Номер 4 ISSN 0016-853X Июль - Август 1993

# ГЕОТЕКТОНИКА

# Главный редактор Ю.М. Пущаровский

действительный член Российской академии наук

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



МАИК НАУКА



Российская академия наук

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

## № 4 1993 Июль - Август

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

Главный редактор Ю.М. Пущаровский

Заместитель главного редактора А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

#### М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия), Е.Е. Милановский, В.Д. Наливкин, А.С. Перфильев, А.В. Чекунов, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

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

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

#### Yu.M. Pushcharovsky - Editor

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

Editorial board

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov, G.R. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky, V.D. Nalivkin, A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life, scientific literature advertisements, cartographic materials and devices. *Postmaster:* "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН Телефон 230-81-77; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

> Москва Международная академическая издательская компания "Наука"

=

#### Номер 4, 1993

1

	•
Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов	
В. Н. Шолпо	3
Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы	
М. А. Гончаров	19
Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион)	
В. С. Федоровский, Л. Ф. Добржинецкая, Т. В. Молчанова, А. Б. Лихачев	30
Структура и эволюция Олекминского мегасвода	/
В. И. Сизых, Ю. В. Комаров	$\sqrt{46}$
Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала	
Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев	56
Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона	
В. Л. Клишевич, А. Н. Храмов	66
Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность	
В. В. Ярмолюк, А. А. Воронцов	76
Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий Океан) как показатель погребенных древних структур	
И. Н. Говоров, Г. И. Говоров, В. П. Симаненко, Ю. А. Мартынов	87

# CONTENTS

-

-

### Number 4, 1993

Chaos and regularity in the structure of mobile belts	
V. N. Sholpo	3
Balanced arrangement of the tectonic flow and structural parageneses	
M. A. Goncharov	19
New type of melange (Baikal, Ol'khon Region)	
V. S. Fedorovsky, L. F. Dobrzhinetskaya, N. V. Molchanova, A. B. Likhachev	30
Structure and evolution of the Olekma mega-dome	
V. I. Sizykh, Yu. V. Komarov	46
Post-collision Devonian magmatism of the North Urals	
R. G. Yazeva, V. V. Bochkarev	56
Reconstruction of Turkestan paleoocean (Southern Tien Shan) for the Early Devonian	
V. L. Klishevich, A. N. Khramov	66
Devonian volcanism in the eastern framing of the Mongolian Altai and its structiral adapt	
V. V. Yarmoluk, A. A. Vorontsov	76
Ankaramite assemblages of the Markus-Wake Seamounts (Pacific Ocean) as indicators of buried ancient structures	
I. N. Govorov, G. I. Govorov, V. P. Simanenko, Yu. A. Martynov	87

удк 551.241.37 **ХАОС И УПОРЯДОЧЕННОСТЬ В СТРУКТУРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ** 

© 1993 г. В. Н. Шолпо

Институт физики Земли РАН, Москва Поступила в редакцию 04.03.93 г.

Проблема соотношения хаотичности и упорядоченности структуры рассматривается на примере строения и развития Средиземноморского подвижного пояса. Установленные в нем наиболее общие закономерности: форма подвижного пояса в плане, ритмичность его общего строения, неоднородность проявлений эндогенных процессов – оказываются свойственными также азиатской ветви Тихоокеанского пояса. Образование и развитие наблюдаемой структуры наиболее удовлетворительно и непротиворечиво объясняется геодинамической моделью, в основе которой лежат процессы адвекции.

#### введение

В последние годы вопросы пространственной организации структуры нашей планеты приобрели особую актуальность и вызывают повышенный интерес с разных точек зрения. Но на первом месте стоят, как представляется, тектонический аспект проблемы. Наше понимание строения тектоносферы и ее эволюции, приведшей к наблюдаемой структуре, может сильно варьировать в зависимости от того, что в этой структуре кажется нам главным - упорядоченность и регулярность или беспорядок и хаотичность. В ряде последних публикаций Ю.М. Пущаровский своевременно и правомерно привлек внимание геологов к нелинейности структурообразующих процессов в литосфере [29 - 32]. В самом деле, в такой сложной многофазной системе, какой является литосфера, связанная к тому же со всеми остальными геосферами, линейные процессы могут быть только исключением. Образно говоря, линейность - это маленький островок в океане господствующей в природе нелинейности [45]. Однако кажется чрезмерным упрощением отождествление нелинейности геодинамических процессов с их хаотичностью во времени и пространстве. Хаос при этом считается как бы следствием нелинейности. Можно на многих примерах физикохимических преобразований показать, что нелинейные термодинамические системы эволюционируют как раз от хаоса к порядку [28]. Да и в работе [31] приводится модель развития каскадной (многоэтажной) конвекции в мантии, которая является примером упорядоченности структуры в большей степени, чем проявлением хаотичности.

В то же время в недавних публикациях Е.Е. Милановского [24, 25] убедительно показана поразительная симметрия глобальной системы рифтов, по крайней мере в южном полушарии Земли. На определенную правильность и рельефа, и геологической структуры планеты указывали многие исследователи и прошлого, и нынешнего веков, что выразилось в формулировании географических и геологических гомологий [45]. Хотя А.П. Карпинский, который одним из первых обратил внимание на геологические сходства и подобия, специально подчеркивал, что "математической правильности ни в распределении самих континентов, ни в их очертаниях, ни в аналогичном геологическом строении ожидать нельзя" [19].

Как же быть в этой ситуации? С одной стороны, утверждается, что хаотичность и нерегулярная неравномерность – наиболее характерные черты тектогенеза во времени и пространстве, и в пользу этого приводится вполне надежная фактическая аргументация. С другой – отмечаются правильности и подобия структуры, а периодичности геологических процессов посвящена огромная литература, и это считается существенным признаком всей эволюции Земли, и тоже убедительно подкрепленное фактами. Казалось бы, непримиримые позиции, альтернативные методологические установки, которые никак нельзя совместить. Но что-то должно быть истинным, что-то ложным. Или истина лежит, как это часто бывает, посередине?

Стоит, наверно, обратиться к специалистам по нелинейной термодинамике, где вопросы хаоса и порядка возникли, обсуждались и проработаны глубже, чем это сделано в науках о Земле. Вот что пишет по этому поводу И.Р. Пригожин, лауреат Нобелевской премии, один из основоположников нового направления исследований: "Во многих случаях довольно трудно провести четкую границу между такими понятиями, как "хаос" и "порядок" ...Какой бы конкретный смысл мы ни вкладывали в термины "порядок" и "хаос", ясно, что в некоторых случаях последовательность бифуркаций приведет к необратимой эволюции и детерминированность характеристических частот порождает все большую случайность, обусловленную огромным числом частот, участвующих в процессе" [28, с. 225, 226]. Позже он писал: "...порядок и беспорядок оказываются тесно связанными один включает в себя другой" [27, с. 49]. И дальше: "...порядок и беспорядок сосуществуют как два аспекта одного целого и дают нам различное видение мира" [27, с. 50]. Возможно, именно в таком дуалистическом понимании проблемы и состоит выход из кажущегося тупика, хотя для геологии, более двухсот лет развивавшейся как строго детерминистская наука, это очень нетрадиционный подход. Но, в конце концов, в физике дуализм в понимании природы элементарных частиц тоже установился только в первой четверти нашего века. Может быть, и для геологии настал черед перейти от строго детерминированных моделей к моделям нелинейным и неоднозначным. В этом призыве, безусловно, состоит основное значение и заслуга работ Ю.М. Пущаровского [28 - 31].

С этим, скорее всего, и связано то, что одновременно в пространственном распределении структур просматривается и нерегулярная неоднородность, и упорядоченность. Весь вопрос в том, на что направлен взгляд исследователя в каждой конкретной задаче. Видимо, в науках о Земле так же, как и в неравновесной термодинамике, для исследования фазовых переходов сложных систем требуется введение некоего "параметра порядка", который "не только характеризует степень порядка в процессе перехода, но и описывает существенные свойства конечного упорядоченного состояния... Параметр порядка – многокомпонентная переменная, содержащая информацию о наиболее важных характеристиках системы" [18, с. 107]. Однако проблема в том, что науки о Земле, и геотектоника прежде всего, не подготовлены к тому, чтобы выработать и ввести такой термодинамический параметр. Надо, видимо, научиться описывать и статичную картину существующей структуры, и процессы, ее формирующие, в тех терминах и характеристиках, которые позволят в дальнейшем сформулировать специальные задачи нелинейной геодинамики и неравновесной термодинамики.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Необходимо обратиться в этой связи к конкретным примерам и обсудить некоторые способы описания структуры литосферы в характеристиках и параметрах, которые позволили бы впоследствии перейти к оценкам меры упорядоченности или меры хаотичности, отражающим существенные черты и структуры, и отдельных стадий ее развития. Примером, очевидно, может быть любой крупный регион, включающий достаточное разнообразие структур. Но кажется наиболее выгодным рассмотреть для начала современные подвижные пояса континентов, и в первую очередь Средиземноморский пояс, поскольку здесь структурообразующие процессы последнего этапа проявились с наибольшей интенсивностью и контрастностью, а кроме того, они меньше затушеваны последующими процессами, не имеющими отношения к основным этапам структурообразования в самом подвижном поясе.

Геологическое строение и глубинная структура Средиземноморского подвижного пояса изучены достаточно полно, хотя и неравномерно, что позволяет сопоставлять строение литосферы на разных по глубине уровнях, а стало быть, в какой-то мере процессы формирования геологической структуры связать с преобразованиями во всей литосфере.

Проблема пространственной организации структуры Средиземноморского подвижного пояса с давних пор ставилась многими исследователями. Различные схемы взаимоотношений и связи складчатых поднятий, входящих в состав Средиземноморского подвижного пояса, предлагались в разное время, начиная с Э. Зюсса в 1886 г. В большинстве таких схем, принадлежащих П. Термье, Л. Коберу, Г. Штилле, Р. Штаубу и многим другим, ясно выражено стремление найти продолжение одной складчатой зоны в другой, выявить их общность и непрерывность [49].

Критериями таких построений служат сходство формаций и фаций одновозрастных образований, структурные аналоги, региональные простирания структур, преобладающая вергентность. Такие попытки установления взаимосвязи складчатых поднятий можно увидеть и в работах самого последнего времени [8 - 11].

При рассмотрении общей структуры Средиземноморского пояса В.Е. Хаин [39, 40] придает большое значение крупным поперечным к общему простиранию пояса линеаментам, разделяющим последний на систему относительно приподнятых и опущенных участков, или сегментов. Особое внимание уделяется при этом тому, как сказывается в строении конкретных складчатых зон пересечение их трансконтинентальными линеаментами, протягивающимися в пределы соседних платформ на значительные расстояния. Важнейший из таких линеаментов – Транскавказское поднятие - прослеживается от Доно-Медведицких дислокаций на Восточно-Европейской платформе до поднятия Рутба на Аравийской плите. Норгидо-Нигерийский линеамент пересекает всю Западную Европу от Балтийского щита и доходит на юге до Африканской платформы. Подчеркивание роли и значения таких поперечных линеаментов выдвигает на первый план не связь отдельных складчатых систем и их взаимные продолжения, а их относительную независимость, обусловленную общим разделением подвижного пояса на отдельные сегменты.

В то же время на всех схемах, где прослеживаются взаимоотношения структур Средиземно-

морья, анализ сделан только на основании строения и простирания складчатых поднятий. Это совершенно естественно, так как здесь представлен наиболее надежный и обширный фактический материал для изучения процессов накопления осадочных комплексов, реконструкции истории геологических событий, последовательности и условий деформации пород. Горные складчатые области представляют собой самый главный и основной источник геологических данных, питающих наши представления о геологической эволюции региона, о пространственно-временных особенностях процессов тектогенеза. Но при этом каких-либо закономерностей в пространственном распределении структур, их регулярности ни в одной из предложенных схем усмотреть нельзя [49].

Если остановиться на этом, то мы остаемся с единственным выводом, что упорядоченность и регулярность в структуре подвижного пояса отсутствуют. Но достаточно ли для такого заключения данных о расположении и простирании только складчатых поднятий, которые отнюдь не занимают первого места в структуре Средиземноморья хотя бы по распространенности на площади? Большая часть пространства подвижного пояса занята опущенными участками земной коры – передовыми и межгорными прогибами, изометричными впадинами разного типа ("овалами оседания"). Хотя для расшифровки структуры и истории развития таких тектонических депрессий в большинстве случаев необходимо опираться не на прямые геологические наблюдения, а на интерпретацию геофизических исследований, их значение для понимания общей эволюции структуры Средиземноморья никак не меньше, чем горных складчатых областей. Поэтому необходимо рассмотреть размещение в пределах Средиземноморского подвижного пояса всех типов тектонических структур, входящих в его состав [46 - 48].

Но прежде остановимся на характеристике общей структуры Средиземноморского пояса в плане. Как известно, он занимает южную часть Европы, протягивается в Азию и до Памира имеет в целом широтное простирание. На этом пространстве он образует ряд чередующихся сужений и расширений, придающих его структуре в плане линзовидный характер. На меридиане Кавказского перешейка ширина подвижного пояса не превышает 500 км. К западу и к востоку от перешейка происходит значительное (до 1500 - 2000 км) расширение пояса: в Иране, на меридиане Лутской глыбы и на Карпато-Балканском участке. Следующие сужения наблюдаются на меридиане Памира на востоке и к западу от Альп. Расстояния между повторяющимися сужениями или расширениями укладываются в очень узкие пределы -3000 - 3500 км. Таким образом, линзовидная структура подвижного пояса в плане подчинена определенной ритмичности.

Участки максимальных сужений и расширений подвижного пояса сочетаются с пересечениями его крупными трансрегиональными линеаментами. Транскавказское поднятие пересекает подвижный пояс в месте его сужения, более западное сужение совпадает с Норгидо-Нигерийским линеаментом, а Памирское – с Индо-Памирским. Расширение подвижного пояса в Иране совпадает с Урало-Оманским линеаментом, а в Карпато-Балканском регионе - с глобальной линией, протягивающейся от Исландии до Красного моря и на разных участках имеющей разные названия – Вардарская зона, Лабинская линия. Для многих из этих линеаментов установлено их древнее, доальпийское во всяком случае, заложение, а для Транскавказского поднятия – дофанерозойское [44].

Это позволяет сделать вывод, что поперечные трансконтинентальные линеаменты образуют устойчивый каркас, который сказывается и в структуре, и в развитии подвижного пояса и, по существу, определяет основные черты его современного геологического строения. В.Е. Хаин подчеркивал, что "разделяемые зонами поперечных разломов сегменты геосинклинальных систем развиваются существенно различно" [39, с. 214]. В то же время, влияя на протяженность продольных зон подвижного пояса и в какой-то мере определяя их конфигурацию в плане, поперечные линеаменты не создают полной автономии отдельных его сегментов. Продольная зональность, структурная и структурно-историческая, сохраняется на всем протяжении Средиземноморского пояса, отражая связность общей его структуры. Линзовидное или четкообразное, линейно-петельчатое, по выражению некоторых исследователей [8], строение Средиземноморского подвижного пояса, возникшее в результате наложения продольной субширотной зональности на систему поперечных линеаментов, – важная особенность организации его структуры, которая должна быть объяснена при попытках найти причины его деформирования.

В сложной гетерогенной структуре Средиземноморья может быть выделено по крайней мере четыре основных типа структур: 1) складчатые поднятия с мощным комплексом осадков мезозойского и кайнозойского возрастов, интенсивно деформированным, смятым в складки и слагающим покровы разных типов; 2) обширные области массивов доальпийского фундамента, разбитых на блоки продольными и поперечными разрывами, с локально развитым маломощным осадочным чехлом со складчатостью промежуточного типа; 3) зоны крупных региональных разрывов и трансконтинентальных линеаментов, обычно соответствующие зонам глубинных разломов; 4) прогибы и депрессии разного типа с недеформированным комплексом молодых осадков или со складчатостью прерывистого типа (рис. 1).



Рис. 1. Структурная схема Средиземноморского подвижного пояса.

1 – мезозойско-кайнозойские деформированные комплексы в складчатых поднятиях; 2 – выходы доальпийского фундамента в складчатых областях; 3, 4 – срединные массивы: 3 – выходы древнего фундамента, 4 – опущенные и скрытые молодым осадочным чехлом; 5 – передовые и межгорные прогибы; 6 – тафрогенные впадины; 7 – платформы, прилегающие к подвижному поясу; 8 – крупные региональные разломы; 9 – поперечные линеаменты.

На такой намеренно упрощенной и огрубленной схеме выявляются некоторые геометрические подобия и соответствия. И видимо, не случайно, что такие правильности и подобия наблюдаются прежде всего в группе наиболее активно развивавшихся структур, где процессы тектогенеза протекали наиболее интенсивно, а структурно-вещественные преобразования литосферы были существенными. Это складчатые и складчато-покровные поднятия, а также внутренние (межгорные) изометричные впадины – так называемые "овалы оседания".

Все или почти все складчатые поднятия Средиземноморского пояса примерно равновелики по своим размерам в плане: их длина по простиранию укладывается в пределы 1200 - 1500 км, а ширина изменяется от 60 до 150 км. Во всех случаях каждое складчатое поднятие разделено поперечной структурой (линеаментом) разного рода на два равные по размерам сегмента. Это линия Джудикария в Альпах, которая делит их на Западные и Восточные, линия Анкона-Анцио в Апеннинах, линия Шкодер-Печ в Динаридах, Транскавказское поднятие на Большом Кавказе. Поперечная флексура делит на две половины складчатую систему Понта, а наложенный поперечный прогиб разделяет на Западный и Восточный поднятие Тавра. Несмотря на разную природу этих поперечных линеаментов, во многих случаях установлено, что это структуры длительного развития, что нашло отражение в смене фаций, главным образом на раннеальпийских этапах развития [40, 44, 46, 47].

Кроме того, складчатые поднятия характеризуются еще одной общей особенностью структуры. Преобладающая вергентность: направление движений по надвигам, перемещение покровов, опрокидывание складок – даже в случае дивергентных структур всегда направлена в сторону более стабильных соседних платформ, изнутри подвижного пояса к его внешнему краю (однако исключением является Большой Кавказ). Следующая общая особенность внутренней организации структуры складчатых поднятий, которые имеют ярко выраженную форму антиклинориев, - это их двугорбое строение по простиранию, отражающее закономерные ундуляции шарнира. По этому признаку, например, Альпы и Большой Кавказ оказываются более близкими, чем Альпы с Апеннинами, хотя последние – складчато-покровные сооружения и как будто бы это деласт их более близкими "родственниками" [47].

Все внутренние изометричные впадины имеют форму, приближающуюся к круговой, и очень мало варьируют по диаметру, размеры которого составляют 400 - 500 км. Это само по себе – свидетельство соразмерности и геометрической правильности, тем более, что впадины этого типа занимают большую часть площади Средиземноморья, хотя распределены в структуре неравномерно. Наибольшая концентрация изометричных впадин наблюдается в центральной части Средиземноморья, где три впадины занимают практически всю южную половину подвижного пояса – Тирренская, Ионическая и Эгейская, а Паннонская определяет выступ подвижного пояса далеко на север, в пределы платформы. Складчатые поднятия занимают в этом сегменте подвижного пояса пространство, оставшееся не затронутым процессом прогибания этих впадин.

В связи с этим важно рассмотреть, каковы взаимоотношения таких изометричных впадин с окружающими их поднятиями, каков преимущественный характер их границ. Впадина Эгейского моря – яркий пример наложенного прогиба, дискордантного по отношению к структурам окружающей его суши. Критская дуга и Киклады – это не переработанные до конца остатки внутренних и внешних Эллинид. Однако северное и южное обрамления впадины вполне согласны с общим простиранием структур, и такие соотношения более характерны для изометричных впадин.

Согласный характер границ выступает на первый план при рассмотрении Тирренской и Паннонской впадин. Складчатые поднятия, располагающиеся по их периферии, имеют в целом согласные с границами впадин простирания. Естественно, по окраинам впадин наблюдаются структуры обрушения и наложения молодых процессов опускания на обрамляющие поднятия, но это локальные осложнения, а в целом эти впадины и поднятия образуют конформную структуру. И это относится к большинству внутренних изометричных впадин. Таковы Южно-Болеарская котловина, восточная часть Черноморской впадины, южная ванна Каспия. При приближении к Каспийской впадине с запада и с востока простирания все более омолаживающихся складчатых структур постепенно разворачиваются и становятся согласными с контурами впадины, а в пределах акватории на дне Каспийского моря вдоль Кавказского его берега современные формирующиеся складки имеют меридиональные простирания. Такая конформность структуры поднятий и впадин, видимо, является свидетельством взаимосвязанности их развития и составляет еще одну закономерность общей структуры Средиземноморского подвижного пояса.

