса известны пирокластические образования, а также экструзии и дайки андезитов и дацитов. Извержения, вероятно, были связаны с отдельными, длительно эволюционировавшими центрами, однако реконструируются они с трудом.

**Таблица 2. Концентрации редких и редкоземельных элементов (г/т) в кайнозойских вулканитах и ксенолитах юго-восточной части Корякского нагорья**

Комплекс	Каканаутский						Керекский						
	29-5	29-18	30-6	45-3	334-9	334-8	757	760	774	796	800	745	748
La	9.4	7.4	8.8	11.3	9.1	6.5	15.0	33.0	30.0	10.0	9.5	9.0	9.8
Ce	20.0	16.0	21.0	23.4	22.0	14.3	30.0	60.0	56.0	21.0	21.0	18.0	18.0
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.8	11.0
Sm	4.2	5.4	4.6	4.8	4.6	3.1	2.6	6.6	4.5	2.1	2.8	2.2	2.4
Eu	1.2	1.2	1.3	1.4	1.2	1.09	0.96	1.5	1.5	0.7	1.0	0.85	0.84
Tb	0.75	0.74	0.8	0.8	0.82	0.71	0.43	1.1	0.68	0.33	0.50	0.39	0.45
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.8	2.9	2.9	3.1	2.9	2.7	1.3	1.8	1.7	0.86	1.6	1.20	1.30
Lu	0.43	0.42	0.4	0.4	0.44	0.41	0.22	0.27	0.24	0.12	0.24	0.17	0.21
Sc	38	35	39	-	34	29	27	28	29	16	31	-	-
Th	1.5	1.5	2.2	1.6	1.2	1.4	2.5	3.5	-	1.3	1.1	-	-
U	-	-	-	-	-	-	1.0	1.1	-	0.6	0.4	-	-
Hf	3.8	3.9	3.4	3.9	3.3	3.6	2.2	2.4	4.1	-	-	-	-
Ta	0.3	0.22	0.33	0.24	0.14	0.21	0.93	1.1	1.6	-	-	-	-

**Таблица 2 (продолжение)**

Комплекс	Наваринский													
	754	763	771	772	В-1	В-2	738	781	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5
La	49.0	25.0	35.0	50.0	32.0	37.0	2.0	0.25	39.9	32.0	25.9	43.0	46.1	45.0
Ce	94.0	44.0	71.0	77.0	66.0	77.0	3.3	1.0	133.0	64.2	44.2	80.3	74.2	118.0
Nd	-	-	-	-	29.0	36.0	-	-	40.3	31.1	23.8	46.4	52.7	46.0
Sm	8.0	4.7	6.9	8.3	5.7	6.6	0.42	0.26	7.09	5.39	3.25	7.77	8.9	7.62
Eu	2.6	1.3	2.3	2.1	1.9	2.2	0.12	0.11	2.0	1.54	1.1	2.32	2.73	2.2
Tb	1.2	0.8	1.1	1.64	0.78	1.0	0.08	0.08	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	2.45	1.66	1.37	2.05	2.35	2.25
Yb	1.7	0.7	1.4	2.08	1.5	1.7	0.22	0.41	1.73	1.32	1.03	1.72	1.75	1.52
Lu	0.22	0.1	0.19	0.3	0.19	0.23	0.03	0.06	0.18	0.07	0.09	0.10	0.11	0.13
Sc	21	20	24	23	-	-	13	20	-	-	-	-	-	-
Th	6.4	4.8	3.4	5.2	5.9	3.7	-	-	5.3	4.5	5.6	5.7	-	4.6
U	1.7	1.3	1.1	2.5	-	-	-	-	1.4	1.4	1.6	1.6	-	1.4
Hf	5.8	3.9	3.9	6.9	5.2	3.9	-	-	-	4.3	-	-	-	-

Возрастные датировки, полученные К-Аг методом {22,3+2,3 млн лет (0,75% К, обр.760) - видимое основание комплекса и 11,5+0,5 млн лет (0,92% К, обр.801) - верхняя часть комплекса}, дают представление о возрастном интервале проявления вулканизма, хотя не исключено, что большая цифра связана с избыточным содержанием <sup>40</sup>Аг в породе [7].

Эффузивные фации керекского комплекса образованы преимущественно базальтами и андезибазальтами. Эти породы представлены афировыми, реже порфиоровыми разностями с интерсертальной и микроделеритовой, редко пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристаллы (до 10-15 об.%) в базальтах и андезибазальтах представлены оливином (Fo<sub>89-76</sub>), титанистым (TiO<sub>2</sub> 0.8-1.2%) авгитом (Wo<sub>37-43</sub>En<sub>40-42</sub>Fs<sub>16-18</sub>) и битовнит-лабрадором (An<sub>87-56</sub>). Оливины часто содержат включения титаномагнетитов и сульфидов, реже - шпинелей (0,5-1,2% TiO<sub>2</sub>; Cr/Cr+Al = 0.21-0.33). Андезиты и андезидациты экструзивов наряду с плагиоклазами и клинопироксенами в качестве вкрапленников также содержат высо-

комагнезиальную первичную зеленую роговую обманку, указывающую на некоторую «обводненность» исходных магматических расплавов.

Вулканыты комплекса являются умеренно калиевыми (см. рис. 2; табл. 3), *hup*-нормативными. По соотношению кремнезема, железистости и титана базальты и андезибазальты относятся к толеитовой серии. Повышенные содержания титана (1.3-1.9% TiO<sub>2</sub>), циркония, тантала (см. табл. 2), а также сильно фракционированный спектр распределения REE (La/Sm=1.9-3.9; La/Yb=3.8-11.8; см. рис. 5) отличают базальты и андезибазальты керекского комплекса от типичных надсубдукционных вулканитов, сближая с продуктами внутриплитного вулканизма. С другой стороны, повышенная глиноземистость, наличие Ta-Nb аномалии (см. рис. 3) обуславливают сходство базальтов комплекса с надсубдукционными вулканитами. На диаграмме Th-Hf-Ta базальты в основном располагаются между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (см. рис. 4), занимая поле составов базальтов вулкана



Рис. 3. Распределение некогерентных элементов в базальтах каканаутского, керекского и наваринского комплексов юго-восточной части Корякского нагорья. Породы нормированы по примитивной мантии [32].

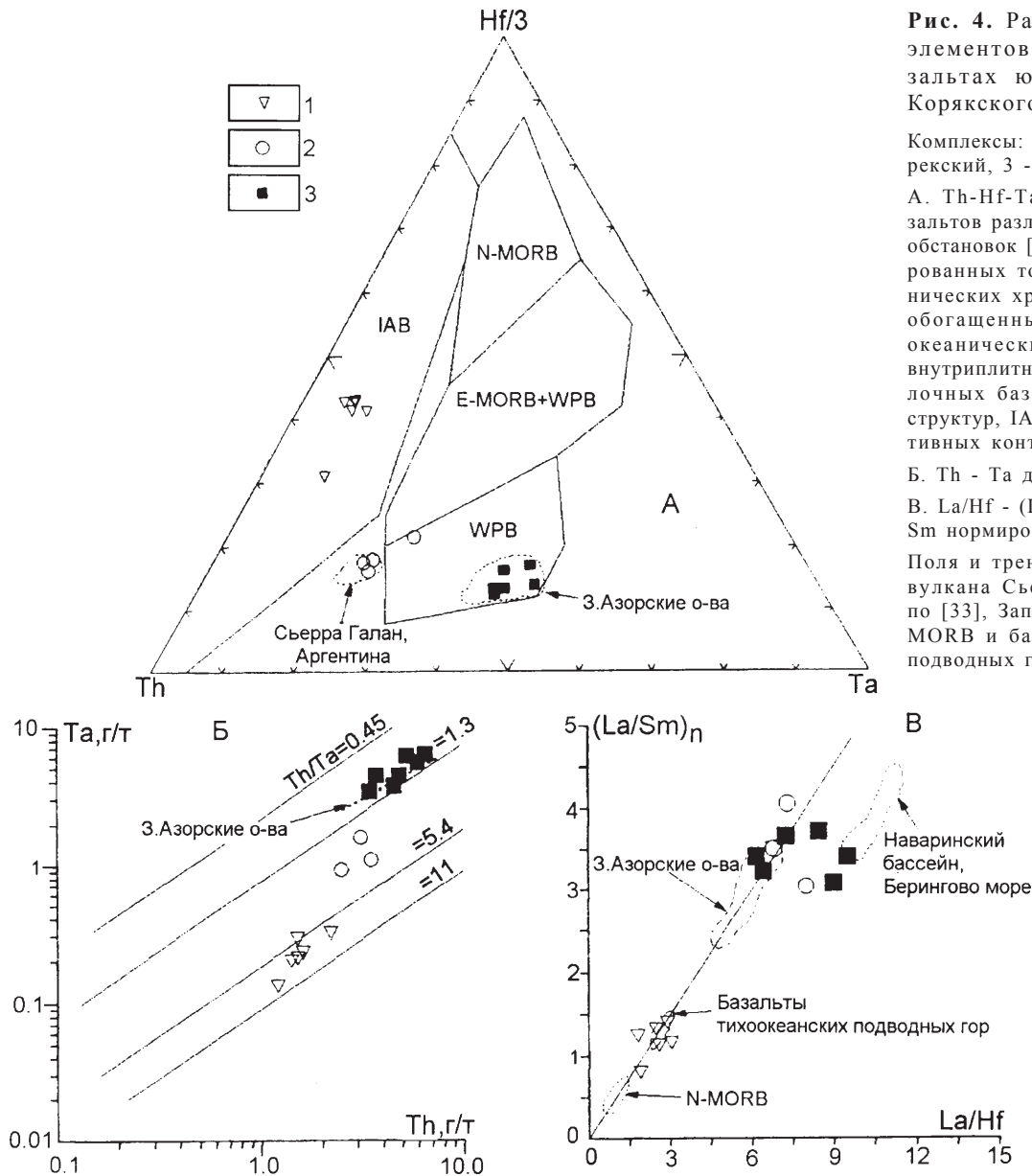
Сьерра Галан (Аргентинские Анды), рассматривающихся как пример ассимиляционно-фракционно-кристаллизационной эволюции продуктов внутриплитного источника зоны растяжения на активной континентальной окраине [33]. Изотопный состав стронция в базальтах этого комплекса изменяется в пределах 0.70345-0.70363, занимая переходное положение между значениями, характерными для продуктов деплетированного и обогащенного источников [13].

Несколько отличен состав субвулканических тел, включенных нами в керекский комплекс (см. табл. 3). Андезиты и андезидациты, слагающие эти образования, по сравнению с эффузивными фациями отличаются известково-щелочными трендами дифференциации и иными абсолютными содержаниями ряда элементов (см. рис. 2), что, на наш взгляд, могло быть связано с ликвационным расщеплением магмы на интрателлурическом этапе дифференциации.

Вулканы *нижнечетвертичного* комплекса, выделенного здесь в качестве наваринского, имеют небольшую мощность (от первых метров до 40 м) и залегают как на меловых, так и на вулканиках миоценового комплекса [7]. Характерно наличие небольших (высотой от 300 до 500 м), хорошо сохранившихся шлаковых конусов; встречаются прекрасно отпрепарированные неки, а также дайки магмоподводящей системы. Возраст пород определен как раннечетвертичный (1,59-1,45 млн лет) [7].

Рассматриваемый комплекс образован щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, включающими афировые и субафировые разности с микродолеритовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и крайне редко плагиоклазом. Оливин образует идиоморфные кристаллы округлой формы размером от 0,2 до 1,5-2 мм. Грани кристаллов достаточно четкие, иногда отмечаются резорбированные по краям кристаллы. Состав оливина варьирует в пределах 90-65% Fo. Среди клинопироксенов различаются два типа: среднетитанистые, умеренноглиноземистые салиты и высокотитанистые салиты ( $Wo_{45-52} En_{36-46} Fs_{8-13}$ ). Шпинелиды в базанитах представлены тремя основными типами: хромшпинели часто образуют мелкие (до 0,3 мм) включения в оливинах и отдельные зерна в основной массе ( $Cr_2O_3$  16-22;  $TiO_2$  1.2-1.6;  $Al_2O_3$  30-33 %); титаномагнетиты известны только в основной массе базанитов. Плагиоклазы редки и образуют мелкие (0,2-0,4 мм) субфенокристы основного состава. Основная масса породы обычно представлена ассоциацией оливина, клинопироксена, титаномагнетита и шпинели, редко отмечается лейцит.





**Рис. 4.** Распределение редких элементов в кайнозойских базальтах юго-восточной части Корякского нагорья.

Комплексы: 1 - какангутский, 2 - керекский, 3 - наваринский.

А. Th-Hf-Ta диаграмма. Поля базальтов различных геодинамических обстановок [36]: N-MORB - деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB+WPB - обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB - щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB - островных дуг и активных континентальных окраин.

Б. Th - Та диаграмма.

В. La/Hf - (La/Sm)<sub>n</sub> диаграмма. La и Sm нормированы по хондриту [28].

Поля и тренды составов базальтов вулкана Сьерра Галан, Аргентина по [33], Западных Азор по [36], N-MORB и базальтов тихоокеанских подводных гор по [15,19].

Щелочные оливиновые базальты и базаниты наваринского комплекса соответствуют калий-натриевой щелочной серии ( $Na_2O/K_2O > 1$ ) и являются *ne*-нормативными ( $ne = 1,5-17\%$ ). Для пород комплекса характерны устойчиво высокие концентрации магния (15,5-8,5% MgO), железа (7-11% FeO<sub>общ</sub>), фосфора (0,7-1,1% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и титана (2,3-3,2% TiO<sub>2</sub>) при умеренно низких алюминия (11,3-14,4% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (табл. 4).

Щелочные базальтоиды отличаются высокими концентрациями несовместимых элементов (см. рис. 3) подобно внутриплитным щелочным лавам океанических островов [32, 34] и континентальных рифтов [14]. Содержание HFS-элементов (см. табл. 2) сопоставимо с таковыми в щелочных базальтах и базанитах района Тувы [5] и западной части Азорских

островов [36]. Так, содержание Zr в базальтах колеблется в пределах 190-260 г/т и близко к значениям для щелочных базальтов района р.Тапса в Туве (180-350 г/т). Распределение TiO<sub>2</sub>, Zr, Y, Th и Nb показывает, что лавы комплекса незначительно дифференцированы и межэлементные отношения смещены в сторону более несовместимого элемента, что обычно для щелочных лав.

Распределение редкоземельных элементов носит дифференцированный характер (см. рис. 5) при обогащении элементами цериевой группы (La/Sm=2,9-4,0; La/Yb=16-21), что близко к таковым во внутриплитных вулканитах и, в частности, в базанитах Восточно-Китайской [37] и Западно-Мексиканской рифтовых систем [24]. Изотопный состав Sr

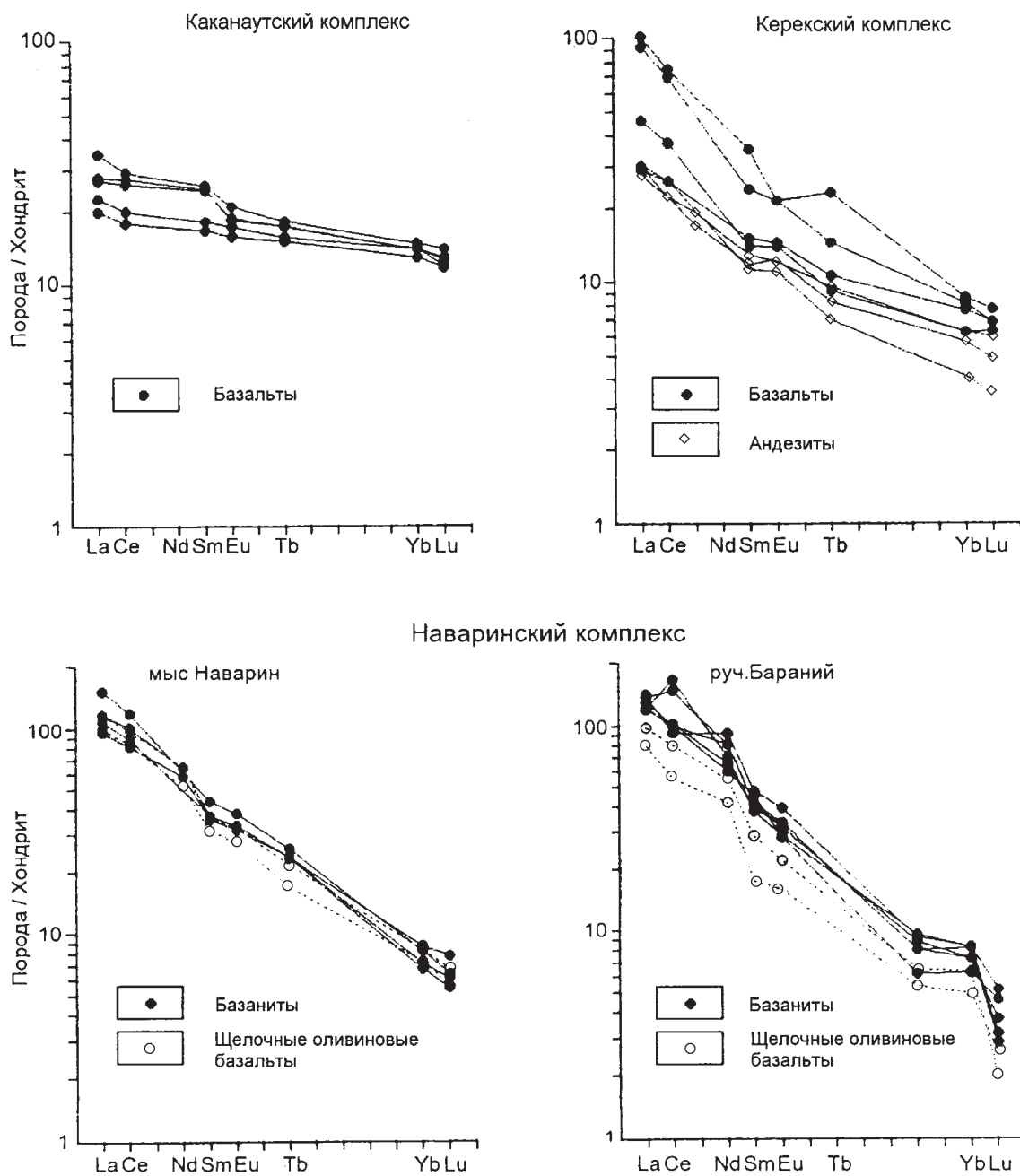


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтах каканатского, керекского и наваринского комплексов юго-восточной части Корякского нагорья.