Кратко суммируя рассмотрение геометрических соотношений распределения структур разных типов на площади Средиземноморья, можно сформулировать некоторые закономерности общей структуры подвижного пояса.

1. Общая организация структуры Средиземноморского подвижного пояса характеризуется ритмичным линейно-петельчатым строением, выраженным в чередовании сужений и расширений вдоль его широтного простирания.

2. Линейно-петельчатое, линзообразное строение подвижного пояса взаимосвязано с каркасом крупных поперечных линеаментов, пересекающих его и выходящих за пределы самого пояса на соседние с ним платформы. Для большинства этих поперечных структур установлен их древний возраст, что позволяет считать соотношение продольных и поперечных направлений внутри подвижного пояса унаследованным.

3. Тектонически активные структуры, испытавшие наиболее интенсивные структурно-вещественные преобразования на последних этапах развития, близки по своим размерам на площади: и складчатые поднятия, и изометричные впадины примерно равновелики.

4. К расширениям подвижного пояса приурочены более сложные по конфигурации в плане структуры: круто изогнутые дуги, вихреобразные сопряжения дуг; в узких местах структуры более линейны, вытянуты вдоль общего простирания подвижного пояса.

5. Общая вергентность структур в складчатых поднятиях направлена от внутренних частей подвижного пояса к внешним более стабильным зонам, обрамляющим его. В тылу тех складчатых поднятий, где такая вергентность выражена наиболее ярко, обычно располагаются изометричные внутренние впадины.

Таковы закономерности организации структуры Средиземноморского подвижного пояса, вытекающие из анализа только лишь геометрических соотношений, которые можно извлечь из общих обзорных геологических и тектонических карт. На первый взгляд концентрация внимания на абстрактной "геометрии" уводит нас от конкретного геологического содержания, основанного, в первую очередь, на анализе вещественного состава осадочных, метаморфических и магматических формаций, составляющих структуры. Противоречит это как будто бы и принципу историзма, который всегда является неотъемлемой частью любого геологического анализа. Однако не следует забывать, что за абстрактными геометрическими линиями присутствуют конкретные геологические -тела, а анализ пространственного положения и размещения структур - такая же важная сторона леологического изучения земной коры, как и исследование ее вещества и истории развития. Современное размещение и сочетание структур в пространстве – интегральный результат всей длительной предшествующей геологической истории развития конкретного участка земной коры. Это и позволило сосредоточить внимание на данном аспекте проблемы в первую очередь, тем более, что прежде ему не придавалось того значения, которого это явление заслуживает.

Но легко заметить, что все сформулированные закономерности приблизительны, в них нет, как отмечал А.П. Карпинский, математической правильности, нет точности. Отсюда – это закономерности, тенденции, а не законы, подобные физическим. Такова, очевидно, природа геологических структур. Сходства, подобия, аналогии, конвергенция признаков даже в удаленных структурах и регионах хорошо известны каждому геологу. Но также хорошо геологи знают, что не только каждая складчатая область, но и каждая складка обладает специфическими чертами, делающими ее неповторимой. Но тем не менее мы пытаемся типизировать и классифицировать складки. Очевидно, надо иметь в виду мысль, наиболее точно выраженную Б.Г. Высоцким: "Труднейшая задача геологического исследования заключается в том, чтобы провести его между Сциллой безграничной индивидуализации и Харибдой неоправданной идеализации (генерализации)" [13, с. 216].

#### ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Для того, чтобы наметить пути к построению возможных моделей формирования наблюдаемой структуры, необходимо оценить распределение эндогенных процессов в пределах подвижного пояса и посмотреть, существует ли связь последних с установленными особенностями общей структуры.

Важным и наиболее наглядно выраженным показателем интенсивности процесса тектогенеза являются структурообразующие процессы во всех их проявлениях. Однако не существует надежных способов и критериев для количественной оценки интенсивности природных деформаций в складчатых областях. В этом случае возможно прибегнуть к качественным очень условным оценкам, подразделив все деформации на ограниченное число градаций. Для нашей цели может быть выделено три такие градации: развитие тектонических покровов пеннинского типа, сочетающихся со складчатостью, отражающее наиболее интенсивные деформации; покровы гельветского типа и параавтохтонные комплексы – средняя степень деформированности; и, наконец, автохтонные складчатые комплексы - наименьшая деформированность. Понятно, что внутри каждой из этих градаций степень деформации пород сильно дифференцирована и неоднородна и в ряде случаев может быть проведено районирование складчатой области по этому признаку [44], однако для первой, рекогносцировочной, если так можно сказать, оценки вполне пригодно такое предварительное и очень грубое разделение степени деформированности пород на эти три градации. На диаграмме (рис. 26) ясно видно, что интенсивность деформаций увеличивается в расширениях подвижного пояса и снижается в сужениях, т.е. этот показатель оказывается прямо связанным с общей конфигурацией подвижного пояса в плане.

Интенсивность проявления метаморфических процессов даже в подобной полуколичественной форме показать труднее, поскольку надо





располагать сопоставимыми по методике картами зональности метаморфизма по всем сегментам подвижного пояса и составляющим его складчатым областям. Однако качественные оценки дают возможность и здесь наметить некоторые корреляции. В Альпах, как известно, развит альпийский региональный метаморфизм амфиболитовой фации, который к тому же наложен на более ранний глаукофан-сланцевый метаморфизм. Такого же уровня метаморфизм – начальные стадии амфиболитовой фации или высокие стадии зеленосланцевой - свойствен и породам внутренних комплексов Апеннин и Динарид. В Апеннинах заметно метаморфизованы карбонатные комплексы внешних зон, превращенные, по существу, в мраморы. На Большом Кавказе региональный



Рис. 3. Схема распространенности мезозойско-кайнозойских гранитоидов в азиатской части Тихоокеанского пояса по [36].

 2 – ареалы концентрации гранитондов: 1 – до 10% на единицу площади, 2 – более 10%; 3 – границы подэнжного пояса; 4 – глубоководные желоба; 5 – Тихоокеанский океанический мегаблок; 6 – "жесткое" континентальное обрамление мезозойско-кайнозойских орогенных сооружений. альпийский метаморфизм затрагивает только самые нижние части комплекса альпийских осадков, едва достигая самых начальных стадий зеленосланцевой фации. Так же слабо проявлен метаморфизм и в других складчатых поднятиях, расположенных в пределах сужений подвижного пояса: Пиренеях, Телль-Атласе, Загросе. Так что относительно и этого эндогенного процесса может быть с достаточными основаниями отмечена такая же связь с общей структурой подвижного пояса, как и в случае интенсивности деформаций.

Средиземноморский подвижный пояс относительно беден проявлениями магматизма, поэтому трудно выявить определенную зависимость этого важного индикатора эндогенной активности от пространственного расположения структур. Однако некоторые общие тенденции все же удается установить. Офиолиты и основные вулканические породы играют заметную роль в комплексах складчатых областей в центральной части Средиземноморья от Восточного Атласа до Динарид [38, 40]. Восточнее, в Анатолийско-Иранском секторе, офиолиты распространены вдоль глубинных швов, продольных и поперечных, рассекающих внутреннюю область подвижного пояса, которая относится к активизированным частям срединных массивов. Изменение типов офиолитовой формации дает возможность заключить, что в центральной части Средиземноморья проницаемость коры была выше, чем в восточной части [38]. Заметные проявления гранитоидного магматизма, связанные с заключительными стадиями развития складчатого пояса, также наблюдаются лишь в Альпах и Динаридах. Разумеется, гранитоиды есть и в других частях подвижного пояса, однако их объемы так малы, что относительная доля интрузий в общем строении складчатых поднятий очень невелика. В этом случае наблюдается та же тенденция повышения интенсивности проявлений магматизма в широких местах подвижного пояса.

Таким образом, можно констатировать, что в местах расширения подвижного пояса напряженность и интенсивность и тектонических деформаций, и метаморфизма усиливаются, увеличиваются и объемы проявлений магматизма. Из этого можно сделать предварительное заключение, что сами расширения подвижного пояса являются результатом более высокой концентрации эндогенной энергии, удельная эндогенная энергия (на единицу площади) здесь была выше, чем в местах сужения подвижного пояса.

Установленные для Средиземноморского подвижного пояса эмпирические зависимости в организации его структуры и распределения в этой общей структуре интенсивности эндогенных процессов не являются уникальными, присущими только этому сегменту литосферы. Азиатский отрезок кругового Тихоокеанского пояса обнаруживает сходное линейно-петельчатое строение, причем чередование сужений и расширений и здесь происходит с той же периодичностью, как в Средиземноморье, – 3000 - 3500 км (рис. 3). Плотность концентрации гранитоидных формаций мезозойскокайнозойского возраста вписывается в эту общую структуру и подчеркивает ее [22, 26, 36]. Ритмичное линейно-петельчатое строение Тихоокеанского пояса в его азиатской части выражено в геофизических полях, проявлениях металлогении [22, 26], т.е. и здесь отмечается повышенная интенсивность эндогенных процессов в расширениях и снижение ее в сужениях пояса.

При всех различиях в строении Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов, которые очевидны и обусловлены их различным положением в структуре литосферы – первый внутриконтинентальный, второй расположен в переходной от континента к океану зоне, выявленное сходство имеет важное значение. Подобие общей структуры и подчинение ей интенсивности проявления эндогенных процессов, позволяют думать, что в этом проявлена какая-то общая закономерность, присущая строению и эволюции литосферы Земли.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Решить вопрос о том, насколько устойчиво во времени то поперечное расчленение подвижного пояса, которое наблюдается сегодня, можно, только реконструировав историю его геологического развития. Для этого была выполнена серия палеотектонических реконструкций. Необходимо прежде остановиться на принципах их составления и пояснить суть проделанных подсчетов. История геологического развития Средиземноморского подвижного пояса в мезозое - кайнозое была разделена на несколько стадий, общих для всех его сегментов и отвечающих естественным этапам, на протяжений которых сохранялась более или менее устойчивая геотектоническая обстановка и стабильное распределение зон осадконакопления и размыва. Этим объясняется крайняя неравномерность абсолютной продолжительности во времени различных стадий. Кроме того, была составлена схема для поздней перми, чтобы оценить условия, которыми закончился герцинский цикл и которые явились стартовой позицией для альпийского. На схемах показаны области поднятий и прогибаний различной степени интенсивности распределение областей осадконакопления разного характера и областей эрозии. Для составления их обобщены данные по [3 - 6, 37, 50, 51].

В этой работе не использовался метод палинспастических реконструкций, который получил в последнее время широкое распространение, в том числе и для восстановления истории Тетиса [17]. Это требует, очевидно, некоторых объяснений. Нисколько не отрицая реальности существования тектонических покровов и процессов покровообразования, думаю, что считать их достоверным свидетельством сокращения поверхности земной коры оснований нет. В горизонтальные перемещения вовлекаются верхняя часть комплексов осадочных и метаморфических пород, в каких-то случаях – часть более древнего доальпийского фундамента. Но это совершенно не требует обязательного сокращения объемов и площади коры, а может быть обусловлено совсем другими процессами.

Признаками якобы реально происходившего сокращения поверхности коры считаются офиолитовые и флишевые формации, из которых первые рассматриваются как реликты дна палеоокеанов, а вторые - как седиментационные образования приокеанических областей [17, 50]. Но детальное исследование петрологии и литологии офиолитовых формаций Средиземноморья и других континентальных подвижных поясов, а также сопоставление их с условиями и составом осадочных и вулканогенных образований в современных океанах приводят многих исследователей к выводу, что офиолитовые формации Средиземноморья не могут считаться аналогами современного океанического дна [3, 20, 21, 38]. Например, Б.Г. Лутц в одной из последних работ пишет: "Можно твердо сказать, что наиболее распространенным и типичным офиолитам континентальных подвижных поясов нет современных аналогов в структурах океанского дна и в переходных зонах от океана к континентам... Считать такие офиолитовые разрезы остатками океанической коры геологического прошлого нет никаких оснований" [21, с. 89].

Установленное разнообразие типов офиолитовых формаций и распределение их в Средиземноморском регионе противоречит любым мобилистским реконструкциям и прямо противоположно тому, что этими построениями предполагается. Получается нелепый парадокс. В западной половине Средиземноморья, где считается, что никогда не было настоящего океана, а располагался лишь узкий залив Тетиса, офиолиты ближе по составу к океаническим, чем на востоке, где они очень далеки от океанических пород, и где, однако, Тетис якобы расширялся до размеров в несколько тысяч километров и отвечал уже настоящему океану.

А флишевые формации там, где проведено детальное исследование С.Л. Афанасьевым [7], обнаруживают такое тесное генетическое родство с одновозрастными соседними с ними шельфовыми образованиями, что считать их экзотическими фациями, чуждыми данному региону и всему окружению, никак нельзя.

Автохтонное развитие Тетиса без палинспастических построений показано и на картах недавних, и совсем новых атласов [6, 37], а к отрицанию возможности крупных горизонтальных перемещений значительных блоков литосферы в пределах Тетиса на основании анализа новейших палеомагнитных данных пришел К.М. Стореведт [52].

Нет возможности подробно рассматривать отдельно каждую стадию развития региона в альпийском цикле, поэтому сразу придется остановиться на некоторых общих тенденциях (рис. 4). На протяжении альпийского цикла Средиземноморский пояс проходит общую и обычную для геосинклинальных поясов эволюцию, начавшуюся с относительно спокойного и выравненного, слабо дифференцированного состояния с преобладанием поднятий на площади (в перми и триасе), сменившегося интенсивной трансгрессией, охватившей почти всю площадь пояса к середине мела, с одновременным усилием контрастности и дифференцированности областей поднятия и прогибания. К концу цикла дифференцированность возрастает и одновременно снова начинают преобладать поднятия, особенно с наступлением неотектонической орогенной стадии.

Определенные связи интенсивности процессов вертикальных движений, их контрастности и дифференцированности с общей линейно-петельчатой структурой как будто не обнаруживаются. Но если подсчитать площади, занятые поднятиями и прогибами разного рода в пределах расширений и сужений подвижного пояса, и вычислить для каждого такого сегмента отношение суммарной площади осадконакопления к площади эрозии, то изменение этого показателя в пространстве и во времени может оказаться подчиненным некоторым закономерностям (рис. 5). На первый взгляд обособление участков расширений и сужений пояса и в этом случае кажется в целом довольно случайным. Однако на некоторых стадиях отчетливо видно, что этот показатель устойчиво нарастает с запада на восток (пермь), а на других - сужения характеризуются меньшими значениями, чем расширения (ранняя и средняя юра и поздний мел - палеоген), т.е. отчетливо просматривается поперечная расчлененность пояса. Очевидно, эта относительная мера "мористости" испытывает влияние сразу двух тенденций – с одной стороны, некоторого общего тренда, который наблюдается при движении к востоку от океана в глубь континента, и обособленности поперечных участков – с другой. При этом в периоды относительного тектонического спокойствия, каким является пермь, проявляется общий тренд, а на стадиях повышенной тектонической активности вертикальных движений с большей ясностью выступает поперечная расчлененность подвижного пояса.

На графиках изменения отношения площади прогибаний к площади поднятий во времени для каждого сегмента видно (рис. 6), что динамика на всех участках сходная (кроме памирского сужения) – возрастание этого показателя в середине цикла и снижение в начале и в конце, но кривые для восточной части подвижного пояса (см. рис. 6, линии 3, 4) располагаются всегда выше, чем для западной (см. рис. 6, линии 1, 2), т.е. происходит некоторое расчленение подвижного пояса по ли. нии Торнквиста-Тейссера на две половины, при этом восточная более однородна, менее диффе. ренцирована, чем западная. Очевидно, это также связано с некоторой общей закономерностью, имеющей характер тренда, – общим ослаблением тектонической подвижности с запада на восток. от Атлантики в глубь континента, что связано, очевидно, с принципиальными различиями в структуре и состоянии земной коры, проявляющимися не только на современном этапе [10, 12, 34, 35]. но и существовавшими на протяжении всего мезозоя - кайнозоя.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Установленные закономерности общей структуры Средиземноморского подвижного пояса и азиатской ветви Тихоокеанского, связанное с ней изменение интенсивности эндогенных процессов, а также показанные на примере одного из них общие тенденции развития, подчеркивающие на стадиях активизации тектонических движений поперечное расчленение подвижного пояса на сегменты, являются эмпирическим обобщением хорошо известного фактического материала, рассмотренного лишь под определенным углом зрения. Для выявления пространственных закономерностей были проанализированы обзорные геологические и тектонические карты. Для анализа тенденций развития использовались палеотектонические и палеогеографические реконструкции, в которые, безусловно, внесена некоторая доля идей и гипотез, однако это все-таки главным образом эмпирическое обобщение фактов. А связь и преемственность тектонических движений, которые прослеживаются от одной стадии к другой и обнаруживают в конце концов хорошую корреляцию с современными структурами, повышают, как представляется, надежность сделанных реконструкций.

Глубинное строение литосферы, тесно связанное с современными эндогенными процессами и коррелирующееся с наблюдаемой геологической структурой, позволяет сделать некоторые умозаключения о возможных физических моделях, ответственных за процессы структурообразования в пределах подвижных поясов. Несмотря на то, что геофизические поля отражают, в первую очередь, сегодняшнее, сиюминутное состояние и строение земной коры, во многих случаях они обнаруживают связь с древними структурами, развивающимися унаследованно, по крайней мере, с середины мезозоя. Так, сейсмичность распределяется в соответствии с сетью крупных разломов и линеаментов, имеющих достаточно



Рис. 4. Палеотектонические реконструкции для триасового (а), позднеюрско-раннемелового (б) и позднепалеогенового - ранненеогенового (в) этапов развития Средиземноморского подвижного пояса. 1, 2 – области умеренного: 1 – поднятия (равнинная суша), 2 – опускания; 3 – границы подвижного пояса; 4, 5 – интен-Сивные: 4 – опускания, 5 – поднятия (горные области).

ГЕОТЕКТОНИКА №4 1993



Рнс. 5. Графики отношения площадей осадконакопления к площади размыва для разных стадий развития Средиземноморского подвижного пояса в альпийском геотектоническом цикле.

длительную историю. Тепловой поток также отражает развитие не только сегодняшних собы. тий в коре и литосфере, а связан с более длитель. ными процессами преобразований, отражающих, очевидно, весь этап развития, известный как неотектонический (~25 млн. лет). Совокупность данных по тепловому потоку, гравитационным и магнитным аномалиям в сопоставлении с геологической структурой позволили несколько лет назал Е.Е. Милановскому показать распространенность и относительную интенсивность явлений мантийного диапиризма в пределах западной части Средиземноморского подвижного пояса [23]. Мантийные диапиры, согласно этим данным, приурочены в основном к внутренним изометричным впадинам – Тирренской, Эгейской, Паннонской и другим. Эта идея была поддержана и развита А.В. Чекуновым [41 - 43]. Мантийный диапир как реальное явление признается многими.

Но вместе с тем существует и какое-то предубеждение и недооценка этого процесса. Считается, что он не может обеспечить структурообразование и быть единственной или основной причиной, порождающей все разнообразие структурных форм. Кажется необходимым непременно добавить к нему общее сжатие подвижного пояса или даже рассматривать диапиризм только как некоторое дополнение к горизонтальному раздавливанию подвижного пояса между окружающими его платформами. Для такого представления нет, по нашему убеждению, никаких оснований. Процесс же диапиризма опирается на некоторые наиболее фундаментальные принципы устройства нашего мира. "В физике сосуществуют две универсалии: тепло и гравитация, – пишут И.Р. Пригожин и И. Стенгерс. – Гравитация действует на инертную массу, которая подчиняется гравитации, не испытывая ее действия иным путем, кроме как через движение, которое приобретает или передает. Тепло преобразует вещество, определяет изменение состояния и вызывает изменение внут ренних свойств" [28, с. 155]. На этих физически универсалиях и базируются все проявления диапи ризма на любых глубинных уровнях литосферы.