Породы нормированы по хондриту [28].

(0.70342-0.70379) в целом близок к таковым K-Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа [13].

Отличительной особенностью базанитов нижнечетвертичного комплекса является присутствие в большом количестве (иногда до 50% объема потока) ксенолитов ультраосновных и основных пород размером от первых сантиметров до 40 см: шпинелевых лерцолитов (до 90-95% от общего объема), единич-

ные образцы дунитов и оливинитов, зеленых пироксенитов, мелкозернистых габброидов ("бурундучного типа"), а также мегакристаллов авгита (до 7-8 см), энстатита (до 1 см) и оливина (до 3-4 см) [10].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности химизма датско-нижнечетвертичных базальтоидов свидетельствуют о гетерогенности их состава и о различных геодинамических режимах формирования.

Таблица 3. Представительные анализы пород миоценового (керекского) комплекса

	757	760	723	774	758	800	797	44-90	745	748	766	796
SiO <sub>2</sub>	53.02	49.69	50.90	48.36	52.40	49.40	46.24	48.86	60.17	59.50	65.80	59.89
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.87	1.60	1.81	1.76	1.48	1.68	1.96	1.30	1.30	0.98	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.92	18.06	16.82	18.01	18.51	18.82	16.31	14.81	18.08	18.04	16.32	18.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.07	3.95	4.87	4.19	5.59	3.44	4.36	1.23	1.96	2.14	2.60	2.22
FeO	3.39	5.69	3.16	5.64	2.98	5.29	5.40	9.36	2.69	2.57	1.87	2.46
MnO	0.14	0.16	0.14	0.15	0.05	0.12	0.13	0.15	0.11	0.07	0.08	0.08
MgO	3.59	7.01	6.56	5.21	3.04	4.78	8.11	8.70	3.14	3.52	2.07	3.55
CaO	9.41	8.17	10.76	9.52	9.51	10.06	10.95	9.03	6.72	6.54	2.88	5.86
Na <sub>2</sub> O	2.81	3.15	2.44	2.80	2.81	3.43	2.41	3.20	3.36	3.36	3.23	3.17
K <sub>2</sub> O	1.04	0.89	0.93	0.97	0.98	0.68	1.07	1.19	0.88	0.89	2.41	0.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.41	0.22	0.39	0.23	0.24	0.35	0.53	0.13	0.14	0.13	0.19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.83	-	0.89	0.65	1.13	-	-	0.24	0.10	0.80	0.32	0.86
П.П.П.	1.31	1.35	1.19	2.48	1.75	2.25	2.34	0.70	0.96	1.04	1.29	1.83
Сумма	100.57	100.40	100.48	100.18	100.74	99.99	99.35	99.96	99.60	99.91	99.98	100.58
Cr	56	44	132	30	64	394	268	-	38	26	34	30
Ni	40	37	90	24	46	216	140	-	34	34	16	26
Co	26	36	31	28	29	53	42	-	18	17	9	17
V	184	218	248	185	222	232	202	-	100	115	120	105
Rb	15	10	15	16	13	13	12	16	14	14	37	12
Sr	954	755	887	857	958	596	859	471	459	455	226	474
Ba	591	297	526	316	536	203	357	279	292	252	544	313
Zr	153	201	130	196	151	153	170	181	130	131	168	147
Y	21	21	19	23	19	18	22	23	16	17	26	17
Nb	13	20	12	20	11	13	20	26	9	10	8	9

Примечание. Образцы 757, 760, 723, 774, 758, 800, 797 и 44-90 - лавовые потоки; образцы 745, 748, 766, 796 - экструзивные тела.

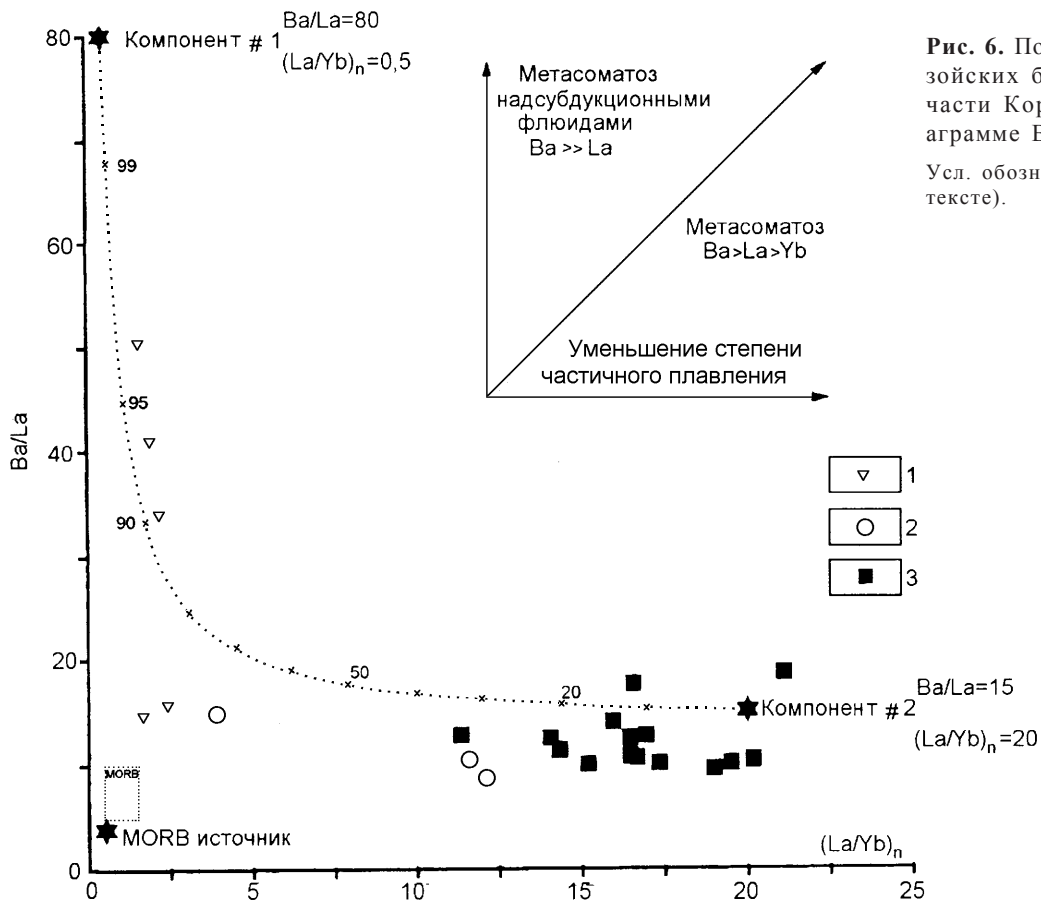


Рис. 6. Положение составов кайнозойских базальтов юго-восточной части Корякского нагорья на диаграмме Ba/La - (La/Yb)<sub>n</sub>.

Усл. обозн. см. рис. 4. (Объяснение в тексте).

Таблица 4. Представительные анализы пород нижнечетвертичного (наваринского) комплекса

	754	763	769	770	771	772	777	799	В-1	В-2
SiO <sub>2</sub>	45.66	45.10	45.34	46.12	46.52	46.12	46.51	48.80	46.58	44.84
TiO <sub>2</sub>	2.58	2.45	2.38	3.03	2.50	3.06	2.80	2.49	1.96	1.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.39	11.54	11.58	12.87	11.90	14.00	13.61	13.14	9.81	11.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.32	1.56	2.07	2.82	2.02	2.27	3.48	2.04	-	-
FeO	7.64	9.28	8.65	9.16	9.34	9.25	8.10	8.85	12.39	10.43
MnO	0.16	0.16	0.18	0.19	0.17	0.17	0.20	0.14	0.17	0.16
MgO	12.20	14.78	14.20	9.56	12.84	8.16	9.10	9.80	16.28	16.16
CaO	8.08	7.60	7.98	8.66	8.84	8.74	8.74	8.26	6.20	6.90
Na <sub>2</sub> O	3.88	3.43	2.65	3.38	3.21	4.10	3.71	3.38	2.38	3.32
K <sub>2</sub> O	2.06	1.58	1.87	2.35	1.97	2.45	2.11	1.87	1.47	1.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.96	0.83	0.78	0.99	0.73	0.95	0.80	0.71	0.66	0.74
H <sub>2</sub> O	0.08	0.32	0.48	0.12	0.20	0.20	0.32	0.28	0.90	0.92
П.П.П.	0.62	0.87	1.79	0.37	0.29	0.32	1.00	0.26	0.90	0.74
Сумма	99.63	99.50	99.95	99.62	100.53	99.79	100.48	100.02	99.70	99.15
Cr	499	750	570	290	500	600	220	270	712	610
Ni	320	540	390	173	450	115	202	256	580	539
Co	57	55	48	36	62	51	25	31	46	41
V	178	172	185	169	185	218	162	180	163	163
Rb	35	30	29	46	27	38	27	27	20	22
Sr	708	665	698	816	592	756	469	574	580	640
Ba	471	465	-	541	436	583	362	403	407	427
Zr	252	227	217	256	201	254	189	214	142	203
Y	27	24	22	29	21	26	20	24	33	24
Nb	58	49	44	59	42	57	36	46	46	52

Таблица 4 (продолжение)

	738	781	170-2	172-1	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5
SiO <sub>2</sub>	43.16	43.62	44.98	43.81	46.63	48.33	46.52	45.06	44.53	45.54
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.40	2.29	2.70	1.91	1.95	2.12	2.37	2.68	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	2.98	13.17	14.12	14.13	13.83	14.78	14.28	14.00	14.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.93	3.58	4.01	8.46	10.28	6.33	7.33	8.04	7.83	7.69
FeO	6.21	6.04	8.01	3.67	1.84	4.81	4.32	3.65	4.31	4.21
MnO	0.14	0.14	0.18	0.20	0.21	0.19	0.24	0.21	0.20	0.20
MgO	40.62	37.28	9.08	9.64	9.22	9.59	9.10	9.18	9.23	9.20
CaO	2.73	4.55	9.58	9.71	9.11	9.20	9.16	9.78	9.31	9.62
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.38	4.48	3.44	3.44	3.89	4.18	4.78	3.89	3.89
K <sub>2</sub> O	0.30	0.15	2.44	1.51	1.66	1.56	1.72	1.27	2.44	2.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.91	0.39	0.60	0.33	0.37	0.32	0.78	0.34
H <sub>2</sub> O	0.04	0.16	0.24	0.99	0.58	0.12	0.14	0.20	0.53	0.21
П.П.П.	0.10	0.22	0.25	1.47	0.56	0.01	-	0.43	0.34	0.34
Сумма	99.78	99.51	99.62	100.11	100.17	100.14	99.98	99.57	100.07	100.47
Cr	2300	2800	144	160	167	176	160	146	122	141
Ni	-	-	126	120	132	138	125	124	122	129
Co	120	110	33	38	36	31	33	28	34	37
V	-	-	142	138	121	105	115	115	147	148
Rb	-	-	40	37	25	29	32	36	35	33
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	911	844	797	684	762	926	830	936
Zr	-	-	185	177	159	164	151	162	191	205
Y	-	-	25	27	33	32	33	31	26	25
Nb	-	-	42	46	36	30	35	46	45	47

Примечание. Базаниты и щелочные оливковые базальты: 754, 763, 769, 770, 771, 772, 777, 799, В-1 и В-2 - мыс Наварин; 170-2, 172-1, 172-2, 174-1, 174-2, 174-3, 174-4 и 174-5 - руч. Бараний; 738, 781 - шпинелевые лерцолиты из базанитов мыса Наварин.

Сочетание геохимических характеристик над-субдукционных лав и обогащенных MORB в базальтах датско-палеоценового комплекса предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников.

Качественную оценку процесса смешения трех компонент различного состава и генезиса иллюстрирует диаграмма зависимости отношений Ba/La от  $(La/Yb)_n$  (рис. 6). Первый, субдукционный, компонент, имеющий высокие Ba/La (80) и низкие  $(La/Yb)_n$  (0.5) отношения, характеризует метасоматически измененную в связи с субдукцией мантию или расплав [23]. Второй компонент, с низкими Ba/La (15) и высокими  $(La/Yb)_n$  (20) отношениями, соответствует продуктам внутриплитного магматизма [18]. Третий компонент отвечает деплетированной океанической мантии [32].

Базальты датско-палеоценового комплекса слабо обогащены цериевыми лантаноидами, обладают повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), изотопными отношениями Sr, что сближает их с базальтами E-MORB. На диаграмме La/Hf -  $(La/Sm)_n$  (см. рис. 4B) фигуративные точки составов располагаются вдоль линии смешения деплетированного и внутриплитного источников, тяготея к полю составов обогащенных толеитов тихооке-

анских подводных гор [19]. Низкие  $(La/Yb)_n$  отношения и высокие Zr/Nb (25-35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Ta-Nb минимум в сочетании с высокими содержаниями LILE (см. рис. 3), высокими K/La, Ba/La, Th/Ta и La/Nb отношениями свидетельствуют о присутствии в источнике также и субдукционной составляющей.

Некоторые представления о составе исходных субстратов раннекайнозойских лав можно составить из анализа диаграммы  $Ce_n - (Ce/Yb)_n$ . На этой диаграмме, предложенной Дж. Тарни [30], представляется возможным сопоставить влияние парциального плавления и кристаллизационной дифференциации на реальный состав базальтов (рис. 7). Фигуративные точки базальтов Каканавского ареала располагаются вдоль тренда селективного плавления шпинелевого перидотита. Альтернативное объяснение, что каканавские базальты могли быть образованы при плавлении гранатового перидотита, не согласуется с отсутствием деплетированности тяжелых лантаноидов относительно легких и других несовместимых элементов.

Миоценовые базальты Наваринского ареала (керекский комплекс) характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими - HFSE, фракциониро-

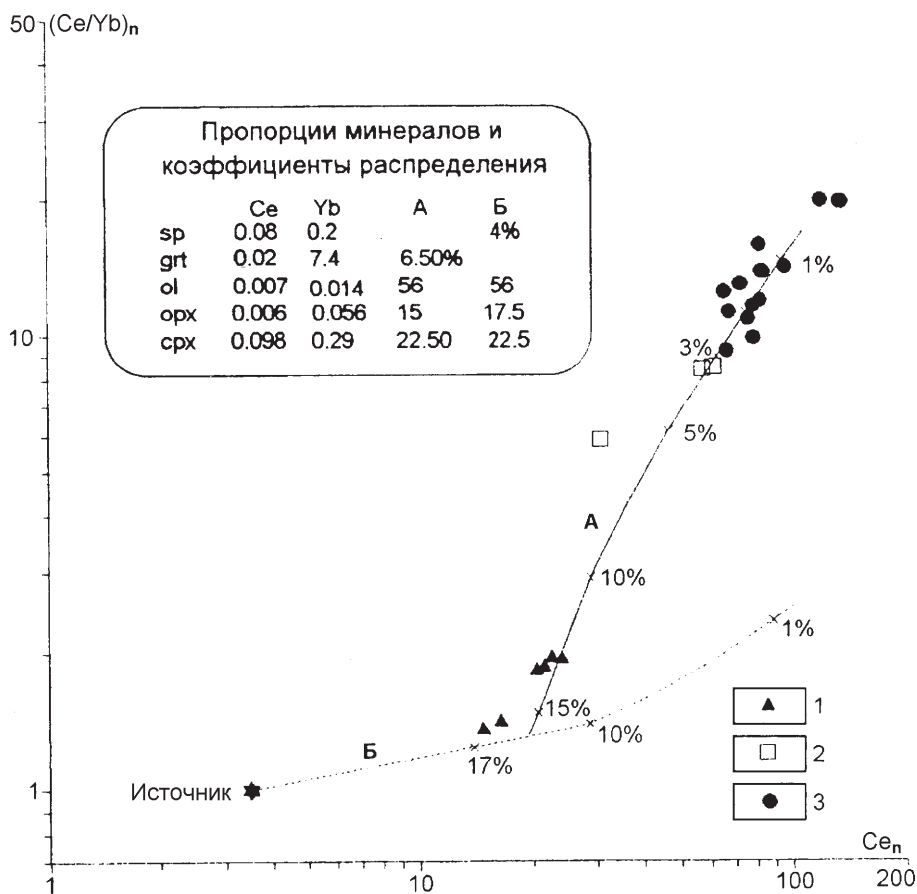


Рис. 7. Диаграмма  $(Ce/Yb)_n - Ce_n$  для кайнозойских базальтов юго-восточной части Корякского нагорья.

Комплексы: 1 - каканавский, 2 - керекский, 3 - наваринский.

Тренды плавления и фракционирования, по Тарни [30]: А - плавление гранатового перидотита, Б - плавление шпинелевого перидотита. Пропорции минералов по [16, 30], коэффициенты распределения по [16, 21].

ванном распределением REE,  $(La/Yb)_n$  отношения при котором варьируют от E-MORB до внутриплитных толеитов.  $La/Ta$  (16-30),  $Th/Ta$  (2.6-3.2) и  $Hf/Th$  (0.7-0.8) отношения тяготеют к составам внутриплитных толеитов (рис. 4B). На диаграмме  $Ba/La$  ( $La/Yb)_n$  (см. рис. 6) миоценовые базальты располагаются на линии смешения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей. Аналогичная картина наблюдается и на диаграмме  $La/Hf$  -  $(La/Sm)_n$  (см. рис. 4B). На диаграмме  $Ce_n - (Ce_n/Yb_n)$  (см. рис. 7) точки составов керекских базальтов в общих чертах совпадают с трендом селективного плавления гранатового перидотита в сочетании с высокобарическим фракционированием.

Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и REE [9] и близки по составу внутриплитным вулканитам как океанических островов (Западные Азоры [36]), так и континентальных рифтов (Тува [5], Восточно-Африканский рифт [14]). Фигуративные точки этих пород тяготеют к области внутриплитного источника (см. рис. 6) и занимают область составов небольшой степени плавления гранатового перидотита (см. рис. 7).

Характеризуя источник первичных магм наваринского комплекса интересно сравнить межэлементные отношения в лавах с таковыми в примитивной мантии Земли и некоторых вулканических сериях океанических островов и континентальных рифтов (табл. 5). Весь ряд отношений разделяется на три группы: ниже мантийных, выше мантийных и близкие к рассчитанной примитивной мантии [32]. К первой группе принадлежат отношения  $TiO_2/P_2O_5$ ,  $Ti/Zr$ ,  $Nb/U$ ,  $Zr/Nb$ ,  $Zr/P_2O_5$ ,  $(La/Sm)_n$ ,  $(La/Yb)_n$  и  $Sr/Ba$ ; к третьей -  $Nb/Th$ ,  $Th/U$ ,  $La/Th$ ,  $La/Nb$ ,  $Ba/Rb$ ,  $K/Rb$  и  $K/Ba$ . Вторая группа отношений, величины которых

выше, чем в примитивной мантии, включает  $Ba/La$  и  $Zr/Y$ -отношения. Подобная закономерность в распределении отношений несовместимых элементов может свидетельствовать о гетерогенной природе мантийного субстрата, обусловленной как метасоматическим воздействием на состав примитивной мантии, так и истощением на предыдущих этапах плавления.

Для определения состава источника наваринских базанитов были рассчитаны три различные модели плавления. В первых двух были использованы составы ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базанитов комплекса: слабо деплетированного и умеренно обогащенного, как потенциальных источников базанитовой магмы.

Исследованные ксенолиты принадлежат дунит-лерцолитовой серии [10]. Основываясь на геохимических критериях, предложенных Нелом и др. [27], эти составы ксенолитов варьируют от деплетированных до умеренно обогащенных ( $mg\# = Mg/Mg+Fe$  (0,85-0,91),  $TiO_2 > 0,1\%$ ,  $CaO > 1\%$ ,  $Al_2O_3 > 1\%$ ;  $La_n/Yb_n = 0,38-0,40$  и  $5,7-6,0$ ;  $La/Lu = 4,16-4,19$  и  $65,0-66,7$ ). Небольшие  $La_{(n)}/Yb_{(n)}$  отношения в базанитах отражают, вероятно, события предыдущих выплавлений магмы.

Модальный состав ксенолитов был рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из валового состава породы и состава минералов. Расчеты были произведены для различных степеней плавления, используя методику Лангмюра [22]. В расчетах использовалось уравнение Шоу [31]  $C_i/C_o = 1/(D+(f(1-D)))$ , где  $C_i$  - концентрация в расплаве,  $C_o$  - концентрация в источнике,  $D$  - валовые коэффициенты распределения и  $f$  - степень плавления (табл. 6). Как видно из рисунка (рис. 8а), при небольшой степени плавления (0.5 - 1%) деплетированного шпинелевого лерцолита (обр. 781), концентрация  $Ce$ ,  $Sm$  и  $Eu$  в расплаве близка к содержаниям данных элементов в базанитах. Однако лавы более обогащены  $Ce$  относительно  $La$  в расчи-

Таблица 5. Межэлементные отношения

Комплексы	Каканаутский	Керекский	Наваринский	PM*	OIB*
$TiO_2/P_2O_5$	4.6-11.2	3.7-7.9	2.5-7.8	9.9	6.3
$Ti/Zr$	37-56	50-73	60-91	116	61
$Ti/V$	32-60	35-60	85-120	-	-
$Nb/Th$	2.3-3.3	4.6-7.2	6.5-10.5	8.4	12
$Nb/U$	2.3-5.3	11-20	21.4-38.2	34	47
$Ba/La$	14.9-40.9	10.5-40	9.6-18.6	10.2	9.5
$Y/Nb$	5-8.7	1-2.8	0.45-0.90	6.4	0.6
$Zr/Y$	2.7-8.2	6.5-9	4.5-10.5	2.46	9.6
$Zr/Nb$	22.6-37.1	7.0-13.4	3.5-5.5	15.7	5.8
$La_n/Yb_n$	1.6-2.2	3.8-11.8	14.8-20.6	0.9	11
$La/Th$	4.0-6.3	6.0-9.4	4.6-10.3	8.1	9.3
$La/Nb$	1.7-2.4	1.2-1.7	0.5-0.9	0.96	0.77
$Th/U$	1.2-2.2	2.4-3.1	2.1-4.6	4.0	4.0
$La/Ta$	27-65	15-33	5-10	16.7	13.7
$Th/Ta$	5-8.6	2.6-3.2	0.8-1.2	2.1	1.48

Примечание. \* по [32]

Таблица 6. Коэффициенты распределения и модальный состав источника наваринского комплекса

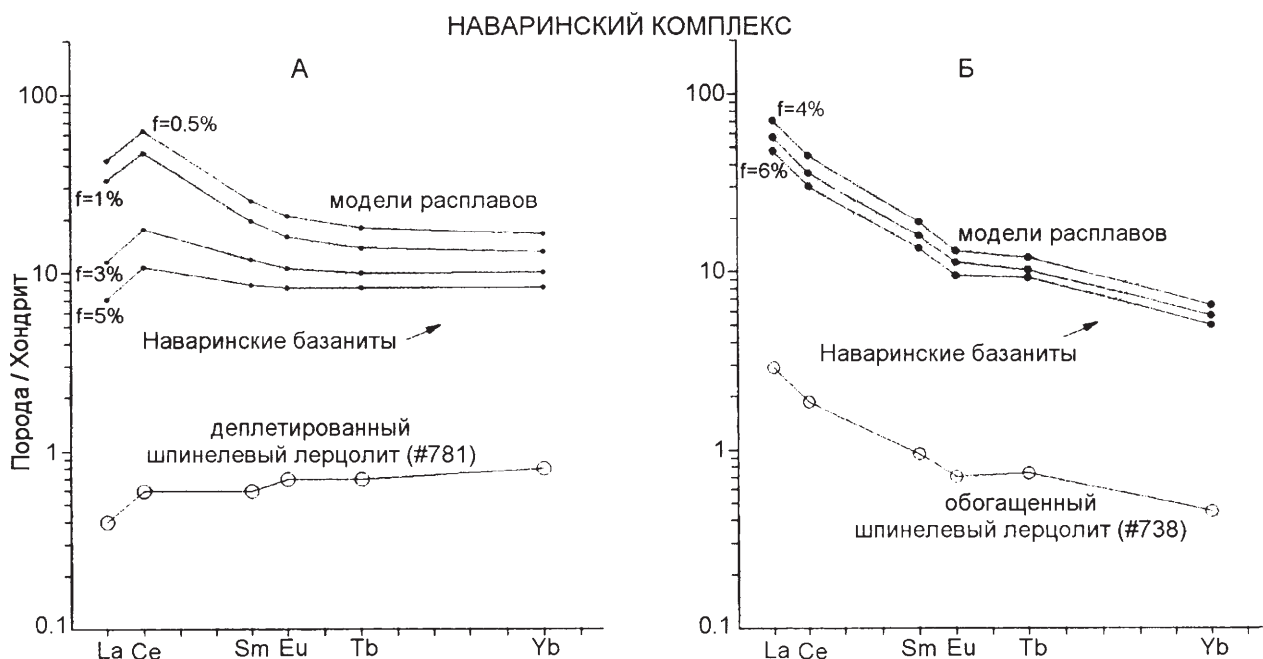


Рис. 8. Модели частичного плавления деплетированного (А) и обогащенного (Б) шпинелевых лерцолитов из базанитов наваринского комплекса юго-восточной части Корякского нагорья.

Коэффициенты распределения по [16, 21].

танных расплавах, что не согласуется с наблюдаемыми отношениями в базанитах. Низкие степени плавления деплетированных шпинелевых лерцолитов показывают выположенное распределение иттриевых редкоземельных элементов от Tb до Yb. Таким образом, данные расчеты показывают, что деплетированные шпинелевые лерцолиты не могли являться материалом источника для выплавления базанитовых расплавов.

Во второй модели в качестве источника базанитовых расплавов рассмотрен состав обогащенного шпинелевого лерцолита (обр. 738). Этот образец характеризуется присутствием прожилков хромдиоксида и “пятен” стекла. Распределение редкоземельных элементов при степени плавления 4-6%

близко к таковому в наваринских базанитах (за исключением Yb; рис. 8б). Содержание Yb в модельных расплавах приближается к наблюдаемым в базанитах только при степенях плавления больше 8%. Однако, как показано Н.С. Муравьевой и др. [8], при степенях плавления шпинелевого лерцолита выше 8-9% состав расплава, равновесный с мантийным оливином, близок к составу MORB и отличается от щелочных внутриплитных базальтов низкими содержаниями Ti, Na и K.

Состав перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов из базанитов наваринского комплекса показывает, что для образования базанитов комплекса необходим дополнительный компонент источника,

ответственный за обогащение щелочными и несовместимыми элементами [6]. Некоторые ксенолиты шпинелевых лерцолитов содержат тонкозернистые зонки высококремниевое материала, отвечающего по составу трахиандезитам-трахитам-трахириолитам. Образование этих зон могло быть связано с процессами мантийного метасоматоза при взаимодействии с флюидами субдуцирующей плиты, проявившимися в течение предыдущих эпизодов субдукции.

Модели плавления шпинелевых лерцолитов, таким образом, позволяют предположить, что ксенолиты, принадлежащие фации шпинелевых лерцолитов, не могут являться единственными источниками базанитовых магм и что более глубокие процессы, отвечающие фациям стабильности граната, играли важную роль в петрогенезисе базанитовых расплавов. Наваринские базаниты, так же как и щелочные базальты Гавайских островов [14] и базаниты Берингова моря [17, 26], показывают тренды уменьшения общей щелочности и увеличение LREE с увеличением  $\text{SiO}_2$ , что предполагает наличие остаточного граната в их источнике. Основываясь на модели селективного плавления (см. рис. 7), видно, что наваринские базаниты могли быть образованы при менее 3% плавления гранатового перидотита с содержаниями Ce и Yb, отвечающими таковым в примитивной мантии [32].

Таким образом, возможно предположить две модели образования базанитов Наваринского ареала: 1) источник базанитовых магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту с зонами метасоматизированных пироксенитов, аналогичных модели Вуда для Исландии [35]; 2) источники базанитовых расплавов по фациям глубинности отвечали верхним горизонтам фации гранатовых перидотитов.

Итак, приведенные геохимические данные по составу базальтов датско-нижнечетвертичных комплексов юго-восточной части Корякского региона свидетельствуют о своеобразии вулканизма, связанного с зонами растяжения на краю континента, и отсутствии непосредственной связи с надсубдукционными вулканическими поясами. Характерной чертой данных базальтов (за исключением щелочных базальтоидов Наваринского ареала, принадлежащих к внутриплитным образованиям) является сочетание деплетированных, внутриплитных и надсубдукционных характеристик, отличающее их от толеитов и щелочных лав континентальных рифтов и океанических островов. Лавы данного типа широко развиты в пределах активных континентальных окраин, где образуют вулканогенные комплексы, связанные с зонами растяжения или рифтообразования [24, 25, 37].

## ВЫВОДЫ

В юго-восточной части Корякского нагорья установлены три разновозрастных комплекса вулканогенных образований, связанных с обстановками растяжения: даний-палеоценовый, миоценовый и раннечетвертичный.

Базальты датско-палеоценового (каканаутского) комплекса слабо обогащены цериевыми лантаноидами, обладают повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), изотопными отношениями Sr, что сближает их с базальтами E-MORB. Низкие  $(\text{La/Yb})_n$  отношения и высокие Zr/Nb (25-35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Ta-Nb минимум в сочетании с высокими содержаниями LILE, высокими K/La, Ba/La, Th/Ta и La/Nb отношениями свидетельствуют о присутствии в источнике также и субдукционной составляющей. Миоценовые базальты Наваринского ареала (керекский комплекс) характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими HFSE, фракционированным распределением REE. На диаграммах смешения базальты располагаются на линии смешения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей. Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и REE и близки по составу внутриплитным вулканитам как океанических островов, так и континентальных рифтов. Возможно предположить две модели образования базанитов Наваринского ареала: 1) источник базанитовых магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту с зонами метасоматизированных пироксенитов, аналогичных модели Вуда для Исландии [35]; 2) источники базанитовых расплавов по фациям глубинности отвечали верхним горизонтам фации гранатовых перидотитов.