Неоднократно было показано, что процессы диапиризма, а в более широком смысле, предло женном В.В. Белоусовым, процессы адвекции [9 могут обеспечить структурообразование в очен широком диапазоне структурных форм. На тес ретических и лабораторных моделях было проде монстрировано, что возможно моделировани целых складчатых зон без привлечения внешнег сжатия [14, 15, 33, 44]. При этом с неизбежносты возникают взаимосвязанные и вертикальные, горизонтальные перемещения вещества, а далеко продвинутых стадиях процесса адвекци амплитуды горизонтальных перемещений могу превысить вертикальные, но только в тонко приповерхностном слое. На самых ранних ста диях процесса на определенном уровне в модел



**Рис. 6.** Графики изменения отношения площадей осадконакопления к площади размыва для различных сегментов (1-5) Средиземноморского подвижного пояса.

Сужения: 1 – Пиренейско-Алжирское, 3 – Крымско-Кавказское, 5 – Памирское; расширения: 2 – Альпийско-Карпатское, 4 – Иранско-Афганское.

возникает горизонт или слой, испытывающий общее горизонтальное сжатие, которое компенсируется растяжением в верхней и в нижней частях модели (рис. 7). Общее сжатие, подчеркнем это еще раз, возникает только за счет внутренних объемных сил, без какого бы то ни было внешнего сокращения размеров модели. Очевидно, этот уровень общего сжатия мы и наблюдаем чаще всего в природе при пересечениях складчатых областей. А компенсирующие зоны растяжения, как правило, оказываются недоступны непосредственному наблюдению - в верхней части они оказываются эродированными, а в нижней – глубоко погруженными, и у нас нет надежных способов распознать ситуацию растяжения по геофизическим данным. В итоге адвективные перемещения вещества и связанные с этим деформации пород можно считать наиболее подходящим процессом, ответственным за развитие структурообразования в подвижных поясах, а модель адвекции рассматривать как основную рабочую гипотезу, которую предстоит проверять всем комплексом доступных методов.

Рассматривая сейсмический процесс как современное проявление процессов тектогенеза, можно извлечь очень важную информацию о распределении активных полей напряжений. Исследования, направленные на получение поля напряжений в земной коре по механизму очагов землетрясений, получили сейчас широкое распространение и разными методами проводятся различными группами специалистов. Для нашей задачи представляют интерес результаты, полученные О.И. Гущенко с соавторами для участка Средиземноморского пояса между Эгейским и Каспийским морями [16].

Распределение главных нормальных напряжений на этом участке показывает, что всю картину напряженного состояния в регионе определяют впадины Эгейского и Южно-Каспийского блоков, движение которых ответственно за развитие тектонических и сейсмических процессов на современном этапе. Никакого влияния платформ, соседних с этим участком Средиземноморского пояса, в картине напряженного состояния не чувствуется [16]. Это представляется весомым аргументом в пользу реальности представлений, что именно процессы мантийного диапиризма и возникшие затем на месте этих диапиров тафрогенные впадины ответственны за распределение основных структур в регионе. Более того, поскольку картина распределения напряжений подчеркивает современную структуру региона, а тангенциальные напряжения - сеть крупных шолпо



Рис. 7. Математическая модель процесса адвекции (по [14]).

Крапом обозначены элементарные ячейки, испытавшие горизонтальное сжатие.

региональных разломов, большая часть которых имеет древнее заложение, это свидетельствует о том, что современные процессы в главных своих чертах развиваются по достаточно древнему структурному плану, унаследованному по крайней мере с середины мезозоя.

Конкретизация этой общей модели адвективных движений применительно к отдельным складчатым областям или различным участкам и регионам подвижных поясов – специальная большая задача [46 - 48]. Однако и в таком общем виде с помощью этой модели основные особенности общей тенденции развития и пространственно-временные закономерности структуры Средиземноморья могут быть поняты и осмыслены.

Но в связи с этим возникает вопрос: что управляет неравномерным, но упорядоченным распределением эндогенной энергии, поступающей в литосферу? Очевидно, следует для этого обратиться к той сумме движений, которые испытывает Земля как планета. Есть основания считать, что именно внешние планетарные движения организуют и распределяют эндогенную энергию в теле Земли. Важное значение имеет периодичность тектонического процесса, нашедшая выражение в представлении о тектоно-магматических циклах. Причины этой периодичности должны быть осмыслены совершенно по-новому в связи с периодичностью процесса эволюции системы Земля-Луна, что было установлено недавно Ю.Н. Авсюком [1, 2]. Это открытие ведет к очень серьезным геофизическим последствиям и должно вскрыть причины не только периодичности тектоно-магматических циклов, но и основные особенности пространственного распределения эндогенной энергии, поступающей в литосферу.

Из приливной эволюции, которая, как показано в [2], сама по себе обусловлена малыми нелинейными эффектами, ведущими к большим последствиям, протягивается связующая нить к нелинейной геодинамике. Как справедливо подчеркивает Ю.М. Пущаровский [30], только на основе нелинейной геодинамики можно понять все особенности развития процессов тектогенеза во времени и пространстве. И более того, именно в исследовании нелинейности многообразных взаимосвязей геосфер могут открыться пути для реального представления о диалектическом единстве хаоса и упорядоченности и его проявлении в эволюции литосферы. Настаивая на протяжении всей статьи на регулярности и упорядоченности структуры, мы намеренно прибегли, может быть, к "неоправданной идеализации", в первую очередь, из-за того, что этому не уделялось в последнее время должного внимания. Однако не следует забывать, что при "безграничной индивидуализации" все больше будут проступать беспорядок и нерегулярность сложной неоднородной структуры литосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н. Сопоставление эндогенных режимов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию со схемой приливной эволюции системы Земля-Луна // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ, 1987. С. 193 - 216.
- 2. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля-Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13 22.
- Архипов И.В. Офиолиты Альпийской складчатой области как индикатор деструкционного процесса // Геология и разведка. 1983. № 11. С. 32 - 42.
- 4. Архипов И.В. К палеогеографии и палеотектонике области Тетис // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 7. С. 17 - 24.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1987. 157 с.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. І. Текст. Робертсон Груп., ГИН РАН, 1992.
- Афанасьев С.Л. Флишевые формации мезокайнозоя Большого Кавказа // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 17 - 33.
- Афанасьева Н.С., Буш В.А., Кац Я.Г. и др. Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 123 - 132.
- 9. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- 10. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
- Белоусов В.В., Дмитриева Б.И. О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия // Геотектоника. 1984. № 5. С. 15 - 21.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1986. № 6. С. 8 - 20.
- 13. Высоцкий Б.П. Проблемы истории и методологии геологических наук. М.: Недра, 1977. 280 с.
- 14. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- 15. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- 16. Гущенко О.И., Мастрюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830 - 835.
- 17. История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. 154 с.
- Карери Дж. Порядок и беспорядок в структуре материн. М.: Мир, 1985. 232 с.
- Карпинский А.П. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов // Горный журнал. 1888. Т. І.
- 20. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Лутц Б.Г. Фермационные типы офиолитовых разрезов (Интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) // Геодинамические исследования. 1989. № 13. С. 69 - 93.

- Маслов Л.А., Романовский Н.П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубиннын геолого-геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 3 - 23.
- 23. Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его "рамы" в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 3 - 10.
- 24. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3 - 20.
- 25. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1988. № 4. С. 3 - 16.
- Нагибина М.С., Антипин В.С., Гатинский Ю.Г. и др. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии // Геотектоника. 1981. № 6. С. 77 - 91.
- Пригожин И.Р. Философия нестабильности // Вопросы философии. 1991. № 6. С. 46 52.
- Пригожин И.Р., Стенгерс И. Поряд из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 431 с.
- Пущаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Докл. АН РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157 - 161.
- 30. Пущар вский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3 - 6.
- Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
- Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 9.
- Рамберг Г. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. О методе выявления современных эндогенных режимов // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ, 1987. С. 274 - 301.
- 35. Рогожин Е.А., Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Геологические условия возникновения очагов сильных землетрясений Средиземноморского альпийского пояса // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ, 1987. С. 133 - 150.
- 36. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудномагматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 198 с.

- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Ч. 2. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л., 1989.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезо-Тетиса. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1984. 193 с.
- 39. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- 41. Чекунов А.В. Глубинные мотивы тектогенеза // Геофизический журнал. 1988. Т. 10. № 5. С. 3 - 12.
- Чекунов А.В. Эволюция тектоносферы юго-восточной Европы // Тектоносфера Украины. Киев: Наукова думка, 1989. С. 4 - 17.
- 43. Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3 - 15.
- 44. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М. : Недра, 1978. 176 с.
- 45. Шолпо В.Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? М.: Наука, 1986. 160 с.
- 46. Шолпо В.Н. Пространственные закономерности размещения складчатых областей Средиземноморья // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ, 1987. С. 45 - 64.
- 47. Шолпо В.Н. Основные закономерности внутреннего строения и пространственного размещения складчатых областей Средиземноморья // Геодинамические исследования. 1989. № 13. С. 46 - 68.
- Шолпо В.Н. Пространственная организация структуры литосферы подвижных поясов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 124 - 135.
- 49. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. Introduction to the geology of the Northern Apennines // Sediment. Geol. 1970. Vol. 4. N. 3/4. P. 207 - 249.
- Berberian M., King G.C.P. Towards a paleogeography and tectonic evelution of Iran // Canad. J. Earth Sci. 1981. Vol. 18. P. 210 - 265.
- Sander N.J. Structural evolution on the Mediterranean region on during the Mesozoic era // Geology and hystory of Sicily. Tripoly, 1970. P. 43 - 133.
- 52. Storevedt K.M. The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt: mega-elements in a new global tectonic system // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1990. Vol. 62. N. 1, 2.

#### **Chaos and Regularity in the Structure of Mobile Belts**

#### V. N. Sholpo

The problem of relations between chaos and regularity of structure on the example construction and development of Miditerranian mobile belt is considered. Determined in it the most general appropriatenes such as the form of mobile belts in the plane, the rhythm of its general construction, unhomogeneous revealations of endogeneous processes are peculiared also to Asian part of Pacific Ocean zone. The form and development of exploration structure most satisfactorily and noncontradictively explained the geodynamic model based on the processes of advection. **УДК 551.243** 

#### КОМПЕНСАЦИОННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

#### © 1993 г. М. А. Гончаров

Геологический факультет МГУ, Москва Поступила в редакцию 21.09.92 г.

Предпринята попытка навести "мост" между конвективной геодинамикой и учением о структурных парагенезах. Из фундаментального закона непрерывности геологической сплошной среды вытекает неизбежность компенсационной организации тектонического течения (КОТТ) и универсальность конвективного процесса в тектоносфере и составляющих ее геосферах. Восходящие тектонические движения компенсируются нисходящими, вертикальные – горизонтальными, глубинные горизонтальные – поверхностными, сжатие – растяжением. Взаимно скомпенсированы компоненты тектонического течения: поступательное движение, вращение и деформация элементарных объемов. Структурные парагенезы, порожденные тектоническим течением, также организованы в компенсационные совокупности – структурные ячейки.

В настоящее время в геотектонике в числе прочих развиваются два перспективных направления. Одно можно назвать "конвективной геодинамикой" (по аналогии с конвективной гидродинамикой в механике сплошных сред), другое – учением о структурных парагенезах. Цель статьи в наведении "моста" между этими научными направлениями.

Конвективная геодинамика бурно развивалась в последние 30 лет на "параллельных курсах" как идей мобилизма, так и фиксизма. Концепция тектоники литосферных плит стимулировала интерес к конвекции в подлитосферной мантии. При этом главным становился вопрос выяснения механизма горизонтальных перемещений плит, амплитуды которых неизбежно вызывали представление о крупномасштабном характере конвекции. Идеи инверсии плотности в тектоносфере и слагающих ее отдельных геосферах вызвали интерес к конвекции более мелкого масштаба для объяснения происхождения таких структур, как мантийные диапиры, глубинные диапиры, гранито-гнейсовые и соляные купола. Главный акцент делался на выявлении механизма вертикального "всплывания" вещества. В последнее время предпринимаются попытки рассматривать конвекцию в Земле как процесс многоярусный и разномасштабный [19, 20, 25]. Тем не менее, структурообразующая роль конвективного процесса выяснена далеко не полно, что сдерживает развитие конвективной геодинамики.

Учение о структурных парагенезах, рассматривающее сочетания структурных форм (складок, разрывов, кливажа, будинажа), возникающих в едином поле тектонических напряжений (при горизонтальном сжатии, растяжении, сдвиге), развивалось в основном в последние 30 лет [17]. В этом отношении структурная геология отстала от других областей геологии, в которых парагенетический анализ давно служит мощным инструментом исследования. Объем геологического пространства, включающий в себя некоторый структурный парагенез, значительно больше объема отдельных структурных форм, слагающих данный парагенез. Следуя логике парагенетического анализа уместно поставить вопрос: как сочетаются между собой в пространстве различные структурные парагенезы и не образует ли их совокупность объем еще более крупного ранга? А.В. Лукьянов отвечает на этот вопрос положительно и предлагает называть упорядоченное множество парагенезов, заключенных в таком объеме, "структурным рисунком". При его формировании не возникает "проблемы пространства" или "проблемы совместимости деформаций": структурные парагенезы в пределах структурного рисунка сочетаются между собой таким образом, что весь деформируемый объем остается сплошной средой. Например, структурный парагенез, возникший в обстановке горизонтального сжатия, компенсируется структурным парагенезом горизонтального растяжения в другом месте. Однако учение о структурных парагенезах развивалось в отрыве от конвективной геодинамики.

Исследования автора статьи преследуют цель ликвидировать отрыв посредством выяснения типов структурных рисунков, возникающих в результате конвективного процесса [2, 5 - 10, 30].

#### УТОЧНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЙ

В литературе давно и много пишется о тектонических движениях и деформациях. Эти понятия часто считаются сами собой разумеющимися и не нуждающимися в определениях. Термины "складчатые тектонические движения" и "складчатые деформации", "горизонтальные (вертикальные) движения" и "горизонтальные (вертикальные) деформации" и им подобные нередко употребляются как синонимы, вертикальные движения противопоставляются горизонтальным. Поскольку геологическая среда является сплошной, то для целей нашего исследования необходимо уточнить эти понятия на основе постулатов механики сплошных сред. Автор поддерживает тезис А.В. Лукьянова, сформулированный им в 1980 г. [17], согласно которому любой элементарный объем горных пород в общем случае испытывает одновременно поступательное движение (ПД), вращение (ВР) и деформацию (ДФ). Это в совокупности квалифицируется как тектоническое течение (TT) всех материальных точек элементарного объема и может быть представлено в виде символической. формулы:

$$TT = \Pi \Pi + BP + \Pi \Phi.$$
(1)

Формула не претендует на физическую строгость хотя бы потому, что компоненты ТТ имеют разные размерности: ПД – размерность длины или скорости, а два других компонента безразмерны или имеют размерность скорости ВР и скорости ДФ. В частном случае, элементарный объем может испытывать только ПД (жесткий блок, перемещающийся вертикально или горизонтально), только ВР (моноклиналь между поднятием и впадиной) или только ДФ (осевая часть зоны спрединга). Возможны и различные сочетания, когда лишь один из компонентов ТТ равен нулю.

Во избежание недоразумений подчеркнем, что TT испытывают все точки сплошной среды, которые могут только перемещаться, говорить об их BP и ДФ бессмысленно. Элементарные объемы могут, наряду с ПД, испытывать BP и ДФ. Последняя тем однороднее, чем меньше элементарный объем. Поэтому критерий "элементарности" – это тенденция к однородности его ДФ, когда плоскости остаются плоскостями, а параллельные плоскости сохраняют параллельность (исходный куб превращается в параллеленипед).

Представление геологического пространства как совокупности его элементарных объемов дает возможность ввести понятие о полях ТТ, ПД, ВР и ДФ, которые не являются независимыми. Как подчеркивает А.В. Лукьянов [17], поле ТТ представляет собой интегральную характеристику процесса, поле ПД – характеристику последнего, осредненную для элементарного объема, состоящего из множества точек, а поля ВР и ДФ – его дифференциальную характеристику. Для простоты изложения рассмотрим двумерный случай плоско-параллельного течения в вертикальной плоскости, имеющее место, например, при формировании линейных в плане тектонических структур, когда течение вдоль их простирания отсутствует. Векторное поле TT - s(x, z) - считается известным, если известен вектор перемещения каждой его точки, первоначально имевшей горизонтальную координату <math>x и вертикальную координату z. Вектор имеет горизонтальную  $s_x$  и вертикальную  $s_x$  составляющие.

Дифференцируя поле TT по координатам x и z и считая объем вещества, участвующего в TT, постоянным (о чем более обстоятельно будет сказано ниже), можно получить поле BP и поле ДФ:

$$\alpha = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial s_z}{\partial x} - \frac{\partial s_x}{\partial z} \right); \qquad (2)$$

$$\varepsilon_{xx} = -\varepsilon_{zz} = \frac{\partial s_x}{\partial x} = -\frac{\partial s_z}{\partial z};$$
 (3)

$$\varepsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial s_x}{\partial z} + \frac{\partial s_z}{\partial x} \right). \tag{4}$$

Здесь  $\alpha$  – угол жесткого поворота элементарного объема в радианах,  $\varepsilon_{xx}$  и  $\varepsilon_{zz}$  – величина деформации удлинения или укорочения этого объема вдоль соответствующих осей координат,  $\varepsilon_{xz}$  – величина деформации сдвига вдоль соответствующих осей.

Простой пример, иллюстрирующий смысл одной из формул (3), состоит в следующем: если фронтальная часть элементарного объема испытала большее перемещение, чем его тыловая часть, то в направлении этого перемещения объем испытал деформацию растяжения, если наоборот, – имела место деформация сжатия.

Продифференцировав равенства (2) - (4) по времени, можно получить зависимости поля скоростей ВР ω и поля скоростей ДΦ έ от поля скоростей TT v:

$$\omega = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_z}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial z} \right); \tag{5}$$

$$\dot{\varepsilon}_{xx} = -\dot{\varepsilon}_{zz} = \frac{\partial v_x}{\partial x} = -\frac{\partial v_z}{\partial z}; \qquad (6)$$

$$\dot{\varepsilon}_{xz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \tag{7}$$

Формулы (2) - (7) описывают соотношение ТТ, ВР и ДФ в пределах каждого элементарного объема.

Следующий вопрос – выяснение общих закономерностей, связывающих три величины в геологическом пространстве или отдельной его части.

#### КОМПЕНСАЦИОННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И УНИВЕРСАЛЬНОСТЬ КОНВЕКТИВНОГО ПРОЦЕССА

Каркасом всех законов и закономерностей, открытых в естественных науках, являются различные постоянные величины (константы) и "законы сохранения". Число л, гравитационная постоянная, сохранение массы и энергии – вот некоторые примеры. Принцип актуализма утверждает, постоянство экзогенных и эндогенных процессов с течением времени – на этом построена историческая геология. Среди фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики: уравнение движения Навье-Стокса, общее уравнение переноса тепла и уравнение непрерывности – последнее, выражающее закон сохранения массы, также относится к категории констант. Уравнение в первом приближении, соответствующем постоянству объема жидкости при ее течении, обычно выглядит так (в двумерной записи):

div 
$$\mathbf{v} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = \dot{\varepsilon}_{xx} + \dot{\varepsilon}_{zz} = 0.$$
 (8)

По сути, это другая форма записи уравнения (6). Она отражает факт, что удлинение элементарного объема в одном направлении полностью компенсируется его укорочением в перпендикулярном направлении. В качестве примера можно привести укорочение слоистого массива при складкообразовании в горизонтальном направлении и его удлинение по вертикали.

Представление о компенсации не ограничивается только элементарным объемом. Компенсация прогибания земной поверхности осадконакоплением, выжимания материала из одного места нагнетанием его в другое, растяжения – сжатием, воздымания – погружением – вот далеко не полный перечень установленных частных закономерностей. В последнее время за рубежом занимаются построением так называемых "скомпенсированных геологических разрезов" (balanced cross-sections). Таким образом, имеются основания положить в фундамент выявления закономерностей организации ТТ и трех его компонентов закон непрерывности сплошной (геологической) среды, отраженный в (8). Это первая особенность TT.

Вторая фундаментальная особенность организации TT заключается в том, что тектонические движения и деформации определенного ранга характеризуются определенной глубиной заложения [24] и поэтому охватывают лишь некоторую геосферу, а не все геологическое пространство [1]. Структурным выражением этой закономерности является выполаживание на глубине структур различных рангов. Так, корни гор и антикорни впадин, наиболее контрастно выраженные на границе астеносферы и литосферы, затухают к подошве астеносферы [26]. Многие структуры, выявляемые по сейсмическим и гравиметрическим данным в верхней части консолидированной коры являются продолжением на глубину приповерхностных структур. Они затухают по мере приближения к так называемому инверсионному сейсмическому этажу, для которого характерна горизонтальная расслоенность и который располагается в средней части коры [16]. Более мелкие структуры, развитые в осадочном чехле, выполаживаются при приближении к кристаллическому фундаменту. Солянокупольные структуры затухают по мере приближения к подошве соляного комплекса. Складки также выполаживаются с глубиной, а наиболее показательны в этом отношении дисгармоничные межслойные складки [3].

Третья фундаментальная особенность организации ТТ – закономерное чередование областей (зон, участков) тектонического воздымания и прогибания, что находит свое выражение в перемежаемости положительных и отрицательных структур различного ранга.

Фундаментальные особенности организации ТТ позволяют построить следующую схему: некоторый элементарный объем, находящийся в зоне вертикального тектонического потока, испытывает восходящее ПД. Под ним располагается вертикальная цепочка других элементарных объемов, также испытывающих восходящее ПД. Мысленно двигаясь по этой цепочке вниз, мы дойдем до элементарного объема, расположенного на подошве геосферы, охваченной ТТ. Это место полного выполаживания растущей положительной структуры. Данный объем, в отличие от расположенных выше, не испытывает восходящего ПД. Чтобы здесь не образовалась пустота, а геологическая среда сохранила свою сплошность, необходима компенсация вертикального восходящего потока вещества горизонтальным потоком вдоль подошвы рассматриваемой геосферы. В тылу этого горизонтального потока также может образоваться пустота. Для ее компенсации необходим вертикальный нисходящий поток, а он всегда существует, стимулируя развитие сопряженной отрицательной структуры. Нетрудно прийти к заключению о неизбежном существовании замыкающего эту "карусель" противоположного по направлению поверхностного потока вещества. Он, в частности, может быть выражен сочетанием денудации на своде поднятия и осадконакопления в смежной впадине.

Таким образом, при формировании положительных и отрицательных структур различного ранга имеет место компенсационная организация тектонического течения (КОТТ). Она выражается во взаимообусловленном сосуществовании парных тектонических потоков – двух вертикальных и двух горизонтальных, "замыкающих" друг друга. Оси потоков образуют в вертикальном разрезе прямоугольник, длина основания которого соответствует расстоянию между осями смежной пары растущих структур (положительной и отрицательной), а высота - мощности геосферы, охваченной ТТ. Если назвать данный прямоугольник ячейкой КОТТ, то рассматриваемая геосфера окажется разбитой на такие ячейки, причем в смежных направление вращения "карусели" будет

противоположным, наподобие вращения в смежных шестернях часового механизма.

Кинематическая картина КОТТ в своих деталях есть не что иное, как картина конвекции в некотором горизонтальном слое (геосфере), включая разделение слоя на отдельные конвективные ячейки. Обычно к представлениям о конвекции приходят, кладя в основу анализа подогрев снизу, инверсию плотности и т.п. Стандартного пути не избежал и автор в попытке построить новую (термофлюидную адвективную) концепцию геосинклинального складкообразования [4, 5]. Однако все предполагаемые причины конвекции в Земле и ее отдельных геосферах неизбежно гипотетичны. В рассматриваемом случае мы приходим к представлению о конвективном характере ТТ, основываясь на его фундаментальных особенностях, гораздо более достоверных, чем любые предполагаемые причины конвекции. Более того, со временем может отыскаться неизвестная пока более основательная причина конвекции в Земле, но сам факт универсальной КОТТ, имеющей конвективный характер, останется незыблемым.

Следующий шаг – это построение простейшей математической модели КОТТ и ее анализ для получения геологически значимых следствий.

#### ПРОСТЕЙШАЯ МОДЕЛЬ КОМПЕНСАЦИОННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ (КОТТ)

Простейшая модель КОТТ представляет собой решение фундаментального уравнения непрерывности (8) с граничными условиями, вытекающими из двух других фундаментальных закономерностей организации ТТ. Сопряженность областей поднятия и прогибания позволяет представить вертикальную составляющую скорости TT - v<sub>z</sub> в виде периодической функции вдоль горизонтальной оси x (в простейшем случае синусоиды). Часто принимается и это подтверждено практикой, что глубина заложения сопряженных положительных и отрицательных структур соизмерима с их шириной. Поэтому в первом приближении можно принять длину полуволны периодической функции равной мощности геосферы, в которой происходит формирование структур. В подошве и кровле этой геосферы v, обращается в нуль.

Решение уравнения (8), при принятых граничных условиях, в простейших периодических функциях, с точностью до постоянного слагаемого для горизонтальной составляющей скорости TT  $v_x$ , таково:

> $v_x = -\cos x \sin z;$  $v_z = \sin x \cos z.$  (9)

Формула, справедливая для точек, участвующих в ТТ, в первом приближении справедлива и для элементарных объемов, испытывающих ПД. Оговорка о постоянном слагаемом, являющемся результатом интегрирования, необходима потому, что рассматриваемая геосфера может, например, в составе литосферной плиты участвовать в поступательном горизонтальном движении, что никак не влияет на все нижеследующие рассуждения, касающиеся внутриплитных процессов (в данном примере). Мощность геосферы, в которой происходит ТТ, равная длине полуволны синусоиды, принята для простоты равной  $\pi$ , а характерная скорость ПД в точке с координатами  $(\frac{1}{2}, 0)$ , находящейся в центре геосферы на оси восходящего потока, для v, принята равной 1. Начало координат отстоит на равном расстоянии от подошвы и кровли геосферы и на том же расстоянии - от осей восходящего и нисходящего потоков, располагаясь в центре квадратной в вертикальном разрезе ячейки КОТТ (рис. 1). Слева и справа от этой ячейки показаны краевые части смежных ячеек с противоположным направлением вращения вещества.

КОТТ на рис. 1 отображена в виде синусондальных эпюр, характеризующих распределение значений горизонтальной составляющей вектора скорости ПД вдоль центральной вертикальной линии и вертикальной составляющей – вдоль центральной горизонтальной линии (т.е.  $v_x$  при x = 0и  $v_z$  при z = 0, в соответствии с формулой (9)). Площади всех четырех "лопастей" эпюр равны, а это означает, что через каждую из четырех координатных полуосей в единицу времени "протекают" одинаковые количества вещества. Поэтому, например, в правую верхнюю четверть ячейки через ось x "втекает" из этой четверти ячейки через ось z. Это и есть КОТТ в наглядном виде.

Модель (9) поля скоростей тектонического течения физически реальна, поскольку аналогичное поле скоростей течения имеет место в простейшем случае стационарной конвекции в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости со свободными (отсутствие касательных напряжений) плоскими (отсутствие вертикальных смещений) изотермическими границами, происходящей при малой надкритичности в форме линейно вытянутых в плане валов при равномерном подогреве снизу (подробнее в [4]). Этот простейший случай хорошо изучен физиками, начиная с Дж.У. Рэлея, с использованием трех фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики. Тот факт, что мы получили аналогичное поле скоростей TT (9), используя только одно из этих уравнений – (8), свидетельствует о решающей роли последнего в формировании названного поля скоростей.

Зная поле скоростей ПД элементарных объемов геологической среды (9), нетрудно с помощью формул (5) - (7) определить поля двух



Рыс. 1. Компенсационная организация тектонического течения (КОТТ) и его компоненты: поступательное движение (ПД), вращение (ВР) и деформация (ДФ) в некой геосфере (вертикальный разрез в плоскости течения). Простейшая модель. Остальные пояснения в тексте.

1 – номера характерных точек ячейки; 2 - 4 – скорость ПД: 2 – эпюры вертикальной и горизонтальной составляющей при z = 0 и x = 0 соответственно, 3 – точки максимальной скорости, 4 – точки минимальной (нулевой) скорости; 5 - 8 – скорость ДФ: 5 – горизонтального укорочения, 6 – горизонтального удлинения, 7 – точки максимальной скорости, 8 – точки минимальной (нулевой) скорости.

других компонент ТТ: скорости ВР этих объемов ω и скорости их ДФ έ:

$$\omega = \cos x \cos z ; \qquad (10)$$

$$\dot{\varepsilon}_{rr} = -\dot{\varepsilon}_{rr} = \sin x \sin z; \qquad (11)$$

$$\dot{\mathbf{\varepsilon}}_{xx} = \mathbf{0}.\tag{12}$$

Равенство нулю скорости сдвига  $\dot{\varepsilon}_{xz}$  вдоль соответствующих осей координат означает, что в каждой точке ячейки оси максимальных скоростей удлинения  $\dot{\varepsilon}_1$  и укорочения  $\dot{\varepsilon}_3$  ориентированы вертикально или горизонтально. В правой нижней и левой верхней четвертях ячейки происходит горизонтальное укорочение и вертикальное удлинение, в других четвертях – деформация противоположного направления (рис. 1).

Рассматриваемую ячейку КОТТ можно разбить на 9 участков, отличающихся по свойствам ТТ. На рис. 1 цифрами обозначены 9 точек, наиболее характерных для каждого из них. Анализ формул (9) - (11), направленный на выявление экстремумов соответствующих тригонометрических функций, показывает, что в центре ячейки (точка 1) сочетаются максимум скорости ВР с отсутствием ПД и ДФ. По периметру ячейки (в остальных 8 точках) скорость ВР минимальна (равна нулю). В вершинах 2, 3, 6, 7 квадратного периметра ячейки минимум (нуль) ПД сочетается с максимумом скорости ДФ. Названные вершины расположены на осях восходящего и нисходящего потоков в нижних и верхних частях последних. В средних частях этих, а также двух горизонтальных потоков (точки 4, 5, 8 и 9), наоборот, максимум скорости ПД сочетается с нулевым минимумом скорости ДФ. Если говорить только о ПД, то из формулы (9) следует, что как по горизонтали, так и по вертикали увеличение вертикальной составляющей ПД  $v_z$  сочетается с уменьшением его горизонтальной составляющей v<sub>x</sub>, и наоборот. В частности, максимуму v, отвечает нулевой минимум v<sub>x</sub> в точках 4 и 5, обратное соотношение имеет место в точках 8 и 9.

Таким образом, ТТ организовано компенсационно не только в виде тенденции к кругообороту вещества в ячейке, но и по соотношению компонент (ПД, ВР и ДФ) в разных участках ячейки. Пониженные значения одного из них сочетаются с повышенными значениями других. Кроме того, горизонтальное сжатие в нижней части восходящего и в верхней части нисходящего потока компенсируется горизонтальным растяжением в верхней части восходящего и в нижней части нисходящего потока (рис. 1).

После выявления основных особенностей КОТТ, можно перейти к характеристике порождаемых им структурных парагенезов.

#### СТРУКТУРНАЯ ЯЧЕЙКА КАК СОВОКУПНОСТЬ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ, ПОРОЖДЕННЫХ КОМПЕНСАЦИОННОЙ ОРГАНИЗАЦИЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ (КОТТ)

В пределах ячейки КОТТ можно выделить 9 участков, отличающихся по соотношению компонент ТТ – ПД, ВР и ДФ (рис. 1). В каждом из них формируется свой структурный парагенез [5, 7]: 1 – в центре ячейки преобладает ВР при минимуме ПД и ДФ, структурный парагенез выражается в изменении наклона слоев (моноклиналь); 2 – в нижней части ячейки в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального сжатия, которая сочетается с восходящим ПД, а также ВР, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структрный парагенез выражен складчатостью общего смятия с кливажем или сланцеватостью осевой плоскости (прямая - на оси восходящего потока и все более наклонная по мере удаления от оси); 3 – в верхней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 2, только ПД – нисходящее; 4 – в средней части ячейки в области восходящего потока доминирует восходящее ПД при незначительной ДФ. ВР как на двух предыдущих участках. Структурный парагенез четко не выражен, ибо это зона перехода от участка 2 с горизонтальным сжатием к участку 6 с горизонтальным растяжением; 5 – в средней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 4, только ПД – нисходящее; 6 - в верхней части ячейки в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального растяжения. Она сочетается с восходящим ПД, а также с BP, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез выражен сбросами, грабенами, тектоническим разлинзованием слоев и т.п.; 7 – в нижней части ячейки в области нисходящего потока то же, что и на участке 6, только ПД – нисходящее. В отличие от участка 6, повышены температура и давление, чем обусловлена большая пластичность деформации (например, вместо сбросов - горизонтальная сланцеватость); 8 - в верхней ячейки между областями восходящего части и нисходящего потока доминирует горизонтальное ПД, направленное в сторону нисходящего потока, при незначительной ДФ. ВР нарастает вниз. Структурный парагенез – шарьяжи; 9 – в нижней

части ячейки между областями восходящего и нис. ходящего потока то же, что и на участке 8, только горизонтальное ПД направлено в противополож. ную сторону. Из-за большей пластичности деформации здесь развиты не шарьяжи, а резко асимметричные лежачие складки [18].

Различные структурные парагенезы группируются в пределах некоторой части геологического пространства достаточно закономерно, образуя сообщества – структурные рисунки [17]. При этом структурные парагенезы в пределах структурного рисунка сочетаются по принципу "совместимости деформаций" таким образом, что весь деформируемый объем остается сплошной средой [17]. Этому условию вполне отвечает совокупность структурных парагенезов, формирующихся в пределах ячейки КОТТ. Отличительной особенностью данного структурного рисунка является его "замкнутость" в пределах ячейки. Такой структурный рисунок может быть назван "структурной ячейкой" [5, 7]. "Замкнутость" структурного рисунка выражается в том, что в процессе ТТ в результате компенсационной организации форма ячейки остается неизменной. Она не испытывает ни ПД, ни ВР, ни ДФ. Это вынуждает структурные парагенезы внутри нее к взаимной компенсации. Другими словами, структурная ячейка – это компенсационно организованная совокупность структурных парагенезов [30].

Главную "ответственность" за возникновение структурных парагенезов несет ДФ. Именно она вынуждает элементарные объемы деформироваться, что стимулирует процесс возникновения парагенезов. Контролируют дальнейшую эволюцию структурных парагенезов другие компоненты ТТ – ПД и ВР. ПД переносит элементарные объемы из одной механической обстановки в другую. Например, из участка горизонтального сжатия в участок горизонтального растяжения. ВР элементарных объемов изменяет их ориентировку в ортогональном поле скоростей ДФ, обозначенном формулой (12) (см. выше). В результате подобного действия ПД и ВР в названных объемах совершается наложение нового структурного парагенеза на ранее возникший. Например, объем пород, приобретший на участке 7 субгоризонтальные полосчатость и сланцеватость (рис. 1), при перемещении на участок 9 осложняется лежачими асимметричными складками 1-й генерации. При дальнейшем перемещении на участок 2 – прямыми складками и субвертикальной сланцеватостью 2-й генерации, а в случае попадания на участок 6 – лежачими складками 3-й генерации. Такое наложение парагенезов характерно для структурной эволюции метаморфических комплексов (подробнее в [5, 18, 28]).

Заканчивая описание простейшей модели КОТТ и соответствующих ей структурных парагенезов, напомним принятые нами характеристики, обеспечившие ее простоту: 1 – квадратная в вертикальном разрезе ячейка КОТТ; 2 – пластическая (без разрывов) деформация внутри ячейки; 3 – плоско-параллельное ТТ в вертикальной плоскости, дающее возможность рассматривать картину ТТ только в вертикальном разрезе; 4 – одноярусность КОТТ, ограниченного рамками одной геосферы; 5 – один ранг всех ячеек КОТТ, возникающих в геосфере.

Несмотря на простоту модели, она реальна как физически – конвекция в горизонтальном слое при однородном подогреве снизу и слабой надкритичности, так и геологически – соизмеримость ширины линейных в плане поднятий с глубиной их заложения. Более того, квадратная в вертикальном разрезе ячейка КОТТ наиболее выгодна энергетически, так как в этом случае в ее центральной части практически совершается только ВР вещества, почти без участия более энергоемких ПД и особенно ДФ.

Однако природа всегда многообразнее и не укладывается в жесткие рамки простых моделей. Поскольку мы находимся пока в самом начале исследования КОТТ, то в рамках данной статьи имеет смысл лишь обозначить те следствия, которые могут быть результатом отклонения от особенностей простейшей модели.

#### ВАРИАНТЫ УСЛОЖНЕНИЯ ПРОСТЕЙШЕЙ МОДЕЛИ КОМПЕНСАЦИОННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ (КОТТ)

Удлиненная по горизонтали ячейка КОТТ. Физическая и геологическая реальность такой организации ТТ показана теоретически и экспериментально [4, 5, 13]. К подобной организации ТГ чаще всего приводит неоднородный подогрев конвектирующей геосферы снизу, локализованный в узкой линейной зоне (осевая зона спрединга, зона глубинного разлома и т.п.). Представить основные особенности КОТТ в рассматриваемом случае можно, мысленно деформировав квадратную ячейку (рис. 1) таким образом, чтобы ее горизонтальный размер увеличился во столько раз, во сколько раз уменьшился вертикальный. При этом останутся неизменными как общая площадь ячейки, так и площади "лопастей" эпюр ПД. Постоянство площади любой "лопасти" при изменении длины ее основания влечет за собой обратно-пропорциональное изменение длины перпендикулярных к этому основанию стрелок векторов скорости ПД: если ячейка удлинена по горизонтали в 2 раза, а по вертикали укорочена в 2 раза, то горизонтальные "лопасти" должны быть удлинены, а вертикальные укорочены тоже в 2 раза. Это означает укорочение векторов вертикальной составляющей скорости ПД тоже в 2 раза и соответственное удлинение векторов горизонтальной составляющей скорости ПД. Только при таком условии, например, в правую верхнюю четверть ячейки будет "втекать" в единицу времени через ось *x* столько же вещества, сколько из нее "вытекает" через ось *z*. Это одна из фундаментальных закономерностей КОТТ, означающая, что в такой ячейке характерная скорость горизонтального ПД в 4 раза превышает характерную скорость вертикального ПД. Другими словами, главными элементами ячейки будут два противоположно направленных горизонтальных потока – глубинный и поверхностный [13]. Они ответственны за формирование мегантиклинориев, структурных ступеней, поверхностных и глубинных тектонических покровов [4, 5, 8, 9].

Для развития тектонических покровов в верхней части ячейки имеются следующие предпосылки: вертикальный градиент горизонтальной составляющей скорости ПД, благодаря которому эта скорость убывает с глубиной, способствуя тектоническому расслаиванию (верхняя вертикальная "лопасть" на рис. 1); область горизонтального растяжения в тылу покровов, в зоне восходящего тектонического потока; область горизонтального сжатия во фронте покровов, в зоне нисходящего потока, где происходит "сгруживание" покровов и их изгибание в складки. Главным аргументом против "компрессионного" генезиса покровов является частое наличие в их тылу растяжения, несовместимого с представлениями о горизонтальном усилии, приложенном к тыловой части покрова. Главным же аргументом против "гравитационного" генезиса покровов является отсутствие существенного горного рельефа при их формировании. В модели КОТТ в тылу покровов имеется область горизонтального растяжения при горизонтальном рельефе поверхности, что позволяет в трактовке генезиса покровов обойти отмеченные трудности.

В нижней части ячейки горизонтальная составляющая скорости ПД возрастает с глубиной (нижняя вертикальная "лопасть" на рис. 1), что вызывает увеличение прогрессирующей деформации и соответственное усложнение структурного парагенеза, характерное для метаморфических комплексов [18]. В этой работе Ю.В. Миллер подчеркивает, что структурный парагенез в более глубинных зонах развивается одновременно с тектоническими покровами поверхностных зон, в ходе единого процесса горизонтального сдвигового течения. На рис. 1 видно, что направление сдвига с глубиной не изменяется – все верхние участки смещены влево. Однако это смещение относительное. Абсолютное же смещение, выраженное в ПД, направлено в верхней и нижней частях ячейки в разных направлениях [6]. Этот пример лишний раз подтверждает необходимость раздельного рассмотрения таких компонент ТТ как ПД и ДФ.