Таким образом, в развитии вулканизма на юго-востоке Корякского нагорья отмечается последовательная смена состава от умеренно деплетированных базальтов до внутриплитных образований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушуев М.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. М., 1954. 165 с. (Тр. НИИГА; Т. 62.)
2. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.М. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88-99.
3. Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья: Проект унифицированной и кор-



- реляционной схем // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., 1974. С. 3-16.
4. Занюков В.Н., Родионов Р.И., Неверов Ю.Л. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гинтера и Наварин) // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1976. С. 62-75.
  5. Кепежинская В.В., Гладких В.С., Зайков В.В., Курганьков П.П. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С. 90-109.
  6. Колосков А.В. Петролого-генетические корреляции ультраосновных включений и вмещающих вулканитов зоны перехода Тихий океан - Азиатский континент. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДГИ ДВО РАН, 1997. 58 с.
  7. Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И., Ляпунов С.М. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 5. С. 904-907.
  8. Муравьева Н.С., Поляков А.И., Колесов Г.М. и др. Состав верхней мантии и свидетельства мантийного метасоматоза в Байкальской рифтовой зоне // Геохимия. 1989. № 3. С. 349-364.
  9. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284-1296.
  10. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 2. С. 246-249.
  11. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3-14.
  12. Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатского-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 23-32.
  13. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
  14. Basaltic Volcanism Study Project. Basaltic volcanism on the Terrestrial Planets. New York: Pergamon Press, 1981. 1286 p.
  15. Batiza R., Vanco D. Petrology of young Pacific seamounts // J. Geophys. Res. 1984. 89. P. 11235-11260.
  16. Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, east Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8743-8768.
  17. Davis A.S., Marlow M.S., Wong F.L. Petrology of Quaternary basalt from the Bering Sea continental margin. // K.V. Simakov & Thurston D.K. eds., Proceeding of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994). Magadan: NE Sci. Centre Publ, 1995. P.124-137.
  18. Dixon T.H., Batiza K., Futa K. et al. Petrochemistry, age, and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western Pacific // Chem. Geol. 1984. V. 43. P. 1-28.
  19. Fornary D.J., Perfit M.R., Allan J.F. et al. Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean ridge magmatic processes // Nature. 1988. 331. P. 511-513.
  20. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523-548.
  21. Lambert D.D., Simmons E.C. Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana, 1. Rare earth element evidence for the formation of the ultramafic series // Am. J. Sci. 1987. V. 287. P. 1-32.
  22. Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson Jr.G.N., Hart S.R. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 37. P. 380-392.
  23. Lin P.-N., Stern R.J., Bloower S.H. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source in compatible element enrichments in intraoceanic arcs // J. of Geophys. Res. 1989. V. 94, N 4. P. 4497-4514.
  24. Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E. et al. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B4. P. 4515-4530.
  25. Munoz J., Stern C.R. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the southern South American continental margin // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4545-4560.
  26. Moll-Stalcup E.J. The origin of the Bering Sea basalt province, western Alaska // K.V. Simakov & Thurston D.K. eds., Proceeding of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994). Magadan: NE Sci Centre Publ, 1995. P. 113-123.
  27. Neal C.R., Nixon P.H. Spinel-garnet relationships in mantle xenoliths from the Malaita alnoites, Solomon islands, southwestern Pacific // Trans. Geol. Soc. of South Africa. 1985. V. 88, N 2. P. 347-354.
  28. Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // J. Geoph. Res. 1981. V. 86. P. 2673-97.
  29. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63-81.
  30. Rare earth element geochemistry. / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. 510 p.
  31. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 4. P. 237-242.
  32. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Saunders A.D. and Norry M.J., eds. Magmatism in ocean basin. Geological Society, Special Publications, 1989. V. 42. P. 313-345.
  33. Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean

- volcanic rocks // Phil. Trans. of the Royal Soc. of London. Ser. A. 1984. V. 310. P. 675-692.
34. Weaver B.L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // Geology. 1991. V. 19. P. 123-126.
35. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle - genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. of Geology. 1979. V. 7. P. 499-503.
36. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50, N 1. P. 11-30.
37. Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China // Chem. Geol. 1990. V. 88. P. 1-18.

Поступила в редакцию 28 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати В.И. Суховым

*P.I. Fedorov, A.V. Koloskov*

### **Cenozoic Volcanism of Southeastern Koryak Highland (Northeast Russia): Petrogenesis of rocks and their formation**

Three complexes related to extension zones on the continental margin are recognized within Cenozoic volcanic formations in southeastern Koryak Highland: Danian-Paleocene, Miocene and early Quaternary. Danian-Paleocene and Miocene complexes are composed of the rocks of tholeiite series, whereas the Early Quaternary complex contains rocks of alkaline olivine-basalt and basanite series. Specific petrogenetic features and rare element distribution are considered which allow a conclusion on the volcanite generation from heterogenic magma-producing sources under different geodynamic environs.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.411:550.347.62

### РОЛЬ СОЕДИНЕНИЙ БОРА В ОБРАЗОВАНИИ ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

*С.С.Зимин\**, *В.Г.Моисеенко\*\**, *Р.А.Октябрьский\**, *Б.М.Тишкин\**, *В.В.Малахов\**,  
*В.П.Молчанов\**

*\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

*\*\*Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск*

В работе рассматриваются особенности размещения в земной коре, условия залегания, главные черты минералогии и геохимии месторождений золота турмалин-кварцевого типа. Предполагается, что в формировании их большую роль играли бориды металлов и борогидриды глубинных уровней мантии с восстановительным режимом минералообразования. При этом первые послужили главными источниками рудного вещества, а борогидриды типа  $B_{10}H_{14}$  и др., реагируя в гранитном расплаве с водой при высокой (800-700°C) температуре, приводили к генерации водорода согласно реакции  $B_{10}H_{14} + 15H_2O = 5B_2O_3 + 22H_2$ . Водород в высоких горизонтах земной коры, взаимодействуя с кислородом при низкой (200-100°C) температуре, способствовал образованию воды, что сопровождалось резким снижением газового давления над магматическими интрузиями. Частые перепады давления, связанные с влиянием тектонических подвижек на режим поступления газов, приводили к нарушению устойчивости пород в главном газовом канале и, в конечном счете, к образованию заполненной обломками пород трубки над интрузией бор- и водородсодержащей магмы гранитного или кимберлитного состава.

#### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Известно [2, 7, 22], что месторождения золота турмалин-кварцевого типа распространены на всех континентах. Большинство их относятся к гидротермальным образованиям [2, 18, 29], реже встречаются эксгальционно-осадочные представители. Первые связаны с интрузиями гранитоидов разного возраста, а вторые - с вулканогенно-осадочными комплексами пород, причем рудопроявления среди них распространены гораздо шире, чем месторождения. Причины сонахождения золота и турмалина, как и источники этого типа оруденения, исследователями обычно не рассматриваются, и природа их остается неясной. Настоящая статья посвящена обсуждению этой проблемы.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА ТУРМАЛИН-КВАРЦЕВОГО ТИПА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Месторождения рассматриваемого типа обычно встречаются в регионах как единичные, реже образуют крупные провинции. В большинстве случаев они приурочены к зонам активизации докембрийских

структур, а также складчатых сооружений, заложенных на кристаллических породах докембрия. Они встречаются в Африке, Европе, Азии, Северной и Южной Америке, Австралии.

В западной Африке, на границе Мали и Сенегала, имеются небольшие эксгальционно-осадочные месторождения (Луло и др.) с запасами до 28 т Au [29], приуроченные к кембрийской вулканогенно-осадочной формации Бирримен, сформировавшейся на активизированных структурах докембрия. В верхней свите Далем этой ассоциации пород широко представлены кварцевые песчаники мощностью до 10 м и протяженностью до 150 км, в цементе которых находятся карбонат, золотоносный пирит и крип-токристаллический турмалин. Формация прорвана интрузиями гранитоидов разного возраста, третичными долеритами и кимберлитами. В зонах дробления песчаники под влиянием гидротерм гранитоидов превращены в штокверки, содержащие прожилки кварца, турмалина, пирита с включениями золота, арсенопирита и никельсодержащих минералов. Среднее содержание золота в штокверке 4.38 г/т.

В Швеции, в зоне карельской складчатости находится крупное месторождение Болиден, на кото-

ром добыто 128 т золота, 411 т серебра, 118 т меди [27]. Между горизонтами 170-270 м сосредоточены кварц-турмалиновые жилы с видимым золотом, ассоциирующим с селеносодержащим кобеллитом, самородной сурьмой и менегинитом. Среднее содержание золота 50 г/т, местами 620 г/т, серебра 630 г/т. Выделяются три стадии оруденения: 1 - арсенопиритовые руды, 2 - кварц-турмалиновые жилы, 3 - пиритовые и халькопиритовые руды. Соотношение продуктов стадий составляет 23:5:72.

Особенно интересна крупнейшая Приамурская бороносная и золотоносная провинция, которая охватывает Восточное Забайкалье и Амурскую область, протягиваясь с запада на восток более чем на 1000 км. Она приурочена к обширной зоне активизации докембрийских структур в связи с формированием широтного Монголо-Охотского и сопряженного с ним на востоке Зее-Селемджинского пояса офиолитов позднего протерозоя. В ее пределах (рис. 1 а, б) широко представлены проявления турмалин-золоторудной минерализации, возраст которых варьирует от верхнего архея до нижнего мела. Для нее характерны золотоносные турмалиновые кварциты с пиритом, связанные как с вулканогенно-осадочными комплексами верхнего архея, так и с их верхнепротерозойскими аналогами на площади Буреинского кристаллического массива (рис. 2). Пирит в этих породах приурочен к прослоям турмалина. Он возник при восстановлении сульфатов на стадии диагенеза морских осадков. Турмалин образовался в процессе метаморфизма глинистой составляющей, сорбирующей бор, выносившийся при подводном офиолитовом вулканизме. Среднее содержание золота в таких породах колеблется от 0.01 до 1.6 г/т (табл. 1).

Помимо эксгальационно-осадочных, в этой провинции широко представлены гидротермальные рудопрооявления и месторождения золота турмалин-кварцевого типа. В Восточном Забайкалье к ним относятся Дарасунское, Дыбыксинское, Илинское, Ключевское и др., а в Амурской - Кировское, Октябрьское, Инкан, Афанасьевское и др. [21, 22]. Дру-

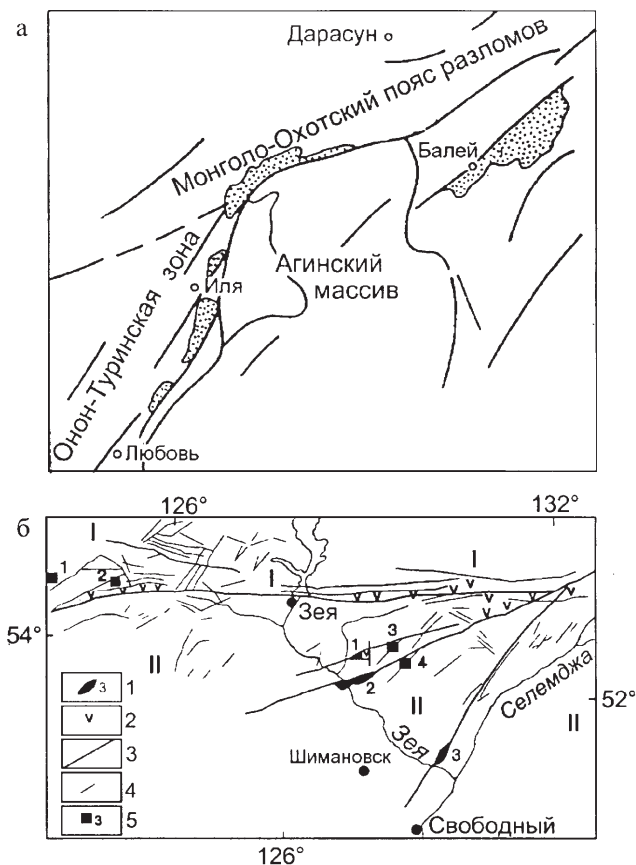


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Восточного Забайкалья, по [13] - а и структурно-тектоническая схема Среднего Приамурья - б.

Крапом на рис. а отмечены мезо-кайнозойские впадины.

1 - интрузивы гипербазитов (PR<sub>3</sub>): Гарьский (1), Усть-Депский (2), Граматухинский (3); 2 - офиолитовые вулканиты (PR<sub>3</sub>); 3-4 - глубинные разломы верхнего протерозоя (3), мезозоя, реже палеозоя (4); 5 - месторождения золота турмалин-кварцевого типа (Березитовое - 1, Коровское - 2, Октябрьское - 3, Инкан - 4). Крупными цифрами обозначены области активизации кристаллических пород: Становая (I), Буреинский массив (II).

Схема выполнена на основе геологической карты региона Байкало-Амурской магистрали [4] и новых данных авторов настоящей статьи.

Таблица 1. Содержание Au (г/т) в турмалиновых сланцах Буреинского кристаллического массива по данным пробирного и атомно-абсорбционного анализа.

№ образца	Au	Порода	Возраст	Место взятия
С-1689/2	< 0.013	Турмалиновый кварцит	AR <sub>2</sub>	Р. Гуджал, правый приток р. Тырма
С-1730/1	1.66	Турмалиновый кварцит с мусковитом	—	Р. Гильой, район прииска "Золотая гора"
С-1731/5	1.65	Турмалиновый кварцит с пиритом	—	—
С-1735/5	1.60	Турмалиновый кварцит	—	—
СГ-51/4	< 0.1	Турмалиновый кварцит	PR <sub>2</sub>	Р. Гарь-2
БО-20	6.08	Турмалиновые шилы с пиритом в гранитах	K <sub>1</sub>	Верховья р. Калахта, Октябрьский рудный район

Бораты	$T_{уст.}^{\circ C}$	Бораты	$T_{уст.}^{\circ C}$
$AgBO_2$	530	$PdB_2O_4$	800
$Ag_3BO_3$	375	$2NiO \cdot B_2O_3$	1480
$MgO \cdot 2BO_3$	995	$CuB_2O_4$	1100
$2MgO \cdot BO_3$	1446	$3Li_2O \cdot B_2O_3$	715
$3ZnO \cdot B_2O_3$	1080	$Li_2O \cdot B_2O_3$	849
$ZnO \cdot 2BO_3$	800	$Li_2O \cdot 2B_2O_3$	917
$ZnO \cdot 3BO_3$	850	$5Na_2O \cdot 2B_2O_3$	580
$HgO \cdot 2BO_3$	600	$3Na_2O \cdot B_2O_3$	675
$FeBO_3$	800	$2Na_2O \cdot 5B_2O_3$	686
$Fe_3BO_6$	910	$Na_2O \cdot B_2O_3$	968

Рис. 2. Кварц-турмалиновый сланец из толщи офиолитовых вулканитов верхнего протерозоя.

Черное - прослой турмалина, серое - прослой ориентированных по слоистости зерен кварца. Видны кристаллы окисленного пирита в прослоях турмалина, а также прожилки позднего кварца, пересекающие все минеральные образования. Ув. 14, Ник. П. Обр. С<sub>г</sub>-54-4. Участок р. Гарь-2.

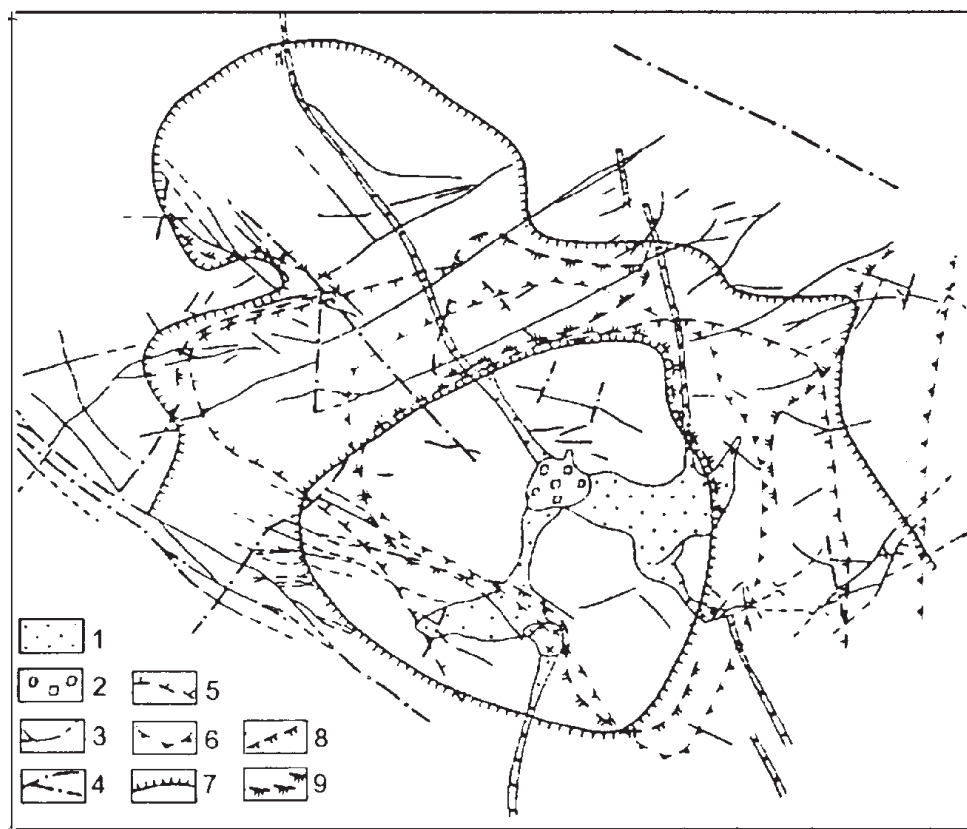
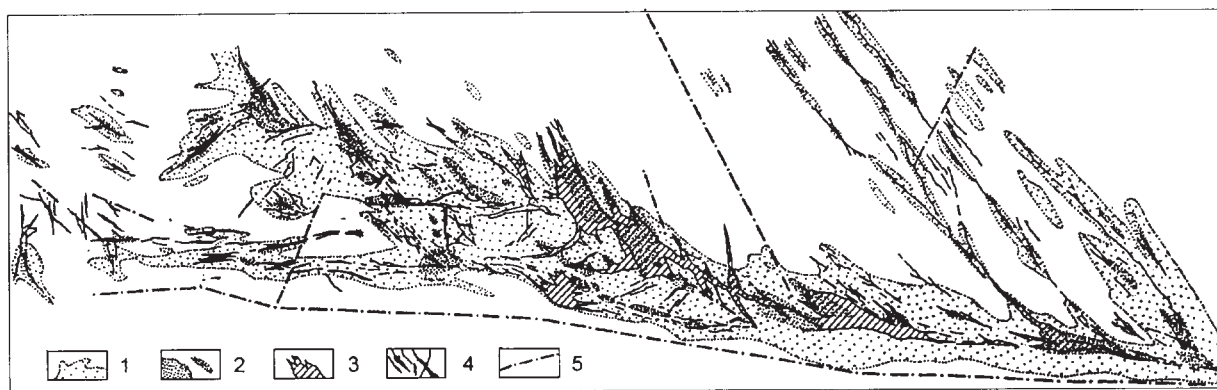


Рис. 3. Схема зонально-концентрического размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле (по Д. Тимофеевскому согласно сведениям в работе [2]).