Другой тип удлиненной по горизонтали ячейки КОТТ можо получить, если мысленно отбросить верхнюю половину ячейки, изображенной на рис. 1. В этом случае правая горизонтальная "лопасть" символизует денудацию в области восходящего потока, а левая горизонтальная "лопасть" – осадконакопление в области нисходящего потока. Меньшие плотности осадков и, соответственно, бо́льшие объемы, чем у пород "фундамента", компенсируются тем, что последние в области поднятия никогда не денудируются до горизонтального уровня – низкогорный рельеф всегда существует. Более того, рельеф необходим для транспортировки обломочного материала от поднятия к области погружения.

Характерной особенностью ячейки денудационно-аккумулятивного типа является отсутствие участков 3, 6 и 8 (рис. 1) и соответствующих им структурных парагенезов. На участке 4 происходит денудация парагенезов горизонтального сжатия, формирующихся в правой нижней четверти ячейки, в первую очередь складчатости общего смятия. Благодаря этому складчатость обнажается на поверхности и становится доступной для изучения.

В ячейке (рис. 1) поверхностный горизонтальный поток вещества, обозначенный верхней вертикальной "лопастью", осуществляется под земной поверхностью, в виде ТТ сплошной геологической среды, в частности, в виде шарьяжей. В денудационно-аккумулятивной модели этот поток реализуется над земной поверхностью в виде транспортировки обломочного материала. Может иметь место и промежуточный случай, когда земная поверхность располагается между осью х и кровлей ячейки (рис. 1). В этом случае нижняя часть поверхностного горизонтального потока существует в твердом, а верхняя – в обломочном состоянии. Сочетание этих форм переноса вещества вблизи земной поверхности может стимулировать олистостромовую седиментацию в области прогибания. В частности, включение в олистостромовую толщу гигантских олистоплаков – образований, промежуточных (по размерам) между шарьяжными пластинами и обычными обломками. Другие особенности этой модели: формирование и миграция угловых несогласий в сторону области прогибания, миграции фаз складкообразования в том же направлении и прочее, описаны в [4, 5].

КОТТ с участием разрывных нарушений. Этот аспект проблемы разработан слабо, поэтому мы ограничимся самыми общими соображениями. По отношению к ячейке КОТТ можно выделить три ранга разрывов. Назовем их условно мелкими, средними и крупными.

Мелкие разрывы – это разрывы, размеры коих соизмеримы с размерами элементарных объемов, в которых образуются структурные парагенезы: соскладчатые взбросы и надвиги в областях горизонтального сжатия (рис. 1), сбросы в областях горизонтального растяжения (рис. 1) и т.п. Эти разрывы свидетельствуют, что деформация элементарных объемов может происходить как в пластической, так и в разрывной форме.

Средние разрывы – это разрывы, вдоль которых располагаются целые цепочки элементарных объемов. Типичным прымером могут являться разрывы листрического типа, крутые наверху и выполаживающиеся с глубиной. Эти структуры обеспечивают в разрывной форме КОТТ, выражающуюся в том, что вертикальные смещения на участках крутого залегания сместителя компенсируются горизонтальными смещениями на участках его пологого залегания. В результате, вся цепочка элементарных объемов на движущемся крыле разрыва сохраняет свою сплошность. Вопрос о "состыковке" листрических разломов с ячейками КОТТ – предмет специального исследования.

Крупные разрывы соизмеримы с целой ячейкой КОТТ. В качестве примера можно привести крупные сдвиги, амплитуда которых максимальна в средней части и убывает до нуля в местах их окончаний. КОТТ заключается в том, что во фронтальной части движущегося крыла сдвига возникает обстановка горизонтального сжатия, а в тыловой части – горизонтального растяжения.

В средней части крыла господствует ПД, при минимуме ДФ. Подробное описание таких ситуаций содержится в работах А.В. Лукьянова [17]. В частности, он выделяет характерные структурные рисунки сдвиговых зон как сообщества деформационно-совместимых парагенезов. Однако выявление замкнутых структурных рисунков (структурных ячеек по нашей терминологии) – дело будущего. Вероятно, такие структурные ячейки должны пространственно совпадать с областями динамического влияния разломов (в понимании С.И. Шермана и его соавторов [27]).

Трехмерная КОТТ. Существование трехмерных течений конвективного типа в атмосфере Земли давно признанный факт. С одной стороны это восходящие потоки воздуха над нагретой земной поверхностью и компенсирующие их нисходящие потоки (оси потоков лежат в вертикальной плоскости). В горизонтальной плоскости расположены оси потоков, формирующих вихри циклонов и антициклонов – вращающихся в противоположных направлениях "шестерен" смежных ячеек. Нечто подобное, но мало изученное, происходит и в тектоносфере. Мы рассматривали сечения ячейки КОТТ в основном в вертикальной плоскости, за исключением случая с крупными сдвигами, когда КОТТ осуществляется трех мерно – сдвиговое поле деформаций в централь ной части движущегося крыла сочетается о взбросовым полем деформаций в его фронталь ной части и сбросовым полем в его тылу.

Выявление закономерностей трехмерно КОТТ – дело будущее. Обильный фактически материал на эту тему содержится в работ М.Л. Коппа [15]. В ней на примере Альпийско-Гималайского орогенного пояса показано, что горизонтальное сжатие в одних местах компенсируется не только подразумеваемым вертикальным растяжением, но и выжиманием материала в горизонтальном направлении. Оно совпадает с простираниями орогенных структур и направлением нагнетания материала в зоны так называемых "геодинамических убежищ", расположенных в областях периклинальных окончаний. Результатом подобной организации ТТ являются своеобразные структурные парагенезы – сдвиги в сочетании с поперечными к общему простиранию складками.

Многоярусная КОТТ. До сих пор речь шла об одноярусном процессе, охватывавшем некоторую геосферу. Однако в последнее время предпринимаются попытки рассматривать конвекцию в Земле как процесс многоярусный, охватываюший различные геосферы - относительно автономные системы с собственой конвекцией [25]. Разрабатываются модели многоярусной конвекции [11, 14, 19], выявляются критерии перехода одноярусной конвекции в многоярусную [12]. В то же время, эти представления и модели имеют своей исходной посылкой некоторую предполагаемую причину конвекции, чаще всего гравитационную неустойчивость. Мы же попытаемся показать неизбежность многоярусной КОТТ конвективного типа, снова опираясь только на фундаментальный закон непрерывности сплошной геологической среды (на примере корней гор и антикорней окружающих эти горы впадин).

Обратимся снова к рис. 1. Вдоль нижней границы ячейки КОТТ существует горизонтальный тектонический поток, направленный в правую сторону. В то же время, под показанной на рисунке геосферой располагается другая геосфера. Назовем их соответственно – верхней и нижней. Если нижняя геосфера является значительно более вязкой, чем верхняя, то ее кровля останется неподвижной. Если это условие не соблюдается, то на границе геосфер будет общий для них горизонтальный тектонический поток, направленный (рис. 1) в правую сторону (между участками 7 и 2) и в левую (слева от участка 7 и справа от участка 2).

Распространим аргументы, которые мы приводили для обоснования КОТТ в верхней геосфере, на нижнюю геосферу. Из-за направленного в правую сторону горизонтального потока вещества этой геосферы, в его тылу (участок 7) во избежание возникновения пустот должен возникнуть компенсирующий восходящий вертикальный поток, приводящий к формированию антикорня под областью прогиба в верхней геосфере. На фронте горизонтального потока (участок 2) последний должен компенсироваться нисходящим потоком в ижней геосфере, приводящим к формированию корня под областью поднятия в верхней геосфере. Вероятно, в двухярусной КОТТ участвует еще один компенсационный процесс – изостатическое уравновешивание поднятия его корнем, впадины – антикорнем. Это вопрос не кинематики, а динамики, что выходит за рамки данной статьи.

В качестве примера двухъярусной КОТТ, когда верхняя геосфера предстарлена верхней корой, а нижняя геосфера включает в себя астеносферу, надастеносферную мантию и нижнюю кору, можно привести схему новейшего тектогенеза больших глубин Юго-Восточной Европы, предложенную А.В. Чекуновым [26]. На границе геосфер, в зоне общего для них глубинного горизонтального тектонического потока, может происходить, в условиях гранулитовой фации метаморфизма, глубинное покровообразование. Подобные покровы архейского возраста обнажаются на щитах, когда вся верхняя кора уничтожена денудацией [23]. Актуалистическая модель такого глубинного покровообразования предложена автором на примере Большого Кавказа [8, 9].

Ранговая иерархия ячеек КОТТ. В одноярусной КОТТ, охватывающей одну геосферу, последняя разбивается на ячейки КОТТ, смежные по горизонтали. В многоярусной КОТТ, охватывающей несколько геосфер, ячейки КОТТ оказываются смежными как по горизонтали, так и по вертикали. Такие ячейки могут отличаться по размеру, в частности, из-за различия в мощности охватываемых ими геосфер, но они принадлежат к одному рангу, занимая разные области геологического пространства. Кроме того, эти ячейки в процессе ТТ сохраняют свою форму (фиксируемую периметром ячейки, рис. 1), т.е. не деформируются.

Однако можно привести примеры, когда мелкие ячейки КОТТ являются составными частями крупных. В этом случае мелкие ячейки должны испытывать ПД, ВР и ДФ. Так, в областях горизонтального сжатия (рис. 1) слоистая среда сминается в складки. Как показывают наблюдения в горно-складчатых областях, такие складки рано или поздно затухают вверх и вниз по разрезу. Особенно наглядно это видно на примере межслойных складок. Руководствуясь фундаментальным принципом непрерывности сплошной среды нетрудно заключить, что на фоне общего горизонтального сокращения слоистого массива при формировании межслойных дисгармоничных складок имеют место: горизонтальное перемещение вещества из-под синклиналей в сторону смежных антиклиналей, противоположный горизонтальный поток от сводов антиклиналей в сторону смежных синклиналей, а также восходящий вертикальный поток в антиклиналях и нисходящий в синклиналях. Все 4 потока взаимно компенсируют друг друга, что дает право говорить о КОТТ. М.А. Био дал математическое описание процесса формирования межслойных складок (в частности поля ПД [3]), идентичное нашей формуле (9).

Другой пример – формирование антиклинориев на фоне мегантиклинория. Ф.Л. Яковлев [29] с помощью разработанной им методики показал, что процесс складывается из общего горизонтального сокращения в масштабе мегантиклинория (Большого Кавказа) и адвекции (ограниченной конвекции), т.е. КОТТ, в масштабе отдельного антиклинория. Этот процесс воспроизведен экспериментально [5]. Думается, что иерархическое сочетание КОТТ трех рангов в масштабах мегантиклинория, антиклинориев (синклинориев) и крупных складок - главная причина морфологической неоднородности полной складчатости [21]. Представление о такой иерархии КОТТ может способствовать конструктивному преодолению разногласий между участниками дискуссии, развернувшейся на страницах журнала "Геотектоника" по поводу статьи [22], посвященной "вечной" проблеме происхождения геосинклинальной складчатости.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ КОНЦЕПЦИИ КОМПЕНСАЦИОННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Вышеизложенное представляет собой формулировку следствий, вытекающих из фундаментального закона непрерывности сплошной среды применительно к проблемам геотектоники. Стимулом для построения концепции КОТТ послужил также опыт авторской трактовки особенностей строения и эволюции некоторых складчатых и покровно-складчатых областей с позиций идеи об адвекции (ограниченной конвекции) [4, 5]. Параллельно с разработкой концепции автор предпринял попытку анализа в ее духе новых представлений об аллохтонной природе Дагестанского клина Большого Кавказа. В тылу этого клина, в зоне мегантиклинория Большого Кавказа, имеет место максимальное воздымание зеркала складчатости (восходящий поток). Покров Известнякового Дагестана представляет собой компенсирующий поверхностный горизонтальный поток северо-восточного направления. На фронте Дагестанского клина, в зоне Терско-Каспийского передового прогиба, имеет место максимальное погружение этого прогиба – компенсирующий нисходящий поток. Замыкает эту "карусель" глубинный горизонтальный поток противоположного, юго-западного направления, на глубине около 15 км, приуроченный к зоне инверсионного сейсмического слоя, отделяющего верхнюю кору от нижней [8].

Учет КОТТ может способствовать большей достоверности прогноза структуры на глубину. Прежде всего это касается неизбежности выполаживания различных структур с глубиной. Для оценки глубинности можно использовать характер структурных парагенезов. Например, если в области прогиба наблюдается парагенез горизонтального сжатия (складчатость общего смятия, нагромождение шарьяжей и т.п.), возникший в верхней части этой области, то на некоторой глубине можно ожидать наличие парагенеза растяжения.

Как справедливо отмечает А.В. Лукьянов [17]. структурный рисунок как совокупность структурных парагенезов, связанных "совместимостью деформаций" в сплошной среде, возникает одновременно. Это же относится и к структурной ячейке – результату КОТТ, которая представляет собой "замкнутую" разновидность структурного рисунка. На основе этой закономерности можно делать и обратное заключение об одновозрастности структурных парагенезов, если они компенсационно организованы и составляют структурную ячейку. Так, в приведенном примере Дагестанского клина три пространственно сопряженные аномалии в строении Восточного Кавказа: подъем зеркала складчатости в зоне мегантиклинория, покров Известнякового Дагестана и избыточное погружение в зоне передового прогиба – должны были развиваться одновременно.

Анализ структурных рисунков весьма полезен при геодинамических исследованиях [17]. В частности, он позволяет по картине распределения ДФ делать выводы о картине ПД в разных участках исследуемого объекта. В этом плане мало внимания обращается на третий компонент ТТ – ВР, который компенсационно дополняет другие компоненты: ПД и ДФ. Анализ поля ВР не менее перспективен, чем анализ полей ДФ и напряжений. Оно должно непосредственно указывать на КОТТ, поскольку ВР – это непременная принадлежность ячейки КОТТ.

Модель КОТТ реализована на ЭВМ в виде множества элементарных объемов, составляющих ячейку КОТТ, претерпевающих в наглядной форме ПД, ВР и ДФ. В каждом из этих объемов зарождается и эволюцонирует свой структурный парагенез.

Автор благодарит Н.В. Короновского, А.В. Лукьянова, Ю.В. Миллера и С.И. Шермана за плодотворную дискуссию и ценные советы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра 1975. 263 с.
- Белоусов В.В., Гончаров М.А., Талицкий В.Г. Уче ние о структурных парагенезах // Механизмь структурообразования в литосфере и сейсмич ность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 157, 158.
- 3. Геологические структуры. М.: Недра, 1990. 292 с.
- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной кор и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Гончаров М.А. Механизм. геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- 6. Гончаров М.А. В какую сторону направлено го ризонтальное сдвиговое течение в метаморфичес ких комплексах? // Структурный анализ кристал

лических комплексов и геологическое картирование. Ч. І. Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1990. С. 56 - 58.

- 7. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 52 - 56.
- Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения (на примере аллохтонного Дагестанского клина Большого Кавказа) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 88 - 90.
- Гончаров М.А. Актуалистическая модель глубинного горизонтального сдвигового течения и покровообразования // Структурный анализ кристаллических комплексов. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1992. С. 12 - 14.
- Гончаров М.А., Соколова Ю.Ф. Структурные ячейки на фоне реологических структурно-метаморфических уровней земной коры // Структурный анализ кристаллических комплексов. М.: Междувед. тект. комитет, 1988. С. 11 - 12.
- Закузенный В.И., Барышев А.С., Понушкова Т.Ф., Митрофанова О.М. Геодинамическая модель Сибирской платформы // Ускорение научно-технического прогресса при геофизических исследованиях в Восточной Сибири. Иркутск: ВСНИИГГиМС, 1989. С. 4 - 15.
- Исмаил-заде А.Т. Гравитационная устойчивость геофизической среды с максвелловской реологией: Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. 23 с.
- 13. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
- 14. Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л. Моделирование двухслойной мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 946 949.
- Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 35 с.
- 16. Косминская И.П., Павленкова Н.И. Основные черты сейсмических моделей для континентальных и океанических структур // Региональные гео-

физические исследования глубинного строения земной коры. М.: Наука, 1978. С. 8 - 17.

- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- 18. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
- Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантив и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
- Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 8.
- Рогожин Е.А. Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107 - 133.
- Рогожин Е.А., Шолпо В.Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. 1988. № 5. С. 79 - 93.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- 24. Хаин В.Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973. 512 с.
- 25. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437 1440.
- 26. Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3 15.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- 28. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 167 с.
- 29. Яковлев ФЛ. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31- 48.
- 30. Goncharov M.A. Balanced organization of a structural parageneses system // Structure and geodynamics of the Earth's crust and upper mantle. Moscow: Geol. inst. USSR Acad. Sci., 1991. P. 45.

Рецензент: А.В. Лукьянов

#### **Balanced Arrangement of the Tectonic Flow and Structural Parageneses**

#### M. A. Goncharov

What follows below is an attempt to bridge the gap between convective geodynamics and the structural parageneses theory. The fundamental law of the continuity of the geological medium leads to the inevitability of the balanced character of the tectonic flow and the universal nature of the convective process in the tectonosphere and its constituent geospheres. Upwelling tectonic motions are balanced by downward movements, vertical ones by horizontal, and deep-seated horizontal by surface-bound ones, and compression by extension. Mutually balanced components of the tectonic flow: translational motion, rotation and deformation of unit volumes. Structural parageneses born out of the tectonic flow are also arranged in balanced pairs, or structural cells.

#### УДК 551.243(571.53) НОВЫЙ ТИП МЕЛАНЖА (БАЙКАЛ, ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)

© 1993 г. В. С. Федоровский, Л. Ф. Добржинецкая, Т. В. Молчанова, А. Б. Лихачев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 29.10.92 г.

На западном побережье оз. Байкал и о-ве Ольхон в составе метаморфического комплекса, считавшегося до сих пор архейским, а теперь получившего палеозойский возраст, обнаружен новый тип тектонической смеси – синметаморфический мраморный меланж высокобарических зон, возникавших в условиях сдвигового тектогенеза каледонской области коллизии. Региональный зональный метаморфизм (эпидот-амфиболитовая-гранулитовая фации) сопровождался формированием сложного ансамбля складчатых систем различного генезиса: ранний, покровный, структурный комплекс (три этапа деформаций); поздний, сдвиговый, структурный комплекс (два этапа деформаций); гнейсово-купольный структурный комплекс, приуроченный к зонам ремобилизации докембрийской континентальной коры, тектонически перекрытый в раннем палеозое в результате коллизии и обдукции на край континента пластин островодужных серий. Сдвиговый тектогенез, приосходивший в условиях различных зон метаморфизма, сопровождался возникновением локальных, но многочисленных узлов концентрации напряжений, а в них - высокобарических биметасоматитов на контакте мраморов и силикатных пород. Неравновесные по давлению ситуации в реологически неоднородной геологической среде завершились тектоническим выжиманием и протрузией мраморов, давших начало меланжу. Этот процесс прекращается при достижении меланжем теневых по давлению участков, где он концентрируется и где, как правило, развиты реликтовые ранние покровные складчатые системы. Вместе с тем самые поздние деформации сдвигового типа, синхроничные ниспадающей ветви регионального метаморфизма, охватывают все комплексы, в том числе и меланж, что позволяет точно определить его синметаморфическую природу.

В Ольхонском регионе (о-в Ольхон на Байкале, а также скалистое степное побережье, расположенное напротив острова и отделенное от него проливами Малое Море и Ольхонские Ворота) давно известны своеобразные грубообломочные породы. Они составляют хотя и небольшую по объему, но очень яркую, бросающуюся в глаза часть метаморфического комплекса Ольхонского региона. Впервые эти породы привлекли к себе внимание после того, как Н.А. Божко и Л.И. Демина [2] высказали предположение об их принадлежности к олистостромам, а присутствие ультрабазитов и базитов в составе "олистолитов" объяснили как результат разрушения коры океанического типа. Нужно подчеркнуть, что ольхонский метаморфический комплекс во всех схемах геологии Сибири относится к архею или раннему протерозою и, следовательно, речь шла об открытии самых древних в мире олистостром.

Как показали результаты наших исследований, ничего этого здесь не оказалось – ни олистостромов, н<u>и самих древних толщ</u>. Радиометрическое изучение магматических и метаморфических пород Ольхонского региона позволило установить их раннепалеозойский возраст [1], а грубообломочные породы, принимавшиеся за олистостромы, как оказалось, имеют иной генезис. По всем признакам это меланж. Однако и сам меланж оказался настолько специфическим и необычным, что это заставляет говорить о новом, неизвестном ранее, типе таких образований.