1 - плагиогранит-порфиры; 2 - брекчия взрыва; 3 - золотоносные кварц-сульфидные жилы; 4 - разрывные нарушения; 5-9 - контуры распространения минеральных ассоциаций: 5 - кварц-турмалиновой, 6 - пирит-арсенопиритовой, 7 - галенит-сфалеритовой, 8 - бурнонит-тетраэдрит-халькопиритовой, 9 - сульфo-антимонитовой. Штрихи контурных линий направлены в сторону развития минеральных ассоциаций.

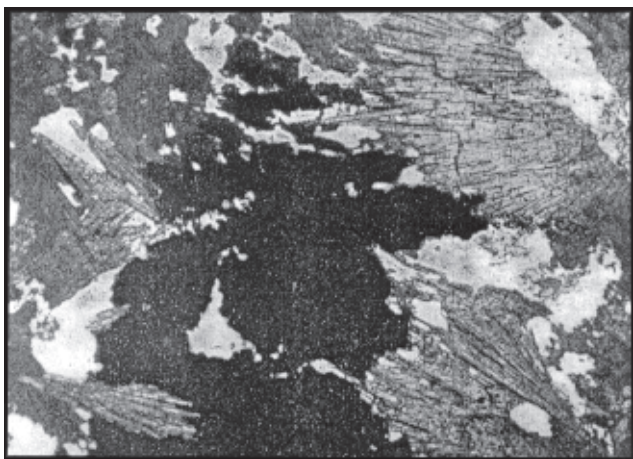
гой важной особенностью месторождений Приамурской провинции является связь их с трубками взрыва, возникшими местами (Дарасунское месторождение) на основе подводящих даек мезозойских [2] гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров (рис. 3), а также развитие кварц-турмалиновых золотоносных жил с пиритом и штокверков [25], в которых золото рассеяно более всего в породах (70%) и меньше - в пирите (30%) [13]. На Ключевском месторождении, например, кварц-турмалиновая минерализация составляет ядра золотоносных зон, с которыми связано более позднее кварц-сульфидное оруденение [25], обогащенное золотом (рис. 4), а на Дарасунском месторождении турмалин-кварцевые жилы располагаются вокруг трубки взрыва, заполненной магматической брекчией с обломками плагиогранит-порфиров, образующих подводящие дайки. На Кировском месторождении в ряде участков распространены кварц-турмалин-магнетитовые жилы (рис. 5), в которых золото содержится как в турмалине (2.8-3.7 г/т), так и в магнетите (32.7-68.4 г/т) [5].

Интересно, что на месторождениях Алханайского района Восточного Забайкалья в рудных зонах развиты биотит-апатитовые метасоматиты, в которых золото связано с апатитом как в виде пленок, так и дисперсно рассеяно в нем [13].

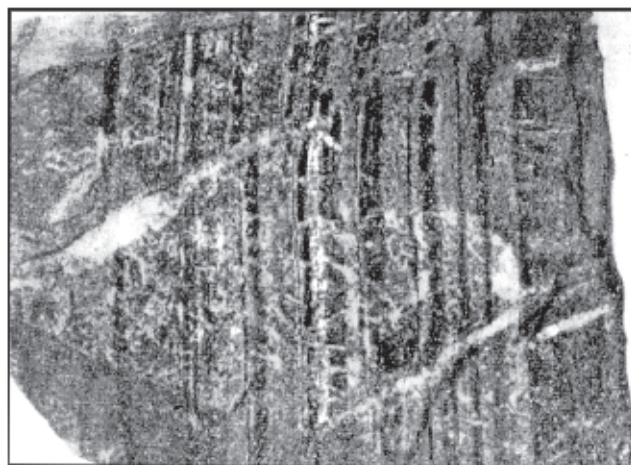


**Рис. 4.** Схема распределения золота в восточном участке Ключевского рудного поля вблизи широтного разлома.

1 - зоны слабой рассредоточенной золотой минерализации; 2 - участки, относительно обогащенные золотом; 3 - крупные кварц-турмалиновые тела; 4 - небольшие кварц-турмалиновые тела, маломощные жилы, зоны развития прожилков; 5 - тектонические нарушения.



**Рис.5.** Сноповидные кристаллы турмалина в краевых частях прожилка, выполненного магнетитом. Прозрачн. шлиф без анализатора. Ув. 15.



**Рис. 6.** Ритмично-полосчатый турмалиновый сланец с жилками кварца. Район Саннона в КНДР. 1/2 нат. вел. Обр. Э-471.

Необычные проявления золото-турмалиновой минерализации наблюдаются в мелкозернистых гранитах дайковой природы нижнего мела в Октябрьском рудном районе. В них имеются широкообразные включения ликвационной природы диаметром до 20 см, состоящие, в основном, из турмалина и кварца с пиритом, в которых содержание золота достигает 6 г/т (см. табл. 1).

Большинство месторождений Приамурской провинции образуют ряд от бедных сульфидами до умеренно-сульфидных образований. В них наблюдается довольно широкий спектр рудных минералов, таких как пирит, халькопирит, арсенопирит, фрейбергит, золото, теннантит, гематит, апатит, энаргит, флюорит, молибденит, галенит, сфалерит, бенджаменит, магнетит, висмутин, тетраэдрит, висмутит, барит, гессит, шеелит, оранжборнит, альгодонит, глаукоцит, антимонит и др. [2].

Температуры образования золотоносных метасоматитов, например на месторождениях Алханайского района, следующие: 470-450°C - биотит-апатитовые, 460-410°C - кварц-турмалиновые с золотоносным пиритом, 420-300°C - кварц-мусковитовые, 350-120°C - гидроберезитовые метасоматиты главной золоторудной стадии [13].

В Северной Корее в нижнепротерозойских первично вулканогенно-осадочных толщах кристаллических пород широко распространены турмалиновые кварциты (рис. 6), которые, по мнению А.А. Маракушева и др. [15], являются эксгалиационно-осадочными образованиями, подвергшимися метаморфизму.

Довольно широко месторождения золота турмалин-кварцевого типа распространены в Южной Америке [28]. Так, на северной окраине Гвианского кристаллического щита расположено среднее по запасам (60 т Au) жильное месторождение Эль-Калья-

на (Венесуэла), которое относится [26] к кварцевой формации и турмалин-пиритовому минеральному типу. Юго-восточнее на этом же континенте, в пределах Бразильского щита, по данным [28 - 30], имеется месторождение Пассажем (50 т Au). Оно представлено пластообразной залежью из молочно-белого кварца с турмалином, арсенопиритом и небольшим количеством пирита и пирротина. Эта залежь кварца с сульфидами приурочена к контакту железистых кварцитов (итабиритов) и слюдяных сланцев и протягивается на 15 км. Содержание золота в руде местами достигает 150-200 г/т. Единого мнения о ее природе не имеется. Одни исследователи [31] определяют ее типичной жилой, а другие [33] относят к стратиформному образованию, которое позже подверглось метаморфизму. Месторождения близкого типа, по данным [28], имеются среди нижнепалеозойских пород Береговых Кордильер в Перу.

В Боливии золото и турмалинсодержащие кварц-вольфрамитовые жилы развиты на месторождении Розарио [8]. Они представлены молочно-белым кварцем с турмалином, вольфрамитом, шеелитом, арсенопиритом и пиритом.

В Аргентине в провинции Сан-Хуан имеется висмут-золото-серебряное месторождение типа брекчиевой трубки Сан-Франциско де Лос Андес, связанное с турмалинсодержащей интрузией гранодиоритов, прорывающей палеозойские осадочные породы [32]. Помимо золота и серебра его руды содержат висмут, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, немного вольфрамита в жильном кварце с турмалином.

Оригинальными являются месторождения Чили [28, 32]. Они образуют крупнейшую провинцию, протягивающуюся с юга на север вдоль глубинного разлома на расстояние свыше 3000 км (рис. 7, а), в которой распространены золото-турмалиновые, переходящие в халькопирит-турмалиновые месторождения типа брекчиевых трубок (рис. 7, б). Эти трубки встречаются группами до ста штук и перемежаются с типичными медно-порфировыми месторождениями. Они приурочены к довольно крупным массивам гранодиоритов, кварцевых монзонитов, прорывающим меловые и более молодые вулканиты типа андезитов. Очертания их в плане округлые, диаметром от первых метров до первых сотен метров, глубина до 700 и более метров. Трубки обычно заполнены обломками вмещающих вулканитов с незначительным перемещением или без него (см. рис 7, б). В них наблюдаются две стадии минерализации. В первую формировались кварц-серицитовые породы, происходило интенсивное окварцевание и турмалинизация [27, 32]. Во вторую - стадию заполнения пустот - образовались также турмалин и спекулярит, после которых отлагались кварц, шеелит, пирит,

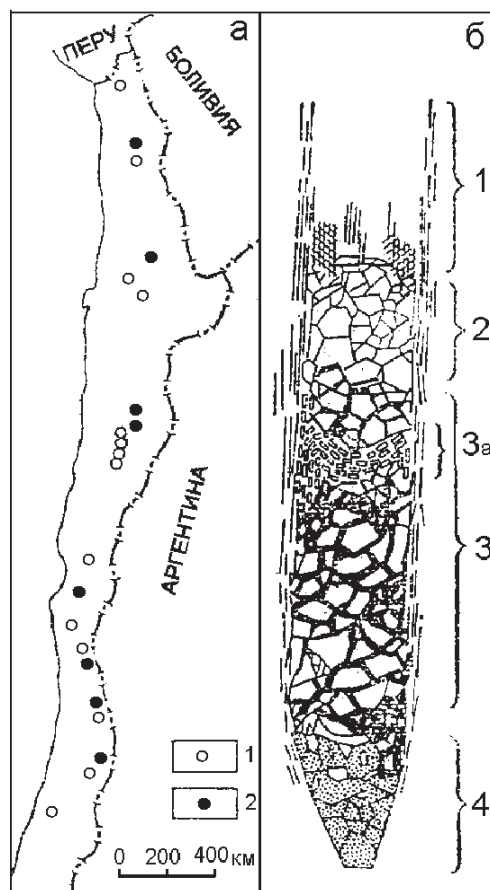


Рис. 7. а - схема размещения узлов распространения турмалиновых брекчиевых трубок (1) и главных меднопорфировых месторождений (2) в Чили; б - обобщенный схематический разрез через типичную чилийскую брекчиевую трубку (по [32]).

1 - верхняя часть трубки с рассланцеванием и серицитовым изменением; 2 - неперемещенная брекчия дробления; 3 - типичная брекчия, сцементированная турмалином, кварцем и сульфидами; 3а - ориентированные плитообразные обломки; 4 - интенсивно замещенная нижняя часть трубки.

халькопирит, борнит, молибденит, галенит и в конце процесса ангидрит, барит и карбонаты. Золото выделялось одновременно с халькопиритом, борнитом, молибденитом и раньше галенита. Температура образования кварца по включениям в нем оценивается в 350-340°C. Большинство месторождений мелкие, наиболее крупное среди них - Эль-Чивато. Содержание золота обычно 1.5-2, реже до 4 г/т.

Итак, в земной коре, на месторождениях и рудопроявлениях золота турмалин-кварцевого типа наблюдается устойчивое как в пространстве, так и во времени сонахождение золота и турмалина, которое, по нашему мнению, имеет характер закономерности. Гидротермальные образования такого типа приурочены зачастую к трубкам взрыва газов типа

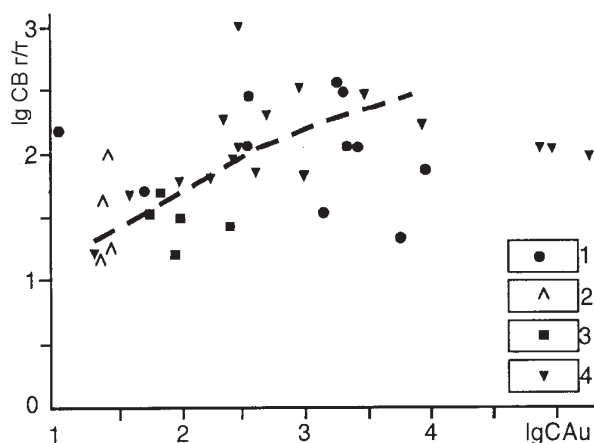


Рис. 8. Диаграмма корреляции золота и бора (в г/т) в золотоносных метасоматитах Алханайского района Восточного Забайкалья [13].

Метасоматиты: 1 - кварц-полевошпатовые, 2 - кварц-турмалиновые, 3 - березитовые (по гранитам), 4 - гидроберезитовые.

$H_2$ ,  $V_{10}H_{14}$ , и др. и связаны с глубинными разломами. Эти их особенности позволяют подойти к пониманию природы месторождений золота турмалин-кварцевого типа.

#### ИСТОЧНИКИ ОРУДЕНЕНИЯ

Приведенные материалы показывают, что золото в рудных зонах присутствует как в виде самостоятельных зерен разной величины, так и дисперсно рассеяно в пирите, магнетите и сосуществует с турмалином, причем нередко находится и в этом минерале. Более того, на месторождениях Алханайского района Восточного Забайкалья, основательно изученных геохимически Б.Н.Лапиным и В.Н.Широких [13], наблюдается положительная корреляция между золотом и бором (рис. 8) даже в более поздних, чем турмалиновые, гидротермалитовых зонах с оруденением, сложенных гидрослюдистыми минералами и серицитом, которые, повидимому, сорбируют бор. Кварц-турмалиновые метасоматиты с золотом и пи-

ритом на этих месторождениях формировались при 460-410°C, а гидроберезитовые - при 350-120°C. Из этого видно, что не все золото осаждается одновременно с турмалином, а большая часть его выпадает из растворов позже и при более низкой температуре, при которой формировались гидроберезиты. Бор выносился из глубин и при формировании этих пород фиксировался только в слюдяных минералах.

На основании приведенных данных можно предположить, что источником руд месторождений турмалин-кварцевого типа являются бориды глубинных зон мантии с восстановительным режимом. Эти соединения были синтезированы для технических целей и в земной коре не установлены [26]. Некоторые из них приведены в таблице 2, в которой видно, что среди них имеются соединения железа, магния, никеля, кобальта, меди, молибдена, вольфрама и др. Температуры образования их, как следует из таблицы, близки к таковой у минералов ультраосновных пород. Среди боридов возможен широкий круг и низкотемпературных соединений разных элементов. Для цинка они были предсказаны в работе [31]. В связи с этим экспериментаторами [10, 11] был дважды синтезирован низкотемпературный ( $T=250^\circ C$ ) борид цинка (см. табл.2). Дальнейшие исследования в этом направлении позволят получить интереснейшие данные для решения задач глубинной минералогии Земли.

Бориды золота и серебра, к сожалению, синтезированы не были по причине использования узкого круга методов их синтеза в восстановительных условиях. Эти образования, предполагаемые в мантии, при плавлении, последней, вероятно, разрушаются, окисляясь в горизонтах земной коры до боратов. Последние синтезированы пока только для серебра. К ним относятся также  $AgBO_2$ ,  $Ag_3O \cdot 2BO_3$ ,  $Ag_2O \cdot 4BO_3$ ,  $Ag_2O \cdot 9BO_3$  [1] (табл. 3).

Поскольку золото и серебро на месторождениях присутствуют в самородной форме, то бораты их следует рассматривать как промежуточные образо-

Таблица 2. Бориды ряда рудных элементов и их свойства.