Признаки, которые не позволяют принять идею об олистостромах в составе метаморфитов Ольхонского региона, будут рассмотрены ниже, однако уместно сразу отметить ключевое, определяющее свойство этих пород: их формирование происходило не в результате подводного гравитационного оползания или, скажем, обрушения в подводных же условиях края шарьированной пластины (что предполагается олистостромовыя генезисом), а совсем в другой обстановке – непос редственно во время метаморфизма и складча тости, т.е. в глубоких недрах земной коры. Это доказывается многими данными, и они не остав ляют никаких шансов для интерпретации интере сующих нас пород как олистостром.

Общая геологическая ситуация. Относитель но небольшая по площади территория Ольхов ского региона отличается поразительной пестро той пород, образующих не менее разнообразны тектонические структуры (рис. 1). Это различны по составу гнейсы и кристаллические сланцы, ак фиболиты, кварциты, мраморы, силикатно-ка бонатные образования (кальцифиры), метагаб броиды и метаультрабазиты, субщелочная вулк ногенно-интрузивная серия с полным наборо пород от метамофизованных монцогаббро монцонит-порфиров до риодацит-порфиров, ра нообразные гранито-гнейсы, мигматиты и гран



#### Рис. 1. Тектоническая схема части Ольхонского региона.

1 – фундамент Сибирской платформы. Ранний докембрий. Линейно-складчатые ансамбли, образованные метаморфическими сланцами, метавулканитами, кварцитами, высокоглиноземистыми сланцами; гнейсово-купольные ансамбли, образованные мигматитами, гранито-гнейсами, гранитами (1.91 млрд. лет); массивы постметаморфических гранитов рапакиви; 2 – платформенный чехол. Неметаморфизованные слабодеформированные осадочные толщи верхнего протерозоя, кембрия, ордовика; 3 - 5 – раннепалеозойская (каледонская) коллизионная система: 3, 4 – синметаморфических ческие линейные покровные и сдвиговые складчатые ансамбли, образованные: 3 – метаосадочными породами, метавулканитами и метабазитами толентовой серии (амфиболитовая и гранулитовая фации регионального метаморфизма), 4 – метаосадочными породами, метавулканитами и метаплутонитами шошонитовой серии (эмфиболитовая и амфиболитовая фации регионального метаморфизма), 4 – метаосадочными породами, метавулканитами и метаплутонитами шошонитовой серии (эмфиболитовая и амфиболитовая и амфиболитовая фации), 5 – гнейсово-купольные зоны; 6 – границы основных синметаморфических сдвиговых пластии и чешуй; 7 – Приморский разлом. Цифрами 1 - 4 обозначены участки развития мраморного меланжа, охарактеризованные в данной работе (1 – Тонта, 2 – Кучелга, 3 – Бегул-Анга, 4 – Широкая Падь). На врезке показано положение рис. 1.

тоиды. По магматическим компонентам выделяются две основные группы – толеитовая и шошонитовая, тектонически совмещенные здесь еще до эпохи регионального метаморфизма. Все толщи вместе с тем охвачены единым ореолом зонального метаморфизма с постепенной сменой зон от ставролит-хлоритовой (эпидот-амфиболитовой) до гранулитовой фации включительно, с одновременным ростом и температур (300 - 650°С), и давлений (3.5 - 6.5 кбар).

Синметаморфические деформации включают ранние складчатые системы покровного типа и более поздние (но очень мощно проявленные) системы сдвигового типа. Покровный структурный парагенезис включает складки, а также линейные и плоскостные структурные элементы трех этапов деформаций, а сдвиговый парагенезис – еще двух этапов. В полях развития амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма заметное развитие получили проявления купольного тектогенеза [5]. В отличие от покровных и сдвиговых складчатых ансамблей, которые распространены повсеместно, куполообразование локализовано в пределах отдельных структурных зон. Покровные, сдвиговые и купольные ансамбли формируют суперсложные складчатые системы, возникшие не только в результате последовательного каложения одних деформаций на другие, но и в процессе одновременной реализации генетически разнородных структурообразных механизмов.

Геологическая съемка между тем обнаруживает, на первый взгляд, простое полосовое строение Ольхонского региона: характерно тесное

чередование узких и очень протяженных (десятки километров) полос различного состава и строения. Этот картируемый полосовой рисунок отражает, как выяснилось, наиболее позднюю, но интенсивно проявленную деформацию вязкого синметаморфического сдвига, а границы полос чаще всего представлены бластомилонитами и очковыми гнейсами. Картируемый структурный узор обнаруживает, таким образом, коллаж сдвиговых пластин и чешуй, возникших в конце эпохи регионального метаморфизма и на последних стадиях деформационного процесса. Морфология таких поздних сдвиговых границ действительно довольно проста, однако эти границы оконтуривают весьма замысловатые по морфологии полигенетические структурные ансамбли, формирующие сами пластины.

По вещественному ансамблю и структурным композициям сдвиговые пластины составляют две основные группы; одна из них включает пластины и чешуи линейно-складчатого строения, другая - купольного. Соответственно гранитогнейсы и мигматиты сосредоточены только в сдвиговых пластинах второй группы, а почти вся пестрота породного состава относится к сдвиговым пластинам первой группы. Исключение составляют лишь те участки, где над гранито-гнейсовыми ядрами куполов сохранились от эрозии фрагменты их "сланцевой" оболочки. Здесь встречается тот же пестрый набор пород, что и в линейно-складчатых породах. Именно к такому пестрому по составу комплексу и приурочены выходы меланжа, и основные участки его развития обнаружены, главным образом, в пределах линейно-складчатых зон. Отметим мимоходом, что если раньше грубообломочные породы были известны только в пределах полей гранулитовой фации метаморфизма, то теперь они обнаружены во всех без исключения метаморфических зонах.

Возраст пород определялся по 49 крупновесовым пробам в 5 лабораториях 4 методами. К-Агопределения по слюдам и амфиболам из различных метаморфических пород повсеместно показали однообразный интервая в 400 - 450 млн. лет. Исследование цирконов термоизохронным Pb-Pbметодом обнаружило два варианта значений: 1) все породы линейно-складчатых зон (от кислых гнейсов до габброидов) – 420 - 630 млн. лет; 2) цирконы из пород куполов показали гораздо более широкий интервал – от 450 до 2400 млн. лет. Рb-Рb-метод позволил, таким образом, установить, что в породах гнейсово-купольных зон при палеозойских фоновых значениях сохранились и цирконы с реликтовыми раннепротерозойскими датировками, в то время как в породах линейно-складчатых зон обнаруживаются только палеозойские даты. Изохронное Sm-Nd определение субщелочных метагабброидов (по магматическим минералам и породе в целом) показало, что возраст магматизма равен 530 ± 23 млн. лет. Возраст метаморфизма

определялся изохронным U-Pb-методом по цирко. нам из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций (соответственно из линейно-складчатой в купольной зон). Цирконы из гранулитов линейно. складчатой зоны имеют возраст 485 ± 5 млн. лет и не содержат никаких свидетельств более древнего, чем палеозой, события. Наоборот, цирконы из пород гранито-гнейсовых куполов (возраст по верхнему пересечению дискордии – 1890 ± 25 млн. лет. по нижнему –  $465 \pm 70$  млн. лет) свидетельствуют 0 присутствии переработанного в палеозое более древнего, раннепротерозойского, субстрата. В целом изотопные данные однозначно указывают на палеозойский возраст большинства исходных пород и их метаморфизма [1]. Такой же возраст имеет и меланж. Это очевидно, так как палеозойские метаморфические породы в изобилии присутствуют в обломочной части меланжа, а сам меланж подвергся метамофизму и складчатости в конце этой эпохи.

Состав, строение, структурная позиция и генезис меланжа. Меланж Ольхонского региона имеет весьма специфический облик: это мраморный матрикс белого или светло-серого цветов, содержащий крупные и мелкие блоки и обломки (включения) других метаморфических пород, имеющих темную окраску. Тела меланжа иногда картируются в виде узких и протяженных линзующихся горизонтов, но чаще всего они представляют собой то небольшие, то достаточно крупные по площади поля, не имеющие линейной формы. В плане очертания таких тел меланжа обнаруживают совершенно непривычные для геолога, фантастические по рисунку и невероятные по своей сложности абстрактные фигуры. Только прекрасная обнаженность и великолепные по степени дешифрируемости аэрофотоснимки разных масштабов (1:5000, 1:12000, 1:25000) позволили нам самим убедиться в реальности картируемых очертаний меланжа. Обширный дополнительный материал дала также специальная цветная фотосъемка всех выходов меланжа с борта вертолета, проведенная в различных ракурсах (план, профиль, панорама) и с малых высот, позволившая увидеть и зафиксировать многочисленные мелкие, но важные детали. Все участки развития меланжа закартированы наземными методами в масштабе 1 : 5000 и при этом была соблюдена точность нанесения границ  $\pm 5$  м (т.е. 1 мм на карте). На рис. 2 можно видеть пример конфигурации меланжа. Так он выглядит в масштабе съемки и без дальнейших упрощений которые неизбежны при уменьшении масштаба.

Природа столь необычной конфигурации меланжа в регионе господствующего развития линейных складчатых систем объясняется сочетанием нескольких структурных факторов. Импульс меланжеобразования, как выяснилось, связан с ранними эпизодами сдвиговых деформаций, последовавших за покровными структурными событиями. При этом суперпластичные мраморы

#### НОВЫЙ ТИП МЕЛАНЖА



**Рнс. 2.** Геологическая карта части междуречья Бегул-Анга, иллюстрирующая типичную конфигурацию выходов мраморного меланжа в покровных системах, деформированных поздними сдвигами.

1 – мраморный меланж с включениями (обломками) габбро-амфиболитов; 2 – габбро-амфиболиты Ангинского массива; 3 – пегматоидные граниты и пегматиты сдвиговой зоны; 4 – сланцеватость в габбро-амфиболитах. Точками показаны линии тальвегов, стрелками – их наклон. Несмотря на хаотический рисунок выходов меланжа (черное), ясно, что в целом его поле занимает только водораздел. В глубоких врезах долин меланж отсутствует. Это свидетельствует о пологом (субгоризонтальном) положении тела меланжа.

(а степень их пластичности при температурах, соответствующих разным зонам метаморфизма, колеблется от 30 до 50%, в то время как пластичность гнейсов или кварцитов, не говоря уже об метагабброидах, меньше 1 - 2%) тектонически выжимаются из наиболее напряженных сдвиговых зон и протрузивным путем внедряются в "теневые" по деформационным характеристикам участки геологической среды. А это как раз и есть реликтовые системы более ранних покровных структур. Чаще всего мы наблюдаем внедрение

меланжа по границе покровов метагабброидов и вмещающих их вулканических и осадочных пород. Такая приуроченность понятна, так как подобные границы тектонически наиболее ослаблены ввиду резкой реологической неоднородности перечисленных пород. Протрузии меланжа сопровождаются формированием ансамбля складок покровного типа. При этом ранние из них обладают субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей и шарниров, а более поздние – субвертикальным положением осевых поверхностей при сохранении субгоризонтальной ориентировки шарниров. Для покровного стиля деформаций такая последовательность типична и в реальных обнажениях чаще всего удается наблюдать как раз эффект наложения одной деформации на другую, т.е. пакеты вертикальных складок и вертикально расположенную сланцеватость. Эти струк-



**Рис. 3.** Иллюстрация различных особенностей мраморного меланжа.

 (а) – плотная, (б) – редкая упаковка включений; (в, г) – срезание мрамором матрикса: (в) – складчатой структуры в двупироксеновом кристаллосланце, (г) - контакта различных пород (сланцев и кварцитов); (д) – затеки (протрузии) пластичного мрамора по трещинам отслоения в жестком метаультрабазите (сдвиговая деформация); (е) – обломок мрамора в мраморном матриксе; (ж) – субсогласные соотношения структуры матрикса и контуров включений; (з) - структурное несогласие на границе обломков и матрикса, возникшее в результате вращения жестких обломков в пластичном матриксе меланжа; (и) - крупный обломок метагабброидов с жилами синметаморфических гранитов; (к) - синметаморфическая гранитная жила прорывает меланж (черные кресты) и сама подвергается меланжированию (белые кресты).

туры настолько выразительны, что, сталкиваясь с ними, геолог даже не предполагает, что на самом деле он картирует не вертикальное, а субгоризонтальное геологическое тело. Такое заблуждение рассеивается, как только наблюдатель попадает в места с глубокими эрозионными врезами. В прибрежной скальной полосе Байкала, например, хорошо видно, что наложенные вертикальные складки, как правило, обладают малой высотой (метры, десятки метров) и они лишь слегка деформируют (в виде гармошки) субгоризонтальные границы тел меланжа. Картируемый же в плане чрезвычайно прихотливый структурный узор как раз и отражает суммарную картину наложения одной деформации на другую.

Обломочный материал меланжа отличается большим разнообразием как по размерам и форме включений, так и по их составу (рис. 3). Их размер колеблется от микроскопического до десятков и сотен метров в поперечнике. В последнем случае это целые отторженцы или блоки, раздробленные, в свою очередь, на более мелкие, но тоже немалые фрагменты, разделенные мраморными перешейками или трещинами отслоения, занятыми гранитными или пегматитовыми жилами. Но наиболее эффектны для наблюдения такие участки, где обломки имеют размер от 5 - 10 см до 1 - 2 м в поперечнике. Здесь можно видеть различную степень механической обработки включений: от резко угловатых до совершенно округлых.

Состав обломков полимиктовый. Достоверно устанавливается важная особенность: это всегда материал местного происхождения. Все породы; встреченные в составе включений на том или ином участке, можно найти здесь же или в непосредственной близости в ненарушенном ("немеланжированном") залегании. Эти данные свидетельствуют о незначительных масштабах транспортировки обломков. Так, например, в зоне гранулитового метаморфизма во включениях меланжа присутствуют двупироксеновые кристаллосланцы и амфибол-пироксеновые гнейсы метагабброиды и метаультрабазиты, кварциты (с графитом, гиперстеном), форстеритовые мраморы, специфические гранат-пироксеновые гранат-амфиболовые биметасоматиты, гранати ты, пегматоидные граниты (с гиперстеном). Все эти породы широко представлены здесь же и вне полей меланжа. Никаких экзотических пород составе обломков в меланже не обнаружено Другой пример – меланж в зоне эпидот-амфибо литовой фации (водораздел Бегул–Анга). В со ставе включений здесь абсолютно преобладают метагабброиды, амфиболиты, реже встречаются метаандезито-базальты, кислые метавулканиты : иногда – мраморы. Именно такой комплекс пород развит в этом районе и вне зон меланжа.

В отличие от обломков состав матрикса одно образный. Во всех случаях это мраморы (кальци товые, кальцит-доломитовые и доломитовые раз
новидности). Нужно отметить, что участки и поля развития меланжа локализованы вблизи таких мест, где мраморы составляют заметную часть нормального стратиграфического разреза тех или иных покровных или сдвиговых пластин или чешуй. Более того, там, где мраморы отсутствуют в составе метаморфического комплекса, меланж вообще не встречается. Это объективно указывает на небольшие масштабы тектонического транспорта, что согласуется с данными, полученными при изучении обломочного материала меланжа.

Внешний облик, плотность упаковки включений, структурные особенности матрикса и включений чрезвычайно разнообразны, и обобщенная характеристика не раскрывает всей специфики этой тектонической смеси. Для более полного представления материала целесообразно привести хотя бы краткое опиание нескольких конкретных участков, изученных детально.

участок Бегул-2. Расположен на скалистом плато над Байкалом, в междуречье Бегул-Анга (рис. 4). Здесь - зона эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфического ореола. Включения меланжа представлены метадацитами, метариолитами, метаандезито-базальтами, амфиболитами, микрозернистыми метагаббро и мраморами двух генераций, отличающихся одна от другой по степени деформации. Размеры и форма обломков разнообразны: от крупных удлиненных линзовидных тел субширотного и северовосточного простирания до округлых испытавших деформацию вращения мелких включений. Внутренняя структура блоков меланжа (т.е. крупных включений) резко дискордантна по отношению к их границам. Вместе с тем узкие зоны интенсивной крутоориентированной сланцеватости или ультрабластомилонитов S<sub>3</sub> пересекают блоки меланжа и зачастую прослеживаются в виде непрерывных полос, проходящих в мраморный матрикс.

Интересная особенность этого участка - присутствие трех типов мраморов, формирующих как отдельные включения, погруженные вместе с другими метаморфизованными вулкано-плутоническими породами в матрикс, так и сам матрикс. В последнем мрамор первой генерации представлен серыми линзовидно-полосчатыми мраморами-ультрабластомилонитами. Они составляют крупный блок, дискордантно прилегающий к блоку метаандезито-базальтов на юго-востоке и к блоку метагабброидов – на северо-западе. Внутренняя структура этого блока характеризуется линзовидным строением, обусловленным сочетанием многочисленных узких зон пластических сдвигов, формирующих тонкополосчатую ультрабластомилонитовую текстуру. Последняя срезана мрамором второй генерации и перекрыта мраморами третьей генерации. Ультрабластомилонитизированные мраморы первой генерации встречаются и в виде узких линз или участков неправильной формы, зажатых между блоками

жестких метагабброидов и метаандезито-базальтов. Часть из них проникает в зоны внутренних трещин в метагабброидах. Мраморы второй генерации, занимающие большие площади, являются матриксом, обволакивающим и вмещающим



Рис. 4. Геологическая карта детального участка Бегул-2 (междуречье Бегул—Анга). Мраморный меланж в зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

1 - 4 – обломки и блоки в составе меланжа: 1 – метагаббро, в мелких обломках – амфиболиты, 2 – метаандезито-базальты, 3 – кислые метавулканиты, 4 – ультрабластомилониты по мраморам зоны выдавливания; 5 – мраморный матрикс меланжа, подвергшийся дальнейшей сдвиговой деформации с образованием складок  $F_2$  и наложенной сланцеватости  $S_2$ ; 6 – зоны вертикального рассланцевания (сдвиговая деформация); 7 – вязкие разрывы (сдвиги); 8 – ориентировка сланцеватости (а) и шарниров мелких складок позднего сдвигового этапа деформаций (б). и мрамор первой генерации, и блоки силикатных 🏑 пород. Мрамор-2 – среднезернистый, с неясно выраженной полосчатостью S<sub>0</sub>. Параллельно полосчатости развивается сланцеватость  $S_{1,2}$ , повторяющая контуры жестких блоков. Сланцеватость S<sub>3</sub>, связанная с регионально развитой сдвиговой деформацией  $D_3$ , пересекает мраморы первой и второй генераций, а также блоки метавулканитов и метагабброидов. Особое положение занимает мрамор третьей генерации. Он представлен крупнокристаллическими массивными разностями, которые формируют мелкие покровные структуры, дискордантно перекрывающие не только блоки метагабброидов и метавулканитов, но и мрамор-1 и мрамор-2. Эти мелкие покровы выдавлены из основной массы мраморного матрикса и, по-видимому, завершают формирование структуры меланжа. Они перекрывают также и зоны сдвиговой деформации  $D_3$  и, таким образом, отражают важный эпизод структурной эволюции.

Участок Широкая Падь. Эта площадь мрамор. ного меланжа расположена на скалистом плато, возвышающемся над Байкалом в юго-западной части региона (рис. 5). Зона эпидот-амфиболи. товой фации регионального метаморфического ореола. Крупные блоки и мелкие включения ме. ланжа представлены здесь микрозернистыми ам. фиболитами с переменным содержанием граната. метагабброидами, метапорфиритами и метатуфа. ми. В северной части площади преимущественное развитие получили линзовидные блоки, длинные оси которых вытянуты параллельно S-C-поверхностям зон сдвиговых деформаций. Серия зон ультрабластомилонитов образует здесь ромбовиднолинзовую структуру, сформированную в режиме правого сдвига. Часть блоков метапорфиритов испытала вращение, приобретая S-образную форму. с тенями давления. Другие блоки в процессе вращения сохраняли линзовидную форму, но стремились расположиться вдоль S-поверхностей сдвиговой зоны. Пластичный мраморый матрикс



Рис. 5. Геологическая карта детального участка Широкая Падь (междуречье Бирхин-Бегул).

1 - 4 – обломки и блоки в составе меланжа: 1 – метагабброиды, 2 – микроамфиболиты, гранатовые амфиболиты, 3 – метапорфириты, 4 – крупно- и среднезернистые основные метатуфы и метатуфолавы; 5 – мраморный матрикс меланжа; 6 – синметаморфические мелкозернистые биотит-плагиоклазовые граниты; 7 – сланцеватость S<sub>1</sub> в метабазитах (а), ультрабластомилониты по мраморам (б); 8 – ориентировка S<sub>1</sub> (а), шарниров F<sub>2</sub> (б).

<sub>плавно</sub> повторяет контуры жестких блоков, формирует причудливые микроскладки, локализованные в участках теней давления вращающихся блоков. Вся эта картина свидетельствует о вторичном перемещении обломков под контролем сдвиговой деформации D<sub>3</sub>. Ранняя стадия формирования микротрещин и грубого кливажа запечатлена в крупном блоке метатуфов, расположенном в юговосточной части площади. Полигональная сеть микроразрывов предопределяет расчленение этого блока на серию более мелких фрагментов. Вдоль границ раздела этих фрагментов наблюдается затекание, проникновение мраморного матрикса. В ходе прогрессивной деформации мелкие фрагменты, окруженные активным мрамором, отчленяются от блока-хозяина и перемещаются под контролем сдвиговой деформации.

Участок Кучелга. Расположен на левобережье р. Кучелга в зоне гранулитовой фации (рис. 6). Как и в других метаморфических зонах, обломки пестрых по составу пород хаотично распределены в мраморном матриксе. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до 3 - 5 м. Среди них встречаются практически все разновидности метаморфических пород, известных здесь и за пределами развития полей меланжа: двупироксеновые, гранат-двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы, кварциты, метагабброиды, крупнозернистые мраморы, гиперстенсодержащие граниты и гранатовые метасоматиты. В количественном отношении в пределах данного участка преобладают гиперстеновые граниты, которые составляют около 50% объема всех включений.

Форма обломков разнообразна. Мелкие блоки часто обладают сглаженными округлыми, иногда линзовидными очертаниями. Более крупные блоки имеют угловатую или ромбоэдрическую форму с тенденцией к сглаживанию и сигмоидальному изгибу, совпадающему с ориентировками сланцеватости в матриксе. Длинные оси линзовидных включений ориентированы главным образом параллельно общему направлению простирания сланцеватости S<sub>3</sub>. Эта сланцеватость имеет здесь устойчивое северо-восточное простирание с углами падения 80° - 85°. Часть включений оказывается повернутой относительно S<sub>3</sub>, создавая сигмоидальные изгибы пластичного мрамора вокруг жесткого материала. Две системы сланцеватости S<sub>3</sub>, ориентированные под углом 30° - 45° одна к другой, пересекают блоки в меланже и концентрируются в мраморном матриксе



Рис. 6. Детальная геолого-структурная карта (план) участка Кучелга-2.

мраморный матрикс меланжа (структурные линии отражают две пересекающиеся системы сланцеватости S<sub>3</sub>);
 3 – обломки (включения) в меланже: 2 – синметаморфические жильные гиперстеновые граниты (пунктир – сланцеватость), 3 – двупкроксеновые кристаллосланцы, метагабброиды, кварциты, мраморы, гранат-пироксеновые метасоматиты; 4 – зоны сильного окварцевания; 5 – ориентировка сланцеватости (а) и минеральной линейности (б).

как системы C-S-поверхностей локальных пластических сдвигов этапа  $D_3$ . Эти направления маркируются скоплениями уплогценных линзочек кварцевого материала.

Вне зон развития интенсивной сланцеватости  $S_3$ в мраморном матриксе отмечаются реликты крупных и мелких лежачих изоклинальных складок  $F_1$ и наложенных на них прямых складок  $F_2$ . Те и другие пересечены сланцеватостью S<sub>3</sub>, связанной с формированием зон субширотных и северо-восточных сдвигов, и иногда полностью трансформируются в участках больших деформаций. Вместе с тем внутренняя структура в жестких блоках (сланцеватость  $S_{1,2}$ , минеральная линейность  $L_2$ , выраженные в ориентировке пироксенов и гранатов, замки мелких изоклинальных складок) резко дискордантна по отношению к структуре матрикса. Все эти наблюдения позволяют определить момент (или интервал) формирования меланжа в гранулитовой зоне. Это событие наступило после становления жил синметаморфических гранитов, формирования прямых складок F<sub>2</sub>, а завершилось перед этапом развития региональной сланцеватости S<sub>3</sub> с характерной для нее субширотной и северо-восточной ориентировкой. Ясно также и то, что форми ование меланжа осуществлялось в синметаморфических условиях. В пределах участка Кучелга тело мраморного меланжа имеет субгоризонтальное залегание. Его подошва перекрывает двупироксеновые кристаллосланцы, деформированные в лежачие изоклинальные складки F<sub>1</sub> и повторно – в прямые сжатые складки  $F_{2}$ , которые имеют региональное развитие (в гранулитовой зоне метаморфизма, в частности, они развиты повсеместно). Структурное несоответствие ("несогласие") между мраморным меланжем и двупироксеновыми кристаллосланцами маркируется зоной ультрабластомилонитов, что вместе с перечисленными выше признаками подтверждает синметаморфическую природу меланжа.

Число участков, иллюстрирующих различные аспекты меланжеобразования, можно было бы умножить. Однако и приведенные примеры позволяют увидеть немало интересных особенностей этой тектонической смеси. Так, например, бросается в глаза различная плотность насыщения включениями мраморного матрикса. Меланж то пересыщен ими (и тогда внешне он похож на конгломераты или фангломераты), то эти обломки редки и как бы плавают в матриксе (и тогда порода становится похожей на пудинг). Вместе с тем нередко встречаются и такие ситуации, когда обломки настолько редки, что теряются сами признаки меланжа. При картировании таких площадей мы сталкиваемся со значительными трудностями. Опыт детальной съемки больших площадей показал, что все карбонатные породы региона обнаруживают два варианта соотношений с вмещающими их породами иного состава. В одних случаях мраморы составляют хорошо

картируемые и очень протяженные горизонты, имеющие, несомненно, стратиграфическое положение. Выше и ниже таких пластов залегают другие горизонты изначального стратиграфического разреза, и такая закономерность выдерживается на больших расстояниях. Прямых признаков меланжа в таких ситуациях не отмечено. В других местах конфигурация картируемых выходов мраморов очерчивает то чрезвычайно прихотливые в плане узоры (типа тех, что уже упоминались выше), то это длинные, быстро меняющиеся по ширине полосы, то линейно вытянутые (и тоже на многие километры) "пласты", которые, на первый взгляд, ничем не отличаются от стратифицированных горизонтов. Но на самом деле отличия (и весьма существенные) есть. Это, прежде всего, несогласные структурные соотношения таких мраморов с пластами других пород. При этом во всех без исключения случаях мраморы занимают как бы активную позицию: контуры их тел пересекают не только слоистость и сланцеватость в других породах, но и контакты между пластами различных пород. Чаще всего угол такого пересечения невелик и поэтому структурное несоответствие уверенно устанавливается лишь при картировании крупных по площади участков. На небольших площадях оно остается незамеченным. Это настолько распространенное явление, что можно утверждать: в Ольхонском регионе истинно стратиграфическое положение сохранилось не более чем у половины тел мраморов. Другая их половина оказалась вовлеченной в протрузивный процесс, заняла аллохтонное положение и утратила связь со стратиграфическим разрезом. Именно в этих последних ситуациях и появляется меланж. Нужно только отметить, что в аллохтонных мраморах меланж возникает вовсе не всегда. В одних местах он есть, в других его нет. И, таким образом, признаки протрузивного внедрения самих мраморов встречаются чаще, чем меланж. Позволяет ли это заключить, что меланжирование есть лишь частный эффект, сопровождающий протрузии мраморов? Здесь мы подходим к вопросу о генезисе меланжа, и после его обсуждения вопрос о соотношениях меланжа и мраморных протрузий станет более ясным.

Важнейший аспект этой проблемы – выяснение соотношений меланжа (а также и мраморных протрузий) с явлениями метаморфизма и последовательностью складчатых деформаций. Данные, позволяющие определить место меланжеобразования в общей цепи событий, довольно многочисленны и частично уже приведены выше. Суммируем эти данные.

Вне сомнений, меланжирование происходило после достижения пиковых параметров метаморфизма, свойственных той или иной метаморфической зоне, но вместе с тем – и до завершения самого метаморфического процесса. То, что в составе включений (обломков) меланжа присут-

ствуют метаморфические породы, прямо свидетельствует о справедливости первой части этого утверждения. В зоне гранулитовой фации, например, включения меланжа содержат двупироксеновые кристаллосланцы и другие метаморфиты, да и складчатые формы, сохранившиеся во включениях, срезаны мраморным матриксом (см. рис. 3). Более того, неоднократно наблюдались секущие контакты меланжа с другими метаморфическими породами, срезание телами меланжа складчатых ансамблей (рис. 7, 8). Такие же наблюдения имеются и в других метаморфических зонах. Совершенно очевидно, что тектоническая дезинтеграция, фрагментация пород и захват обломков карбонатным месивом происходили уже после формирования пиковых парагенезисов регионального метаморфического ореола и после возникновения значительной части синметаморфических сладчатых систем. Здесь принципиально важна именно такая формулировка, так как ни метаморфизм, ни складчатый процесс еще не завершились. Выше уже упоминалось об общем тренде структурного развития региона - последовательной смене покровных синметаморфических структурных ансамблей сдвиговыми тоже синметаморфическими структурными ансамблями. При этом очевидно, что минеральные парагенезисы, свойственные той или иной метаморфической зоне, развиваются уже на ранних (покровных) стадиях структурного развития. Об этом свидетельствуют соотношения минеральной сланцеватости, линейности и покровных складчатых систем. Вместе с тем очевидно и то,что наиболее мощно в регионе проявлены более поздние, сдвиговые, деформации, включающие еще два этапа. При этом последний из них охватывает уже и меланж, и это позволяет заключить, что эффект меланжеобразования связан с ранним этапом сдвиговых деформаций. Такой вывод подтверждается многими данными, однако сам по себе он еще не объясняет парагенез меланжа и ранних сдвигов. Тем более что на территории Ольхонского региона известно немало и таких мест, где есть и сдвиговые структуры ранней генерации, и мраморы, а меланж почему-то не образуется. Ясно, что существуют еще какие-то причины, провоцирующие этот эффект. Информация такого рода имеется.

Обратимся к гранулитовой зоне, исследованной более детально. Здесь в меланже, кроме собственно гранулитов, в составе обломочного материала присутствуют (а во многих местах преобладают) включения специфических высокотемпературных метасоматитов, формирование которых происходило в самом конце и после достижения пиковых условий регионального метаморфизма. Это позволяет еще более сузить рамки интервала, в течение которого возникает меланж. Но и это не все. После появления основной массы метасоматитов (а их формирование отвечает этапу становления мигматитов в прилегающей купольной зоне, фиксирующих ультраметаморфизм и начало реализации ниспадающей, регрессивной, ветви регионального метаморфизма) возникают синметаморфические гранитоиды аллохтонного облика, имеющие вид жильных тел. Достоверно



**Рис. 7.** Геологическая карта района Тонта-Восток, иллюстрирующая несогласные соотношения меланжа и других метаморфических пород в гранулитовой зоне.

рыхлые отложения долины р. Тонты; 2 – двупироксеновые кристаллосланцы, амфибол-пироксеновые гнейсы;
 кварциты, часто с графитом, иногда – с гиперстеном; 4 – метагабброиды, в отдельных телах – метадуниты; 5 – синметаморфические гранитонды; 6 – мраморный меланж;
 биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты;
 в – бластомилониты.

установлено, что жилы гранитов прорывают все метаморфические породы, в том числе и высокотемпературные метасоматиты. Более того, гранитные жилы проникают и в меланж, и, казалось бы, это позволяет уверенно распознавать верхнюю возрастную границу эпизода меланжирования. Но не тут-то было. Ситуация оказалась более сложной: во многих местах в составе обломочного материала меланжа обнаружены и гранитоиды жильных тел (см. рис. 6). При этом на небольших по площади участках можно видеть, как жилы гранитов активно прорывают уже сформированный меланж, и здесь же, на незначительном удалении, наблюдается прямо противоположная картина - гранитные жилы механически дезинтегрируются, блокируются и обломки уже этих гранитов включаются в мраморный матрикс меланжа. Такое двойственное положение гранитов как раз и позволяет точно определить верхнюю границу эпизода меланжирования. Последний этап сдвиговых деформаций охватывает все эти образования, а также и бластомилониты, фиксирующие более ранние сдвиговые зоны. Формируются крупные сигмоидальные структуры с крутыми шарнирами, развивается новая сланцеватость, подчеркнутая очковыми выделениями кварца и альбита, и эта сланцеватость пересекает уже все образования, в том числе и жильные граниты.

Таким образом, не столько присутствие во включениях меланжа метаморфических пород вообще, сколько появление в обломках синметаморфических метасоматитов и синметаморфических гранитов является ключевым моментом, позволяющим точно определить момент возникновения меланжа. Именно здесь нужно искать разгадку генезиса меланжа.

Целесообразно хотя бы кратко остановиться на характеристике этих пород. В пределах гранулитовой зоны метаморфизма метасоматиты детально исследованы З.И. Петровой и В.И. Левицким [4] и наши данные согласуются с выводами этих исследователей. Отмечаются как апокарбонатные, так и апосланцевые метасоматиты. Те и



**Рнс. 8.** Геологическая карта части района Кучелга-3 (гранулитовая фация метаморфизма, сочетание покровных и сдвиговых складчатых ансамблей), а также зарисовки обнажений, иллюстрирующие несогласные структурные соотношения мраморного меланжа с другими метаморфическими породами).

1 – двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы; 2 – кварциты мономинеральные и графитистые; 3 – мраморный меланж; 4 – метагаббронды, метадуниты; 5 – синметаморфические и пегматоидные граниты; 6 – матрикс мраморного меланжа на зарисовках скальных обнажений. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

другие замещают парагенезисы гранулитовой фации, наложены на них и наследуют петрохимические и геохимические особенности исходных гранулитов. З.И. Петрова и В.И. Левицкий подчеркивают, что такие же соотношения с гранулитами имеют и мигматиты, развитые в зоне, прилегающей с юго-востока, что позволяет, наряду с другими данными, говорить об их синхронности и связывать метасоматоз с процессами ультраметаморфизма.

Апокарбонатные метасоматиты (среди них абсолютно преобладают аподоломитовые и апокальцит-доломитовые разности) являются типичными представителями формации магнезиальных скарнов. Указанные авторы выделяют шпинельфорстеритовые, форстеритовые кальцифиры и скарны, форстерит-пироксеновые и пироксеновые (фассантовые) скарны, иногда – пироксенплагиоклазовые породы. Характерно зональное строение. Метасоматиты формируются в двух ситуациях: а) в мраморах – в зоне их контакта с основными кристаллосланцами и метагабброидами; б) в экзоконтактовых зонах гранитных тел - во вмещающих мраморах. В последнем случае метасоматиты встречаются в виде включений в гранитоидах, что свидетельствует о начале их формирования до кристаллизации гранитоидных расплавов (магматическая стадия).

Апосланцевые метасоматиты относятся к числу наиболее распространенных. Это плагиоклаз-пироксеновые (двупироксеновые) шпинельсодержащие породы, по которым очень часто развиваются амфибол-гранатовые агрегаты, замещающие эти ранние минеральные ассоциации. Апосланцевые метасоматиты формируются по основным кристаллосланцам и метагабброидам на контакте их с мраморами, по которым, в свою очередь, развиваются уже упоминавшиеся скарноиды. Для гранат-амфиболового метасоматического комплекса характерны очень крупные размеры минералов, а скопления граната бывают настолько обильны, что возникают почти мономинеральные гранатиты. Вблизи жил гранитов размеры минералов в метасоматитах еще более возрастают (гранат размером в 10 - 20 см, например, не редкость).

По наблюдениям З.И. Петровой и В.И. Левицкого, гранаты из апосланцевых метасоматитов – в тех местах, где они контактируют с доломитовыми или кальцит-доломитовыми мраморами, – относятся к ряду пироп-альмандин, а там, где в контакте находятся кальцитовые мраморы, – к ряду гроссуляр-альмандин. Пироп-альмандиновые гранаты отличаются низким содержанием TiO<sub>2</sub> и MnO, умеренной железистостью (47 - 49), высоким содержанием пироповой составляющей (более 39%). Гроссуляр-альмандиновые гранаты обладают повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> и MnO, очень высокой железистостью (82 - 91), очень низким содержанием пироповой составляющей (0.8 - 4.1%). Пиропальмандиновые гранаты на диаграммах, связывающих состав и условия образовання гранатов, располагаются в полях гранулитовой и эклогитовой фаций. Гроссуляр-альмандиновые гранаты на диаграмме Са-комопнент-*f* образуют объсобленное поле, "не совпадающее с полями гранатов из известных парагенетических ассоциаций. От гранатов из эклогитов и гроспидитов они отличаются также меньшими содержаниями пиропового минала, а по соотношению трех главных составляющих гранатов: Са-гранат-(альмандин + спессартин)-пироп (рис. 9) – они соответствуют гранатам глаукофановых сланцев" [4, с. 159].

Указанные авторы подчеркивают, что в целом по особенностям химического состава все гранаты из апосланцевых метасоматитов, контактирующих с кальцитовыми мраморами, обнаруживают очень большое сходство с гранатами эклогитов сланцево-гнейсовых комплексов Аляски, Кокчетавского и Максютовского массивов и глаукофан-сланцевых комплексов Калифорнии. Таким образом, как и в перечисленных примерах, метасоматиты Ольхонского региона принадлежат к высокобарическим образованиям (значе-



Рис. 9. Положение фигуративных точек составов гранатов из пород гранулитовой фации метаморфического комплекса Ольхонского региона на диаграйме Са-гранат – (альмандин + спессартин) – пироп с полями гранатов из метаморфических комплексов высоких давлений [4, с. 161].

1-3-поля составов гранатов: 1-из эклогитов, 2-из гроспидитов в кимберлитах, 3-из глаукофановых сланцев и родственных им пород; 4-6-гранаты из пород гранулитовой фации Ольхонского региона: 4-из основных кристаллосланцев, 5-из апосланцевых метасоматитов вблизи кальцитовых мраморов (из гранатитов), 6-из апосланцевых метасоматитов вблизи доломитовых мраморов (из эклогитоподобных пород). ния давлений при их кристаллизации могли достигать 10 - 14 кбар).

Такого же стиля данные получены и при изучении других минералов метасоматитов. Моноклинные пироксены (диопсиды, фассаиты и салиты-геденбергиты) – типичны для этих пород. Диопсиды из пироксенсодержащих скарнов и кальцифиров обладают низкой железистостью. Фассанты из апосланцевых метасоматитов (на контакте с доломитовыми разностями мраморов) отличаются очень высоким содержанием  $Al_2O_3$  (6.6 - 14%), значительным содержанием  $TiO_2$  и низким –  $Na_2O_2$ . Железистость фассантов широко варьирует в зависимости от железистости исходных пород, в то время как глиноземистость не обнаруживает никакой связи с первичным составом. Салитыгеденбергиты из апосланцевых метасоматитов (вблизи контакта с кальцитовыми мраморами) отличаются умеренным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и очень высокой железистостью (77).

На диаграммах, отражающих зависимость между Al четверной координации и железистостью, фигуративные точки фассаитов располагаются выше поля пиркосенов из эклогитоподобных пород, группируясь возле поля пироксенов из высокотемпературных скарноидов. Салитыгеденбергиты по параметру Al<sup>IV</sup> совпадают с полем пироксенов из экглогитоподобных пород. Данные по моноклинным пироксенам в целом свидетельствуют о высоких значениях термодинамических параметров метасоматитов, в первую очередь – давления.

Гиперстен отличается от гиперстенов вмещающих гранулитов повышенным содержанием глинозема четверной и шестерной координации, титана, щелочей и низким – фтора. По параметру железистости он сопоставим с каринтинами эклогитов. На диаграмме, связывающей глиноземистость и железистость, амфиболы из метасоматитов образуют поле, расположенное выше полей средних амфиболов из эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций и частично совпадающее с полем эклогитов. В целом амфиболы из метасоматитов обладают повышенными, по сравнению с параметрами регионального метаморфизма, значениями суммы щелочей и алюминия в четверной, но особенно – алюминия в шестерной координации, что свидетельствует о более высоких значениях температур и давлений (а особенно – давлений), чем у исходных гранулитов.