Бориды	Плотность, г/см <sup>3</sup>	T <sub>вст.</sub> °C	Бориды	Плотность, г/см <sup>3</sup>	T <sub>вст.</sub> °C
Fe <sub>2</sub> B	7.33	1410	NiB	7.19	1590
FeB	6.70	1650	Pd <sub>3</sub> B	10.92	-
WB <sub>4</sub>	13.11	1700	Pd <sub>3</sub> B <sub>2</sub>	11.21	≈1020
MoB <sub>4</sub>	9.25	1750	Pd <sub>5</sub> B <sub>2</sub>	10.68	-
Cr <sub>2</sub> B	6.57	1870	JrB <sub>0.9</sub>	17.3	≈1200
Cr <sub>5</sub> B <sub>3</sub>	6.12	1900	JrB <sub>2</sub>	6.09	3200
Ti <sub>2</sub> B	-	2200	PtB	17.25	-
MgB <sub>6</sub>	2.46	1150	RuB <sub>2</sub>	7.56	-
MgB <sub>2</sub>	2.63	1150	ZnB <sub>-22</sub>	-	250
Co <sub>2</sub> B	8.04	1265	CuB <sub>2</sub>	-	1060

Таблица 3. Некоторые бораты и температуры их образования.

Бораты	T <sub>вст.</sub> °C	Бораты	T <sub>вст.</sub> °C
AgBO <sub>2</sub>	530	PdB <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	800
Ag <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	375	2NiO·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1480
MgO·2BO <sub>3</sub>	995	CuB <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1100
2MgO·BO <sub>3</sub>	1446	3Li <sub>2</sub> O·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	715
3ZnO·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1080	Li <sub>2</sub> O·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	849
ZnO·2BO <sub>3</sub>	800	Li <sub>2</sub> O·2B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	917
ZnO·3BO <sub>3</sub>	850	5Na <sub>2</sub> O·2B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	580
HgO·2BO <sub>3</sub>	600	3Na <sub>2</sub> O·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	675
FeBO <sub>3</sub>	800	2Na <sub>2</sub> O·5B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	686
Fe <sub>3</sub> BO <sub>6</sub>	910	Na <sub>2</sub> O·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	968



вания на пути от плавления боридов в верхней мантии до отложения их в верхних горизонтах земной коры. Из них борат  $\text{AgBO}_2$  при  $P=1$  атм.,  $T=530^\circ\text{C}$ , например, разлагается на  $\text{Ag}$  и  $\text{B}_2\text{O}_3$ , а борат  $\text{Ag}_3\text{BO}_3$  при кипячении быстро гидратируется с образованием  $\text{AgO}$  и борной кислоты [1].

Бораты различного состава возможны и у золота, но данный элемент, в отличие от серебра, в соединениях выступает чаще в трехвалентной форме [19, 23]. Имея это в виду, можно ожидать у золота борид типа  $\text{AuB}$  и борат  $\text{AuBO}_3$ . У серебра возможен борид типа  $\text{Ag}_3\text{B}$ .

Присутствие боридов в глубинных зонах мантии Земли в настоящее время можно только предполагать [24]. Известно, что в метеоритах, возникающих при распаде астероидов, бориды не установлены [6]. Это не означает, что они не могут находиться в глубинах Земли, образовавшейся ближе к Солнцу в менее восстановительных условиях по сравнению с астероидами. Все дело в том, что, по данным [3], масса Земли ( $598 \cdot 10^{25}$  г) в 1500 раз превышает массу всех астероидов ( $4.4 \cdot 10^{24}$  г). В астероидном поясе на сегодня известно 112 тел диаметром 100-200 км [3]. Из этого следует, что Земля по массе превосходит отдельный астероид примерно в 16800 раз. При такой разнице масс нетрудно понять, что минералогические возможности Земли и родительских тел метеоритов будут явно на стороне первой, содержащей в ядерной части большие запасы водорода [7]. Это видно из следующего. При огромной массе и значительных запасах тепловой энергии внутри расплавленной в свое время [3] планеты она имела и несравненно большие возможности для протекания в ее недрах процессов ликвации вещества под влиянием водорода, фтора, щелочей [16] и фосфора [8], бора [2], благодаря которым имела место и концентрация, например, хрома, титана, фосфора, железа, бора и др. из рассеянного состояния в мантии до формирования крупных минеральных и рудных форм. Своеобразным отражением этого в земной коре являются металлогенические провинции, специализированные на определенных видах полезных ископаемых. В свете этого, присутствие боридов в глубинных горизонтах верхней мантии можно ожидать под теми регионами (Буреинский массив, Сихотэ-Алинь и др.), в которых на протяжении весьма длительного геологического времени наблюдалось поступление бора с глубины в земную кору.

На какой же глубине верхней мантии можно ожидать зоны с восстановительным режимом минералообразования? Исследователи полагают, что они возможны на глубинах более 100 км. Об этом свидетельствует наличие углеводородов во включениях минералов щелочно-ультраосновных пород.

Помимо боридов рудных элементов, особенно золота и серебра, в образовании месторождений золота турмалин-кварцевого типа принимают участие, вероятно, и борогидриды типа  $\text{B}_{10}\text{H}_{14}$  и др. Они ответственны, по-видимому, за образование трубок взрыва, что и будет рассмотрено ниже.

#### О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ТРУБОК ВЗРЫВА И ШТОКВЕРКОВ

Впервые мысль о связи трубок взрыва с влиянием борогидридов была высказана в общей форме применительно к кимберлитам, исходя из высокого (83-158 г/т) содержания в них бора [17]. На рудных полях и в структурах месторождений турмалин-кварцевого типа этого элемента более чем достаточно для того, чтобы рассмотреть данную проблему более подробно.

Среди борогидридов известны соединения типа  $\text{B}_2\text{H}_6$  ( $T_{\text{кип}}=-92.5^\circ\text{C}$ ),  $\text{B}_4\text{H}_{10}$  ( $T_{\text{кип}}=+18^\circ\text{C}$ ),  $\text{B}_5\text{H}_9$  ( $T_{\text{плавл.}}=-46.6^\circ\text{C}$ ),  $\text{B}_6\text{H}_{10}$  ( $T_{\text{плавл.}}=-65.1^\circ\text{C}$ ),  $\text{B}_{10}\text{H}_{14}$  ( $T_{\text{плавл.}}=+99.6^\circ\text{C}$ ) и др [14]. Из них наиболее устойчивы  $\text{B}_2\text{H}_6$ ,  $\text{B}_5\text{H}_9$ ,  $\text{B}_{10}\text{H}_{14}$  [14]. При высоких температурах они представляют собой газы, наличие которых можно предполагать в тех же зонах мантии, в которых возможны и бориды. Поднимаясь с больших глубин с восстановительным режимом, борогидридные газы проникают в очаги гранитоидной магмы, формирующейся в земной коре.

Реагируя с водой, содержащейся в гранитном расплаве при высокой ( $800-700^\circ\text{C}$ ) температуре, они способствуют генерации водорода согласно реакции:  $\text{B}_{10}\text{H}_{14} + 15\text{H}_2\text{O} = 5\text{B}_2\text{O}_3 + 22\text{H}_2$ ;  $-\Delta Z = 624.885$  ккал при  $25^\circ\text{C}$ .

Эта реакция возможна и при температуре ( $800-700^\circ\text{C}$ ) гранитной магмы, поскольку свободная энергия у  $\text{B}_2\text{O}_3$  по абсолютной величине весьма значительна и изменяется мало с повышением температуры. В итоге  $\Delta Z$  реакции будет также отрицательной, а сама она - возможной.

Водород, выделяющийся в ходе реакции, в высоких горизонтах земной коры будет окисляться с образованием воды:  $2\text{H}_2 + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O}$ . При этом количество газовых молекул уменьшится и давление их над интрузией гранитов понизится в 1.5 раза. Периодические перепады давления газов, связанные с влиянием тектонических подвижек на режим поступления их с глубины, будут нарушать прочность пород кровли и стенок в газовых проходах (не исключаются и взрывы) и приводить в конечном счете к образованию структур типа трубок взрыва глубиной до 1.5 км [19] над интрузией гранитов или кимберлитов.

Механизм формирования трубок, изложенный выше, проявляется, скорее всего, при температурах  $100-200^\circ\text{C}$ , ибо исследователи [2, 27, 32] не находят в

брекчиях вмещающих пород, заполняющих трубку, следов ранних высокотемпературных изменений их обломков. В трубках ими (см.рис. 7б) выделяются горизонты даже неперемещенных брекчий [32]. Механизм, предложенный выше, объясняет наличие на месторождениях золота (Ключевское) нелинейных зон брекчирования пород, по которым образуются штокверки рудных образований.

### ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

1. Особенности геологии, форм проявления и вещественного состава месторождений золота турмалин-кварцевого типа дают основание предполагать, что в их образовании принимают участие бориды металлов и борогидриды верхней мантии с восстановительным режимом минералообразования. При этом первые соединения являются, вероятно, главными источниками золота и других металлов, а вторые принимают участие в формировании структур типа трубок взрыва и брекчий нелинейного типа.

2. Рудные провинции, по-видимому, являются своеобразным отражением в земной коре (через посредство ее тектоно-магматической активизации) обширных областей ликвации и концентрации рудных элементов в мантии Земли в период ее расплавленного состояния под влиянием водорода, фтора, бора, фосфора и щелочей [9, 17].

3. Первично эксгалационно-осадочные концентрации золота и других металлов в Становой области докембрия и Буреинском массиве под влиянием гидротерм более поздних гранитоидов могут быть переотложены с образованием коренных месторождений золота, как это имеет место в КНДР в районе Саннона, что нужно иметь в виду при исследованиях.

4. В Среднем Приамурье на низкотемпературных месторождениях золота в рудных зонах рекомендуется провести исследования на содержание бора. Его повышенные концентрации могут указывать на наличие на глубине золотых руд турмалин-кварцевого типа. Это особенно важно для Верхне-Селемджинского района где среди группы месторождений имеется Афанасьевское, содержащее золото и турмалин.

5. В Сихотэ-Алине эксгалационно-осадочные концентрации золота могут иметь место в вулканогенно-осадочных комплексах офиолитового и других типов, судя по значительным содержаниям бора (83-162 г/т) и меди (90-136 г/т) в кремнистых сланцах с органикой или без нее [20]. На Ханкайском массиве с этой точки зрения наибольший интерес представляют метаморфические кварциты с турмалином, развитые в иманском, нахимовском и кабаргинском комп-

лексах пород, сопоставляющихся по составу и времени образования с метаморфитами КНДР [25].

### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисова Н.В., Кожина Е.Л. Боратные системы // Диаграммы состояния систем тугоплавких оксидов. Справочник. Т. 5. Л., 1985. С. 5-64.
2. Бородаевская М.Б., Рожков И.С. Месторождения золота. // Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1978. С. 5-75.
3. Войткевич Г.В. Рождение Земли. Ростов-на Дону: "Феникс". 1996. 475 с.
4. Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали 1:1500000 / М-во геологии СССР. ВСЕГЕИ; Гл. ред. Л.И.Красный. М., 1977.
5. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М., 1969. С. 74-93.
6. Додт Р.Т. Метеориты. Петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 383 с.
7. Зимин С.С., Зимин П.С. Растворы водорода в металлах - главные источники этого элемента в недрах Земли // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 122-130.
8. Зимин С.С., Худоложкин В.О. Новое о роли фосфора в магматических расплавах и оценка ресурсов апатитовых руд в габброидных массивах // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 90-99.
9. Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. М.: Химия, 1968. 470 с.
10. Корсукова М.М., Гурин В.Н., Козлова И.Р и др. Неорганическая химия. 1971. № 7. 1518 с.
11. Корсукова М.М., Гурин В.Н., Сорокин В.Н. и др. Свойства и некоторые перспективы использования высших боридов подгруппы цинка // Бор. Получение, структура и свойства. М., 1974. С. 235-239.
12. Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. Химия переходных элементов. М.: Мир, 1969. Ч.3. 590 с.
13. Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, метасоматиты и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алханайский район). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 163 с.
14. Маккей К. Водородные соединения металлов. М.: Мир, 1968. 242 с.
15. Маракушев А.А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М.А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья // Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 9-124.
16. Маракушев А.А., Иванов И.А., Римкевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. / Вестн. МГУ. Геология. 1979. № 1. С. 3-22.
17. Маршинцев В.К. Вертикальная неоднородность кемберлитовых тел Якутии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 240 с.
18. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермальные формации. Владивосток: АМУРКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 130 с.

19. Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра, Ленингр. отделение, 1984. 267 с.
20. Михайлов М.А., Волохин Ю.Г. Геохимические особенности углеродистых кремнистых пород Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 3-17.
21. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 302 с.
22. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
23. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
24. Петерсилье И.А. О происхождении углеводородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива. // Геохимия. 1962. № 1. С. 32-43.
25. Петровская Н.В., Андреева М.Г. Ключевское месторождение как представитель золото-турмалинового оруденения (Восточное Забайкалье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М., 1969. С. 36-41.
26. Самсонов Г.В., Виницкий И.М. Тугоплавкие соединения. М.: Metallургия, 1976. 555 с.
27. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 256 с.
28. Collani G. Das Gold in Staate Minas Geraics Brazilien // Sein Vorkommen und seine gewinnung "Metall und Frz". 1931. Bd. 28. № 22. S. 529-528.
29. Dommanget A., Diallo M., Guilloux L. Un nouveau type de gisement dior: Loulo. (Mali) // Chron. rech. min. no 481. 1985. P. 5-18.
30. Fleischer R., Routhier P. The "Consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil) // Econ. Geol. 1973. Vol. 68, № 1. P. 11-22.
31. Newkirk A.E., Hurd D.T. S. Amer. Soc. 1995. № 1. 241 P.
32. Sillitoe R.H., Sawkins F.J. Geology, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile // Econ. Geol., 1971. Vol. 66, № 7. P. 1028-1041.
33. Stoll W.C. Metallogenetic belts, centers and epochs in Argentina and Chile // Econ. Geol., 1964. Vol. 59, № 1. P. 126-135.

Поступила в редакцию 26 января 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

**S.S. Zimin, V.G. Moiseenko, R.A. Oktyabrsky, B.M. Tishkin, V.V. Malakhov, V.P. Molchanov**

### **On the role of boron in the formation of tourmaline-quartz type gold deposits in Priamurie**

The paper considers peculiar features of tourmaline-quartz type gold distribution in the earth's crust as well as its occurrence and main mineralogical and geochemical features. It is suggested that metal borides and boron hydrides of deep-seated mantle levels with mineral formation reduction regime played a great role in their genesis. The former served as major resources of ore matter while  $B_{10}H_{14}$  boron hydrides reacting in the granite melting with water at high temperature (800-700°C) caused hydrogen generation in accordance with the reaction  $B_{10}H_{14} + 15H_2O = 5B_2O_3 + 22H_2$ . In high earth's crust hydrogen interacts with oxygen at low temperature (200-100°C) resulting in water generation which is followed by an abrupt gas pressure reduction above the magmatic intrusions. Repeated changes in pressure related to the tectonic displacement influence on the gas supply resulted in the disturbance of rock stability in the base gas channel and finally in the formation of a clastic pipe above the granite or kimberlite boron- and hydrogen-bearing magma.

## ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БЕКЧИ-УЛСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (НИЖНИЙ АМУР)

*Б. Г. Саксин*

*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск*

На примере Бекчи-Улского золоторудного узла, в состав которого входит известное месторождение золото-серебряной рудной формации Многовершинное, обсуждаются вопросы локализации металлогенических объектов ранга рудный узел и рудное поле по материалам геолого-геофизических работ среднего масштаба. Приводятся новые сведения об особенностях глубинного строения рудного узла и об их выраженности в данных разных методов изучения. Ставится вопрос о необходимости накопления эмпирического материала по хорошо изученным типовым металлогеническим объектам с целью усовершенствования методики их оконтуривания на ранних стадиях изучения.

Объектами среднемасштабных металлогенических исследований являются таксоны ранга рудный район и рудный узел. Методика их оконтуривания до настоящего времени разработана недостаточно. Чаще всего эта процедура производится без соблюдения определенных правил. При этом используют сгущение проявлений рудоносности более высокого порядка (месторождений, рудопроявлений, точек минерализации, геохимических аномалий и т.п.), иногда увязывая их с характерными геофизическими или морфометрическими аномалиями, либо специфическими особенностями геологического строения верхней части земной коры. Неопределенность критериев, по которым следует оконтуривать разные металлогенические объекты, и обусловленная этим субъективность позволяют части металлогенистов считать необязательным показ их границ на картах. С этим нельзя согласиться, поскольку, не вычленив объект, невозможно изучить его свойства. Кроме того, правильное оконтуривание имеет и чисто экономический аспект, т.к. размер оцениваемой площади напрямую связан с необходимыми затратами на выполнение работ следующего этапа и во многом определяет методику их проведения.

Трудности определения границ названных таксонов обусловлены прежде всего тем, что трактовка используемого исходного набора признаков, как их список и объем, у разных исследователей могут значительно различаться и существенно зависят от металлогенической концепции, которой придерживается автор [2]. С другой стороны, далеко не всегда наблюдается соответствие контура металлогенического объекта каким-то определенным элементам геологического строения верхней части разреза.

Обычно для целей оконтуривания используют границы:

- ареалов распространения продуктивного магматизма;
- ареалов проявления прямых признаков оруденения (месторождения, проявления точки минерализации; геохимические аномалии в разных средах; площадные метасоматиты, сопутствующие оруденению);
- блоков со специфическим тектоническим режимом;
- вулcano-тектонических и сводово-купольных сооружений разного ранга или их крупных частей (блоков, секториальных блоков, грабенов и т.п.);
- геофизических аномалий, непосредственно фиксирующих оруденение (урана, тория, железа, титана и др.), либо аномалий, соответствующих скрытым рудоконтролирующим элементам (интрузивным массивам, выступам их кровли, штокам, выступам и ступеням фундамента и т.п.);
- перспективных площадей, выделенных с использованием машинных технологий прогнозирования на количественной основе (районирование территории по совокупности поисковых критериев и поисковых признаков данного типа оруденения).

В последнее десятилетие широкое распространение при металлогеническом анализе получило представление о рудно-магматических (рудно-тектоническо-магматических) системах, которые объединяют области генерации, переноса и концентрации рудного вещества [1,3-5 и др.]. Однако на современных геологических картах, или сопутствующих им документах, пока не всегда принято специальными знаками показывать элементы этих систем, которые картиру-

ются на поверхности (структурный каркас системы, площадное преобразование пород в области локализации, зоны привноса-выноса вещества с пространственной увязкой их с магматизмом и т. п.), что снижает возможности использования отмеченного прогрессивного представления для целей оконтуривания соответствующих металлогенических объектов.

Ниже рассмотрим проявленность хорошо изученного Бекчи-Улского золоторудного узла в данных различных методов площадного изучения.

### ГЕОЛОГИЯ

Узел располагается в пределах Нижне-Амурского золоторудного района и имеет в своём составе золото-серебряное месторождение Многовершинное. Он относится к категории металлогенических объектов, неявно проявленных в геофизических полях (Ф.И. Манилов, 1994), что характерно для большинства золоторудных и полиметаллических рудных узлов и районов. На металлогенических и регистрационных картах Хабаровского края узел изображается в виде объекта почти изометричной формы площадью порядка 900 км<sup>2</sup>, в центре которого располагается месторождение Многовершинное. Уже сам размер площади узла находится в противоречии со среднестатистическими данными по аналогичным металлогеническим таксонам [3]. По мнению указанных авторов, золоторудный узел представляет собой рудоносную площадь размером первые сотни км<sup>2</sup>, которая охватывает длительно развивающиеся рудно-тектонно-магматические системы. Составляющие рудный узел рудные поля имеют площадь десятки км<sup>2</sup>, объединяют однотипные месторождения и рудопроявления, связанные с общей геологической структурой.

Особенности геологического строения и рудоносности Бекчи-Улского узла подробно изложены в [1,4]. Описываемая территория имеет двухъярусное строение (рис. 1-А). Нижний сложен интенсивно дислоцированными верхнеюрскими и нижнемеловыми терригенными отложениями (песчаники, алевролиты). Структура яруса обусловлена сочетанием древних, глубоко залегающих разломов северо-восточного и широтного направлений. Верхний ярус представлен вулканитами даний - плиоценового возраста, выполняющими небольшие депрессии. Главный объект рудного узла - месторождение Многовершинное - приурочено к Улской вулcano-тектонической структуре (ВТС), которая расположена на северо-западе Бекчи-Улского полихронного (от дания до олигоцена) и многофазного массива гранитоидов, в его экзоконтактной зоне. В становлении интрузивного массива различают 6 интрузивных фаз, представленных монцонитами и гранитами, две последние из которых являются пострудными и проявлены в форме

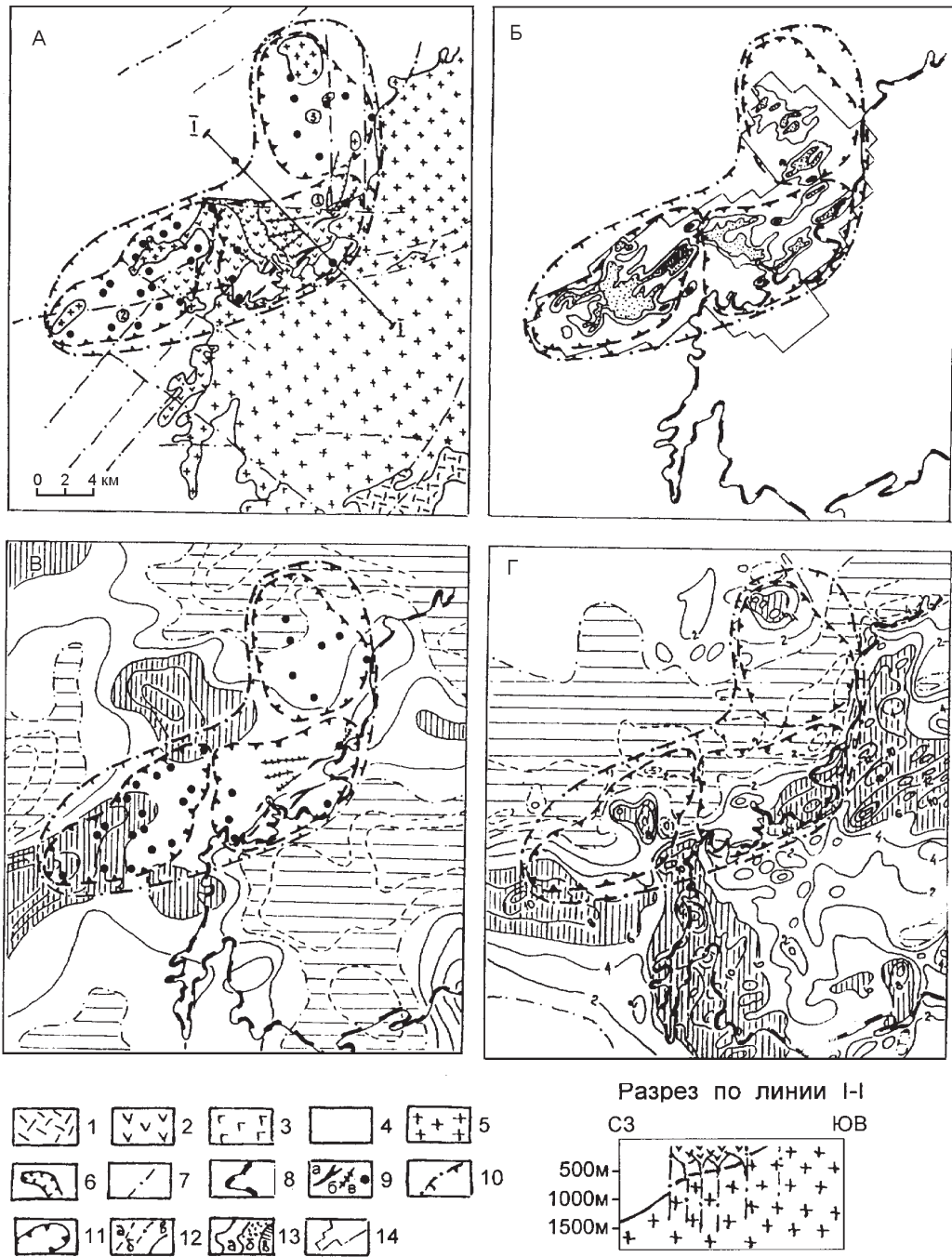
даек и малых тел. Считается, что формирование Улской ВТС происходило одновременно с внедрением 2-ой и 3-ей фаз гранитоидов (даний-палеоген). В пределах ВТС сложно сочетаются эффузивные, жерловые и субвулканические образования. Строение жерловин, с которыми тесно связано золотое оруденение, характеризуется чередованием лав, брекчиевых лав и эксплозивных брекчий андезитов, их туфов, реже осадочных пород. Субвулканическая фация представлена сложнопостроенными штоками диоритовых порфириров, дайками гранодиорит-порфириров и риолитов.

В опубликованной литературе, к сожалению, не нашло отражение то обстоятельство, что в свое время были предприняты попытки оценивать и другие площади, благоприятность которых определялась в основном по критерию - «вулканизм в зоне эндоконтакта». Детальные поиски золота проведены южнее Улской ВТС в пределах поля развития дацитов (см. рис. 1-А) и к успеху не привели.

### ПРОЯВЛЕННОСТЬ В ДАННЫХ РАЗНЫХ МЕТОДОВ

Как видно из рис. 1-А, В, Г, Бекчи-Улский рудный узел плохо проявлен в материалах площадного изучения среднего масштаба. В особенностях физических полей наиболее отчетливое отражение находит сам массив гранитоидов (минимум  $\Delta g$  и слабо дифференцированное положительное поле  $\Delta T$ ) и значительная часть его эндоконтактной зоны (цепочка положительных локальных аномалий поля силы тяжести и преимущественно локальных аномалий  $\Delta T$ ). Можно лишь говорить о приуроченности названного металлогенического объекта к переходной зоне, но локализовать (оконтурить) перспективную часть переходной зоны без данных о золоторудности затруднительно. Другое дело, что всеми методами (см. рис. 1-А, В, Г) практически однозначно фиксируется мобильный (длительно живущий) тектонический узел, образованный крупными разломами (системами разломов) северо-восточной, северо-восток - восточной, субширотной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки, контролирующей положение золоторудного узла и обусловивший наиболее сложную конфигурацию линии выхода кровли Бекчи-Улского массива на поверхность в северо-западной его части. Только в этой части экзоконтактной зоны закартированы многочисленные локальные выступы кровли на удалении до 6-8 км от контакта массива.

Для определения положения металлогенического объекта на рис. 1-А и Б вынесены данные по золоторудности и сопутствующей ей минерализации,



**Рис. 1.** Проявленность Бекчи-Улского золоторудного узла в материалах разных методов площадного изучения.

А - геологическая карта (по В.В. Ветроградову, 1982, с добавлениями); Б - схема аномального поля ВП (А.С. Охранчук, 1989); В - схема остаточных аномалий поля силы тяжести (В.С. Майеранов, 1971); Г - схема аномального магнитного поля ДТ (И.И. Шапочка, 1960).

1-3 - вулканогенные образования (палеоген) преимущественно: 1 - кислого, 2 - среднего, 3 - основного состава; 4 - осадочные породы (юра-мел); 5 - гранитоиды Бекчи-Улского массива (мел-палеоген); 6 - контуры свит даек на поверхности; 7 - разломы; 8 - контур выхода на поверхность кровли Бекчи-Улского массива (на рис 1-Б, 1-В, 1-Г); 9 - проявления локальной золотоносности на поверхности: а - рудоносные зоны, б - оруденелые метасоматиты, в - рудопроявления золота; 10-11 - объекты площадной золотоносности (по Б.Г. Саксину, 1994): 10 - предполагаемая граница Бекчи-Улского золоторудного узла, 11 - предполагаемые границы рудных полей (1 - рудное поле Многовершинное, 2 - потенциальное рудное поле Эва-такское, 3 - потенциальное рудное поле Вилкинское); 12 - изолинии равных значений физического поля (заштрихованы участки с разным уровнем поля): а - отрицательные, б - нулевые, в - положительные; 13 - аномалии поля ВП: а -  $h_k=5-10\%$ , б -  $h_k=10-12\%$ , в -  $h_k$  более  $12\%$ ; 14 - контур площади, изученной методом ВП в масштабе 1:10 000 (примерно соответствует площади, изученной ДЭЗ, см. рис. 2).

которые установлены в результате детальных поисково-разведочных работ.

На рис. 1-Б отражено аномальное поле поляризуемости пород. Согласно параметрическим исследованиям в штольнях и скважинах, интенсивность поля находится в прямой зависимости от содержания сульфидов, сопровождающих золоторудный процесс (А.Н. Курочкин, 1985). В этой связи метод ВП был включен в комплекс детальных поисковых работ, которые проводились много лет, развиваясь от месторождения Многовершинное на его фланги и далее по направлению основных тектонических структур. В совокупности поисками охвачен весь северо - западный эндоконтакт Бекчи-Улского гранитоидного массива, т.е. вся площадь, перспективная на золото по данным предшественников. Материалы поисковых работ масштаба 1: 10 000 обобщены (см. рис. 1- Б) А.С. Охранчуком (1989). Металлогенические таксоны ранга рудное поле и рудный узел этим автором на сводной карте не показаны, т.к. их выделение не входит в задачу детальных работ.

На рис. 1 отражен предложенный автором данной статьи (1994 г.) вариант оконтуривания Бекчи-Улского золоторудного узла и составляющих его рудных полей. Он достаточно полно учитывает особенности структурного плана и геологического строения в разных частях площади, не противоречит характеру наблюдаемых физических полей, базируется на данных детальных поисков и приводит в соответствие размеры выделяемых металлогенических объектов со среднестатистическими [3]. Следует отметить, что контур детальных работ почти приближается к предлагаемому контуру рудного узла, а выделяемые рудные поля отчетливо фиксируются изменением морфологии аномалий ВП (см. рис. 1- Б).

Бекчи-Улский золоторудный узел в описываемом варианте имеет форму бумеранга площадью около 250 км<sup>2</sup> и состоит из трех самостоятельных рудных полей. В изгибе «бумеранга» располагается известное рудное поле Многовершинное, к юго-западу от него - потенциальное рудное поле Эватакское, где предшественниками выявлены перспективные участки Салоли, Кулибина, Процентный, Веселый, Полянка, а к северо - северо-востоку - потенциальное рудное поле Вилкинское, где известны перспективные участки Плоский, Стрелка, Треугольник, Курум.

В предлагаемом варианте золоторудный узел включает все проявления коренной золотоносности, выявленной в районе месторождения Многовершинное, вписывается в характерный, структурно обусловленный изгиб контакта Бекчи-Улского массива, охватывает все его локальные выступы в экзоконтактной зоне, а также наиболее мобильную часть

тектонического узла. Его конфигурация определяется как особенностями формы тектонического узла, так и конфигурацией контакта интрузивного массива.

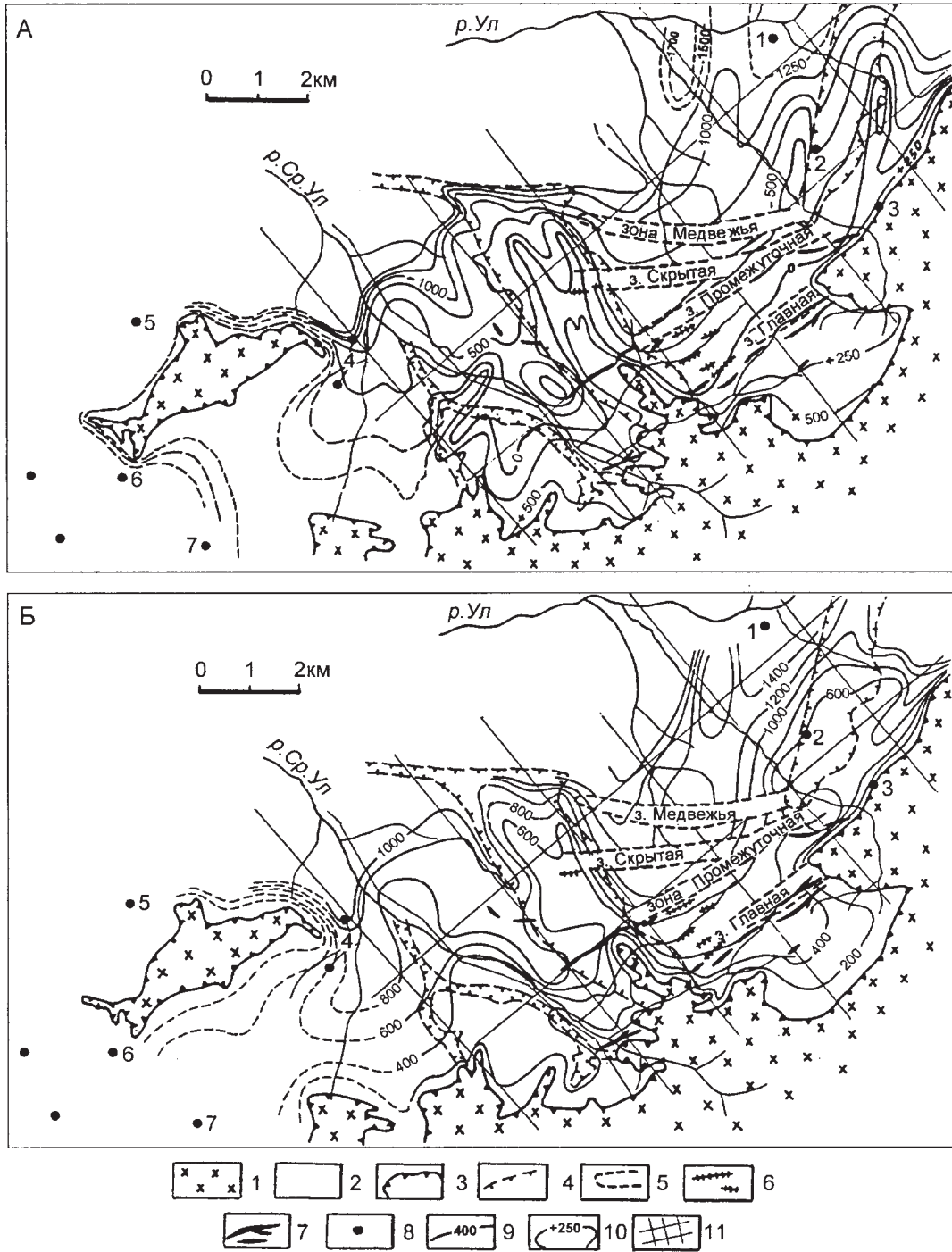
Каждое рудное поле в составе рудного узла приурочено к своим локальным выступам интрузивного массива и характеризуется собственной структурной упорядоченностью: Многовершинное - преобладанием СВ ориентировки, Эватакское - субширотной и северо-западной, Вилкинское - субмеридиональной и северо-восточной. В первом случае надинтрузивные породы представлены, в основном, вулканитами, во втором - терригенными образованиями и вулканитами, в третьем - только терригенными образованиями.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Исследователи района считают, что нет генетической связи золотого оруденения с Бекчи-Улским гранитоидным массивом [1]. Однако пространственная приуроченность золоторудного узла к эндоконтактной его части очевидна. Кроме того, считается, что вертикальный размах оруденения на уже известных рудных зонах месторождения Многовершинное определяется положением скрытой кровли массива, а многие из них согласуются по направлению с линией выхода этой части массива на уровень современного эрозионного среза. Именно поэтому изучению глубины залегания и морфологии скрытой кровли интрузивного массива всегда уделялось большое внимание.

Для решения указанной задачи вся площадь Бекчи-Улского рудного узла изучена комплексом геофизических методов, в том числе глубинных (В.Д. Охранчук, 1989). Кроме крупномасштабных гравиметрических работ, комплекс включал постановку дипольного осевого зондирования (ДЭЗ) с разносами до 14 км, ВЭЗ с АВ до 2 км и ВЭЗ-ВП средней глубиной 300 м. Расстояние между точками ДЭЗ в профиле составило 500 м, ДЭЗ с разносами до 6 км - 1 км, а 14 км - 2 км. Достигнута достаточно равномерная сеть наблюдений, однако авторами увязка геолого-геофизических и параметрических данных проведена в профильном варианте. Исключение составляет карта изолиний подошвы вулканитов, которая показала отчетливую приуроченность известных рудных зон к линейным перегибам подошвы, отвечающим местам проявления жерловых фаций.

Опираясь на данные профильной увязки имеющейся геолого-геофизической информации, автор статьи построил карту гипсометрии скрытой кровли интрузивного массива, а также карту изопахит пород надинтрузивной зоны (рис. 2). Как видно из этих материалов, на изученной площади скрытая часть интрузивного массива вначале полого, а затем круто погружается в сторону Ул-Мухтельской депрессии.



**Рис. 2.** Результаты интерпретации данных глубинных геофизических исследований по Бекчи-Улскому золото-рудному узлу.

А - карта изогипс кровли Бекчи-Улского массива гранитоидов; Б - карта изопахит пород надинтрузивной зоны массива.

1 - гранитоиды Бекчи-Улского массива; 2 - породы надинтрузивной зоны; 3 - выход на поверхность кровли массива; 4 - контуры свит даек на уровне современного эрозионного среза; 5 - контур рудоносных зон со скрытым оруденением; 6 - золотоносные минерализованные зоны на поверхности; 7 - рудные тела на поверхности; 8 - рудопроявления золота: в т.ч. 1 - Курум, 2 - Еловый, 3 - Заманчивое, 4 - Салоли, 5 - Зональное, 6 - Кулибина, 7 - Процентный; 9 - линии изопахит пород надинтрузивной зоны; 10 - линии изогипс скрытой кровли массива; 11 - линии профилей ДЭЗ, ВЭЗ-ВП.



## ВЫВОДЫ

Выположенная часть кровли с гипсометрическими отметками, не превышающими 1000 м, и мощностью надинтрузивных пород, не превышающей 900-1000 м, по форме в первом приближении соответствует контурам рудного узла (см. рис. 1-А). Обобщенная линия, вдоль которой вероятнее всего происходит крутое погружение кровли Бекчи-Улской интрузии, дешифрируется на поверхности фронтальной зоной цепочки локальных ее выступов среди вмещающих пород. Северо-западная экзоконтактная зона массива подверглась интенсивной деструкции, что нашло отражение в появлении различных по величине клавишных блоков (см. рис. 2). Они фиксируются сложной морфологией кровли погребенной части интрузивного массива и вариациями мощности пород надинтрузивной зоны. Как видно из рис 2, общее ступенчатое погружение скрытой полой части контакта Бекчи-Улского массива осложнено серией поперечных выступов северо-западной и субмеридиальной ориентировки, которым на поверхности соответствуют ориентированные аналогичным образом свиты даек и малые тела гранитоидов. Отмеченные выше характерные особенности скрытой части интрузивного массива (золоторудного узла) отражают ее позицию в пределах крупного долгоживущего тектонического узла.

В морфологии кровли интрузива золоторудному полю Многовершинное отвечает пологонаклонный блок, ограниченный с 3-х сторон выступами. В пределах блока мощность пород надинтрузивной зоны варьирует от 200 до 900 м. Лишь зоны Медвежья и Скрытая располагаются на участке, где мощность пород надинтрузивной зоны выше. Блок разделен валообразным поднятием на 2 неравные части. Очевидно, поднятие формировалось в синрудное и пострудное время, поскольку над ним оруденение прерывается. Обращает на себя внимание, что выявленные рудные зоны - Главная, Промежуточная, Скрытая, Медвежья - расходятся веерообразно от выступа контакта интрузивного массива, который имеет форму клина (см. рис 2) Похожий по морфологии кровли блок намечается в пределах потенциального рудного поля Эватакского, что расположено к западу от рудного поля Многовершинное. Наряду с другими признаками это свидетельствует о необходимости продолжения здесь работ, нацеленных на выявление промышленных объектов, локализованных в том числе и в осадочной толще (возможна комбинация крутопадающих и пологих рудных тел). По имеющимся неполным данным в близкой позиции к зонам Главной и Промежуточной месторождения Многовершинного находятся участки: Салоли (аномалия ВП более 12 %), Процентный, Веселый, Полянка (аномалии ВП более 10 %).

Подводя итог, отметим, что сопоставление материалов по выраженности Бекчи-Улского золоторудного узла в данных разных методов исследования приводит к следующим заключениям.

В материалах ранних стадий изучения, когда сведения о золотоносности ещё скудны, выраженность данного металлогенического объекта (как потенциального рудного узла) определяется пространственным совпадением эндоконтактной зоны длительно развивающегося, дифференцированного массива гранитоидов с крупным долгоживущим тектоническим узлом, образованным системами разломов глубокого заложения различной ориентировки. Указанные системы разломов закартированы в масштабе 1:200 000 (см. рис. 1-А) и проявлены градиентными зонами, цепочками локальных аномалий, а также в морфологии физических полей (см. рис. 1-В,Г). Выположенная скрытая часть массива, соответствующая площади рудного узла, ограничена с востока линией выхода кровли массива (контакта) на поверхность, а с северо-запада - фронтальной зоной выхода на поверхность цепочки небольших интрузивных тел гранитоидов среди вмещающих пород.

Ареал развития этих тел соответствует площади рудного узла, т.е., оконтурив его, мы с высокой вероятностью оконтуриваем площадь рудного узла. В геофизических материалах ареал отчётливо совпадает с переходной зоной, которая в юго-западном направлении является открытой (не локализуется).

Интересно, что общее представление о морфологии скрытой части кровли интрузивного массива и особенностях его блокового строения можно получить из данных аэромагнитной съёмки (см. рис. 1-Г и 2). В этих же данных лучше, чем в материалах геологической съёмки, прослеживается разделение площади рудного узла на 3 рудных поля. В пределах хорошо изученного Многовершинного рудного поля направление изолиний поля силы тяжести, а особенно магнитного поля ( $\Delta T$ ), согласуется с направлением рудоносных зон (см. рис. 2-В, Г), что необходимо использовать при планировании работ на потенциальных рудных полях. Каждое выделенное рудное поле причленяется к своей области пониженного гравитационного поля.

Описанный пример убеждает в необходимости продолжения специальных исследований, имеющих своей целью определение выраженности типовых металлогенических объектов разных полезных ископаемых и усовершенствования на этой основе методики их объективного оконтуривания на ранних стадиях изучения по данным площадных съёмок.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. М.: Недра, 1991. 192 с.
2. Булкин Г.Л., Нежинский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. Л.: Недра, 1991. 262 с.
3. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России/Под ред М.М. Константинова, И.С. Розенблюма. М.: Ком. по геологии и использованию недр РФ, Северо-восточный геол. ком., 1992. 139 с.
4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
5. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.А. О глубинной природе рудно-магматических систем тихоокеанского типа // Тихоокеан геология. 1992. № 2. С. 66-78.

Поступила в редакцию 10 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

***B. G. Saxin***

***Deep-seated structure and peculiarities of mapping of the Bekchi-Ula gold major zone (the Amur lower reaches region)***

Problems of localization of metallogenic targets of ore major zone and ore area are discussed with the special reference to the Bekchi-Ula gold major zone including a well known Mnogovershinnoe gold and silver deposit based on the geological and geophysical data. The latest data on the specific features of the ore major zone deep-seated structure and the degree of their manifestation while studying them by various methods are given. Empirical materials from the best studied type metallogenic targets are suggested to be accumulated to improve the techniques of their delineation at early stages of investigation.

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 553 (571.66+571.66)

**КАРТА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ  
МАСШТАБА 1:500 000**

**А.Ф. Литвинов\***, **М.Г. Патока\***, **Б.А. Марковский\*\***, **Ю.Ф. Фролов\***, **А.А. Коляда\*\*\***, **А.И. Поздеев\***

*\*Камчатприродресурс, г. Петропавловск-Камчатский*

*\*\* Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

*\*\*\*ЗАО "Корякгеолдобыча", г. Петропавловск-Камчатский*

Подготовленная к изданию карта является первой современной сводкой по полезным ископаемым территории Камчатской области и Корякского автономного округа, содержащей характеристику всей ее минерально-сырьевой базы, включая данные, полученные в самые последние годы. Она составлена по единой методике на геологической основе масштаба 1 500 000 с использованием материалов по геологической съемке и доизучению масштаба 1: 200 000 и 1: 50 000, поисковым, разведочным и обобщающим опытно-методическим и тематическим работам по состоянию на 01.01.98 г. К карте приложен каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых.

Геологическая основа карты сопровождается зональной легендой с подразделением на ряд структурно-формационных зон. Среди последних выделены зоны Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области: Пенжинская, Центрально-Корякская, Хатырская, Олюторская, Западно-, Центрально-, Восточно-Камчатская, Приокеанская, Курило-Южно-Камчатская. На северо-западе в пределы территории частично входит Гижигинская структурно-формационная зона Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. Эти зоны соответствуют сочленяющимся по глубинным разломам блокам земной коры, имеющим свои отличительные глубинные геофизические параметры и свои особенности стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении. Разделяющие их крутопадающие глубинные разло-

мы выявлены в последние годы и подтверждены в процессе составления карты комплексными геолого-геофизическими данными, материалами МАКС и отображены в ряде последних публикаций. Командорские острова отнесены к Алеутско-Аляскинской складчатой области.

На схеме металлогенического районирования выделены соответствующие структурно-формационным зонам одноименные металлогенические провинции. В их пределах прослежены металлогенические зоны складчатого основания Пенжинско-Тайгоноская, Нижне-Пенжинская, Таловско-Майнская, Центрально-Корякская, Вывенская, Таманваямская, Хайрюзовская, Срединная, Валагинско-Карагинская и Приокеанская. На них наложены металлогенические зоны, связанные с проявлениями разновозрастного субаэрального, в меньшей степени - субаквального вулканизма. В составе металлогенических зон выделены рудные (Западно-Корякский, Ляпганайский, Центрально-Корякский, Пылгинский, Ильпинский, Северо-Камчатский, Анавгайский, Центрально-Камчатский, Карагинский, Южно-Камчатский), рудно-россыпные (Окланский, Тайгоносский, Мургалевский, Ушканьинский, Таловский, Сейнаровский, Ватынский, Ачайваямский, Крутогоровский, Быстринский, Авачинский) и россыпные (Облуковинский) районы.

К схеме металлогенического районирования приложены поперечные металлогенические и геофи-

зические профили, подтверждающие блоковую, глубинную самостоятельность выделенных структурно-формационных зон и соответствующих металлогенических провинций. Самостоятельность этих зон и общее их северо-восточное простираие до субширотного в северо-восточной части подчеркивается и всеми прилагаемыми геофизическими схемами сейсмического районирования, аномалий силы тяжести и аномального магнитного поля. Поперечные же структуры, хоть и существенны, но резко подчинены этим доминирующим структурным направлениям и отражают лишь частные металлогенические особенности более высокого порядка.

Карта сопровождается таблицами металлогенических эпох и провинций и эволюции формационных типов оруденения. В первой выделено 9 металлогенических эпох (в млн лет): позднепротерозойская-раннепалеозойская (1300-350), позднепалеозойская (350-240), раннемезозойская (240-150), раннемеловая (150-100), позднемеловая (100-65), раннепалеогеновая (65-45), позднепалеогеновая (45-22), миоценовая (22-5) и плиоцен-четвертичная (5-0), с распределением эндо- и экзогенной металлоносности по металлогеническим провинциям. Во второй таблице показаны различные формационные типы оруденения в разных провинциях в их металлогенической эволюции.

Прилагаемые к карте схемы нефтегазоперспективных бассейнов и гидрогеологического районирования общим северо-восточным простираием выделенных на них бассейнов, районов и вулканических наложенных областей также дополняют и подтверждают общий северо-восточный структурный план рассматриваемой территории.

Из показанных на карте 2291 месторождения, проявления, пункта минерализации и ореола рассеяния для 37 наиболее характерных месторождений и проявлений полезных ископаемых составлены крупномасштабные карты-врезки, планы и разрезы. Среди них - Кшукское, Нижне-Квакчикское, Северо-Колпаковское и Средне-Кунжикское газоконденсатные месторождения; месторождения каменного и бурого угля Корфское, Крутогоровское, Гореловское и

Тигильское; месторождения и проявления меди и никеля Квинум, Шануч, меди и молибдена Малахитовое; Айнаветкинское месторождение олова; месторождения ртути Чемпура, ртути и сурьмы Ляпганайское и Олюторское; месторождения и проявления золота Сергеевское, Аметистовое, Агинское, Асачинское, Родниковое, Озерновское, Золотое, Кумроч, Караковское, Сухариковская группа, Бараньевское, россыпь р. Горелой; россыпи платины руч. Ледяного и р. Левтыриновьям со схемами Сейнав-Гальмознанского и Гальмознанского (деталь) массивов; месторождения самородной серы Малетойвьямское, пемзы Ильинское, цеолитов Ягоднинское, парогидротерм Мутновское, термальных вод Верхне-Паратунское и углекислых вод Малкинское.

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000 позволяет определить основные детали геологического и структурно-формационного строения и общие закономерности размещения полезных ископаемых в характерной зоне перехода континент-океан. Она дает достаточно четкое представление о минерагенической и, следовательно, геолого-промышленной специализации этого региона на определенные комплексы минерального сырья.

По характеру и содержащейся в ней информации карта является комплексной, обзорной, мелко-масштабной и представляет интерес для решения ряда научных и практических задач. Она позволяет получить информацию о положении полезных ископаемых в пространстве и времени в зависимости от их связи с главными типами геологических формаций и горных пород в процессе развития земной коры одного из интереснейших участков зоны перехода континент-океан.

Карта может использоваться для различных геологических обобщений, прогнозно-минерагенических построений и сравнительного минерагенического анализа, выбора основных направлений геологосъемочных и поисковых работ, может служить наглядным геологическим учебным пособием при подготовке специалистов различного геологического профиля.