В целом можно видеть, что большинство параметров значительно превышают характеристики давлений, свойственные гранулитам, вмещающим метасоматиты (6 - 7 кбар). Здесь возникает много следствий, но сейчас нам интересен тот факт, что возникновение меланжа происходит именно в то время, когда формируются метасоматиты, и именно в тех местах, где отмечены находки этих пород. Такое совпадение; конечно, не случайно, и оно означает, что обнаруживается связь меланжеобразования и проявлений аномальных, по сравнению с региональным фоном, параметров давления. Полевые наблюдения показывают, что скопления метасоматитов хотя и многочисленны, но это всегда довольно ограниченные по площади участки. Такое локальное проявление высокобарных минеральных парагенезисов свидетельствует о том, что условия возникновения супердавлений были не повсеместными, а тоже локальными. Если учесть то, что структурная обстановка высокобарного метаморфизма соответствовала этапу сдвигового тектогенеза (а точнее – его ранней стадии), то приходим к выводу о том, что именно сдвиг был причиной аномального нарастания, концентрации параметров давления в отдельных, локальных узлах сдвиговых систем.

Повторим еще раз, что, несмотря на высокую степень пластичности, свойственную вообще карбонатным породам, они вовсе не всегда проявляют способность к протрузии. В обычных ситуациях (и, добавим, во всех зонах метаморфизма в данном регионе) мраморы наряду с другими породами, составляющими разрез метаморфического комплекса, ведут себя как обычные горизонты, участвуя в строении складчатых ансамблей весьма сложной морфологии. Картина резко изменяется в зонах и участках проявления высокобарного метаморфизма. Именно здесь мраморы обретают суперподвижность: они выжимаются из мест своего первичного расположения и начинают как бы блуждать по разрезу. Нужно сразу отметить, что апосланцевые метасоматиты, парагенетически связанные с апокарбонатными разностями, остаются на месте своего возникновения, ибо по реологическим свойствам (пластичность, ползучесть) они кардинально отличаются от апокарбонатных метасоматитов. Поскольку реальные размеры зон высокобарного метаморфизма невелики, апокарбонатные метасоматиты (скарнойды), возникшие по мраморам, по-видимому, очень быстро (мгновенно?) мигрируют за пределы таких аномальных зон. Можно думать, что протрузивное внедрение мраморного меланжа прекращается сразу, как только он выходит за пределы аномальных по давлению участков геологической среды. Именно этим и объясняется исключительно местный набор пород во включениях меланжа и отсутствие каких бы то ни было экзотических пород и других свидетельств дальнего транспорта. Иными словами, спад давления и переход из высокобарных условий в условия обычного (фонового) регионального метаморфизма является четким сигналом к прекращению продвижения мраморного синметаморфического меланжа.

Причины возникновения меланжа, таким образом, достаточно ясны. Но каковы причины появления самих этих высокобарных зон, рождающих меланж? Ведь сдвиговым зонам в регионе несть числа. Только крупных (картируемых) сдвиговых пластин и чешуй мы выделяем 56 (на обзорной карте масштаба 1 : 25000). Реально таких структур, как минимум, на порядок больше. Меланж между тем, хотя он структурно приурочен именно к сдвиговым зонам, развит отнюдь не так широко. Совершенно ясно, что лишь какие-то отдельные узлы сдвиговых систем дают импульс меланжеобразованию. В поисках ответа на этот вопрос нужно, как нам кажется, обратить внимание на тот простой и очевидный факт, что морфология сдвиговых зон линейна только на первый взгляд, в первом приближении. В мелком масштабе, в региональном плане линейность сдвиговых систем действительно выражена очень ярко. Однако при точном и детальном картировании быстро обнаруживается неровная, волнистая морфология вязких сдвигов. Представляется, что такая конфигурация сама по себе уже содержит условия пля возникновения - в процессе движения - многочисленных локальных узлов концентрации критических напряжений, превышающих литостатические параметры. Природная картина, конечно, не так проста, и в этой игре, по-видимому, участвует не только стресс, но и флюидное давление. Наверняка имеет значение и скорость сдвига, и та или иная крутизна изгибов сдвиговых зон, и, возможно, еще какие-то компоненты. Здесь - богатое поле для догадок, фактов – маловато. Можно лишь предположить, что возникновение меланжа носило пульсационный характер. Не исключено также и то, что он проявлялся неодновременно по всей длине той или иной конкретной сдвиговой зоны и не подчинялся какой-то закономерной последовательности (типа, скажем, бегущей волны). Скорее всего, это было похоже на беспорядочные вспышки: такова природа нелинейных сдвиговых зон.

В связи с обсуждением этого вопроса нужно подчеркнуть еще одну особенность тектоники региона, важную для понимания происхождения меланжа. Структурный каркас территории, как уже упоминалось, создан последовательным проявлением различных механизмов: это ранний синметаморфический покровный складчатый комплекс (включает три этапа деформаций), затем – более поздний, тоже синметаморфический, сдвиговый структурный комплекс (включает два этапа деформаций), а также занимающий особое положение гнейсово-купольный структурный комплекс, синхронный последним этапам покровных деформаций и раннему этапу сдвиговых деформаций. Если попытаться снять эффект купольного тектогенеза, сильно вуалирующего общую картину, то можно видеть, что генеральный мотив тектогенеза связан с мощно проявленной сдвиговой деформацией. При этом предшествующие вязким сдвигам покровные системы сохраняются в виде реликтовых участков различных размеров и число таких участков достаточно велико. По существу, интегральная структура и отражает эту мозаику генетически разнородных систем. В связи с этим интересно отметить, что когда меланж тектонически выжимается из узлов концентрации сдвиговых напряжений, то в значительном числе случаев он внедряется как раз в близлежащие реликтовые субгоризонтальные зоны самых ранних покровных систем. В деформационном отношении для сдвигового этапа это, несомненно, теневые участки. Многочисленные наблюдения показывают, что чаще всего меланж тяготеет к тектонически ослабленным контактовым поверх-0 ностям между покровами метагабброидов (или метаультрабазитов) и пакетами складок покровного типа, образованных стратифицированными метаморфическими породами. По-видимому, такая избирательность связана с резкой реологической неоднородностью геологической среды, причем исходная, дометаморфическая, неоднородность в процессе метаморфизма не нивелируется, как часто думают, а, наоборот, катастрофически нарастает, ибо термодинамические параметры, свойственные той или иной зоне метаморфизма, мало влияют на реологию таких жестких пород, как габброиды, в то время, как пластичность других компонентов среды быстро нарастает. Меланж, внедряясь в такие субгоризонтальные зоны, насыщается обломками, и их вещественный состав точно отражает весь путь продвижения тектонической смеси, - здесь есть как высокобарические апосланцевые и апокарбонатные метасоматиты, так и нормальные по давлению метаморфические породы, в том числе, конечно, и метагаббронды, и метаультрабазиты, расположенные вне высокобарных зон и окружающие такие зоны.

К сожалению, мы не располагаем пока количественными оценками параметров давления в аномальных узлах сдвиговых зон в других, кроме гранулитовой фации, частях метаморфического ореола. Общая картина поэтому остается недостаточно полной. Ведь метаморфический ореол Ольхонского региона имеет неизобарический характер (размах колебаний от 3 - 3.5 до 6 - 6.5 кбар, по другим оценкам – до 7 кбар), а меланж, между тем, обнаружен во всех метаморфических зонах без исключения, и везде его структурная позиция одинакова: он связан со сдвиговыми и покровными синметаморфическими системами. Означает ли это, что в аномальных узлах сдвиговых зон, дающих начало меланжу, нарастание давлений всегда достигало таких экзотических значений, как в зоне гранулитовой фации? По-видимому, это не обязательное условие. Вероятно, дело не в абсолютных цифрах, а, скорее, в градиенте этих параметров. Возникновение резко неравновесных по давлению аномальных ситуаций (а вязкие сдвиговые системы создают их везде, независимо от степени метаморфизма) может дать импульс для выжимания пластичных карбонатных пород и появления меланжа. Эта тема, однако, не разработана, и здесь возможны неожиданности.

В заключение нужно коснуться еще одного вопроса, который вообще-то должен был стоять в самом начале статьи: насколько справедливо применение термина "меланж" к рассмотренным грубообломочным образованиям? А.Л. Книппер в давней статье, посвященной истории развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа [3], обобщил накопленные к тому времени данные и подробно рассмотрел концепцию меланжа в целом. Эти выводы не утратили своего значения и сейчас; они получили подтверждение и дальнейшее развитие. Интересно отметить, что уже тогда А.Л. Книппер привел сравнительную характеристику олистостром и меланжа и четко сформулировал принципиальные отличия этих внешне сходных образований.

Меланж, согласно данному тогда определению, это чисто тектоническая смесь (тектоническая брекчия), имеющая тектонические контакты с другими породами и содержащая экзотические глыбы и блоки, возраст которых часто (илк всегда) моложе возраста цемента (матрикса). При этом цемент меланжа несет следы интенсивных тектонических деформаций. Все эти признаки (без исключений) отвечают и тектонической смеси Ольхонского региона. При обсуждении этого вопроса особое внимание нужно обратить на соотношения возрастов матрикса и обломков в меланже. Более молодой возраст пород из глыб меланжа по сравнению с возрастом породы матрикса – важнейшее свойство меланжа, кардинально отличающее его от олистостром. Многие авторы особо подчеркивают это обстоятельство. Как мы видели, в составе обломочного материала ольхонского меланжа в изобилии встречаются высокобарические метасоматиты и синметаморфические граниты – породы, несомненно, более поздние, чем мрамор матрикса, и одного этого наблюдения было бы достаточно для того, чтобы отличить ольхонские грубообломочные породы от олистостром. Столь же очевидна и другая характеристика – высокая степень тектонической деформации цемента. В многочисленных обнажениях можно наблюдать складчатые формы в мраморах, возникшие в результате чрезвычайно энергичных деформаций. При этом пакеты складок нередко образуют кольцевые и вихревые ансамбли, окружающие глыбы и мелкие обломки, срезают их внутреннюю структуру, и все это отражает эффект вращения жестких глыб, как бы взвешенных в пластичном матриксе. Следовательно, и по этому признаку ольхонский меланж идентичен классическим образованиям этого типа.

Вместе с тем хорошо видны и необычные, специфические черты, свойственные меланжу Ольхонского региона. Это, прежде всего, его синметаморфическая природа и, во-вторых, мраморный состав матрикса. То, что меланж нашей территории формировался непосредственно в процессе регионального метаморфизма, однозначно доказывается всем имеющимся материалом. Это яркая особенность ольхонской тектонической смеси, собственно, и позволяющая говорить о новом типе меланжа, однако она не столь многозначительна, чтобы сомневаться в справедливости применения термина "меланж" для ее обозначения. Наоборот, синметаморфическая природа такого меланжа позволяет расширить круг признаков этих образований, принципиально не изменяя сути данного ранее определения. То же самое касается и состава матрикса. Обсуждая этот вопрос, А.Л. Книппер, кстати, настаивал на том, что, вводя те или иные определения к термину "меланж", нужно применять не имена собственные (как это нередко делалось, да и делается до сих пор) и не исходить из состава обломков (который в значительной мере случаен), а опираться на признаки, отражающие особенности его образования. Совершенно ясно, что эту характеристику точнее всего отражает состав цемента (матрикса) меланжа. Изложенный материал показывает, что мраморный состав матрикса нашего меланжа не случаен. Высокопластичные свойства мраморов по сравнению со многими другими породами известны. В специфических условиях локальной концентрации напряжений в синметаморфических сдвиговых зонах, в неравновесных по давлению ситуациях, это свойство мраморов мгновенно реализуется в их выдавливании и продвижении, внедрении в теневые по давлению части геологической среды. В пестром наборе метаморфических пород нашего региона именно мраморы изначально обладают такими свойствами суперпластичности. Конечно, это не исключает возможности находок меланжей и с иным составом матрикса. Можно предположить, что после тектонического "выброса" мраморов из локальных участков высокобарного метаморфизма какие-то другие породы, обладающие пластичностью, хотя и меньшей, чем у мраморов, но отличающиеся от других компонентов разреза по этому параметру, тоже обретут способность к меланжированию. Не очень ясные, расплывчатые намеки на это в нашем материале имеются, но детально этот вопрос не исследован, и говорить об этом пока преждевременно.

Вместе с тем уже сейчас ясно, что в Ольхонском регионе обнаружен новый тип геологических образований – синметаморфический мраморный меланж локальных высокобарических зон, сопровождающих сдвиговый тектогенез. Хотя нам не известны другие примеры такого рода, было бы ошибкой думать, что это какое-то уникальное явление. Геодинамическая обстановка в целом расшифровывается здесь как коллизионная, и можно полагать, что и аномальные высокобарные ситуации, и меланж суперпластичных мраморов – все это эффекты, сопровождающие режим такого типа.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и К-Аг возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170 - 183.
- 2. Божко Н.А., Демина Л.И. Тектоническое положение и петрология эклогитоподобных пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 49 - 59.

- 3. Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Геотектоника. 1971. № 6. С. 87 101.
- Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54 - 71.

Рецензент: А.С. Перфильев

# New Type of Melange (Baikal, Ol'khon Region)

## V. S. Fedorovsky, L. F. Dobrzhinetskaya, N. V. Molchanova, A. B. Likhachev

The western coast of the lake of Baikal and Ol'khon island showed within the metamorphic complex, originally believed to be Archean but instead proved Paleozoic, a new type of the tectonic mixture: a synmetamorphic marble melange of high-pressure zones that resulted from strike-slip tectogenesis in the Caledonian collision area. The regional zonal metamorphism (epidote-amphibolite-granulite facies) spinned off a complex ensemble of folded systems differing in genesis: an early, nappe-structure complex (three stages of deformations); a late, strike-slip complex (two stages of deformation); a gneiss-dome structure complex associating with zones of Precambrian continental crust remobilization and covered tectonically in the Early Paleozoic as a result of collision and obduction of island-arc sheets over the continental edge. The strike-slip tectogenesis that occurred in disparate zones of metamorphism was accompanied by the emergence of numerous if local nodes of stress concentration, with high-pressure bimetasomatics inside them at the contact between marbles and basic silicate rocks. Unbalanced pressures in the rheologically disuniform geologic medium produced tectonic squeezing and protrusion of marbles that led to melange. This process ended when melange reached pressure-shadow zones, where it concentrated and where relic early nappe-fold structures are to be found, as a rule. Similarly, later strike-slip deformations, synchronous with the downward branch of the regional metamorphism, embraced all complexes, including the melange, which helps outline its synmetamorphic nature.

# удк 551.24(571.5) СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ОЛЕКМИНСКОГО МЕГАСВОДА

# © 1993 г. В. И. Сизых, Ю. В. Комаров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск Поступила в редакцию 14.05.92 г.

В рамках концепции гранитосводового тектогенеза представлена эволюция Олекминского мегасвода, характеризующаяся образованием типоморфных структур протоорогенного, орогенного, деструктивного этапов, сопровождавшихся закономерной сменой во времени и пространстве структурно-вещественных комплексов, образующих необратимые индикаторные вертикальные ряды.

#### введение

В создании современной инфраструктуры горного обрамления Сибирской платформы определяющую роль играет внутриконтинентальный гранитосводовый геодинамический режим [1, 7 - 9]. Он сопровождается формированием структур центрального типа, ибо равновесие геологической среды определяется соответствием вещественных и структурных преобразований. Поэтому гнейсовые, гранитогнейсовые, гранитные купола в локальном плане и мегасводы в региональном выступают как структурная форма проявления массовой гранитизации [5, 6]. Гранитокупольные структуры образуют изометричные или вытянутые горные хребты, а их сообщества выступают в виде горной страны или горной области (рис. 1). Олекминский Становик не является исключением, представляя собой морфоструктурную сущность одноименного мегасвода, реставрация истории развития которого связана с определенными трудностями ввиду древнего возраста и неоднократно проявленных деструктивных процессов.

В целом Олекминский мегасвод имеет отчетливое выражение в виде положительной региональной морфоструктуры протяженностью около 650 км при ширине 250 км. На юге мегасвод ограничен бассейнами рек Шилки, Ингоды; на северозападе – Каренги, Талакана, Багарихты; на западе замыкается дугообразной долиной р. Читы; северо-восточная граница мегасвода в пределах Читинской области остается открытой. Орография мегасвода определяется серией горных хребтов -Олекминского, Тунгирского, Куэнгского, Алеурского, Шилкинского, простирающихся в северовосточном направлении. В центральной части мегасвода наблюдаются максимальные абсолютные отметки, составляющие 1700 - 1900 м, по периферии они понижаются до 600 - 800 м.

В геологическом отношении Олекминский мегасвод отличается от соседних Восточно-Забайкальского и Байкальского мегасводов преобладанием древних метаморфических комплексов,

практически полным отсутствием палеозойских осадочных образований и ярко выраженными процессами ультраметаморфизма, сопровождающимися формированием гнейсовых, гранитогнейсовых и гранитных куполов, которые и определяют в настоящее время общий структурный рисунок (рис. 2). Округлые и эллипсовидные, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении гранитогнейсовые купола заполняют большую часть пространства мегасвода; сложно взаимодествуя между собой, а местами и интерферируя, они образуют горные хребты и отдельные горные массивы, разделенные межгорными впадинами, которые представляют в большинстве случаев межкупольные провесы кровли [4]. Глубокий эрозионный срез купольных структур иногда стирает их четкие ограничения. Заметно сосредоточение гнейсовых куполов в периферийных частях мегасвода, причем на южном фланге, в зоне влияния Монголо-Охотского линеамента, купола разлинзованы и раздавлены [17].

#### СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Кристаллическое основание Олекминского Становика повсеместно сложено породами, испытавшими интенсивный региональный метаморфизм с последующим наложением процессов ультраметаморфизма, завершившихся массовым гранитообразованием с появлением авто- и аллохтонных производных. Если к этому добавить более позднее внедрение интрузивных гранитов и отсутствие здесь каких-либо позднедокембрийских и палеозойских осадочных образований, то станет понятной специфика геологического строения региона и те затруднения, которые с ней связаны. Они выражаются прежде всего в неоднозначной возрастной трактовке метаморфических и магматических комплексов. Поэтому и принимаемая нами их возрастная интерпретация может вызвать неоднозначное восприятие. Однако главной здесь остается последовательность образования тех или иных структурно-формационных комплексов. Последнее обстоятельство и является той основой, которая позволяет реставрировать поступательность и направленность формирования современной геологической структуры Олекминского мегасвода [6].

В эволюции геодинамического режима Олекминского мегасвода выделяются три этапа: протоорогенный, орогенный и деструктивный, характеризующиеся лишь им присущими вертикальными рядами структурно-формационных комплексов (табл. 1).

Первичный архейский или раннепротерозойский субстрат (протоорогенный структурно-формационный комплекс) занимает в современной структуре мегасвода около 10%, сохраняясь в межкупольных провесах и в редких ксенолитах по периферии куполов. Породы осадочно-метаморфического комплекса представлены биотит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, гранат-силлиманитовыми, андалузит-кордиеритовыми гнейсами, кальцифирами, кварцитами, амфиболитами, гранулитами [15, 24 - 26]. Протоорогенный структурно-формационный комплекс подвергался воздействию не только процессов регионального метаморфизма, но и, вероятно, ультраметаморфизма, однако вычленить эти образования из последующего орогенного комплекса практически невозможно, как и древние протоорогенные купольные структуры. Последние должны возникать при ультраметаморфизме, ибо преобразование вещества сопровождается возникновением структурных форм, отвечающих его новому содержанию.

Орогенный этап связан с ультраметаморфизмом и массовой гранитизацией, сопровождавшимися образованием гнейсовых, гранитогнейсовых куполов, сложенных довольно разнообразными кристаллическими породами: плагиогнейсами, гнейсогранитами, мигматитами, теневыми гранитами, объединяемыми в мигматит-гнейсогранитную формацию. Процессам массовой гранитизации предшествовало внедрение пород базитовой формации, представленных гнейсовидными габбро, габбро-норитами, анортозитами, перидотитами, пироксенитами.

Продолжение процессов массовой гранитизации привело к образованию формации гранодиорит-гранитных батолитов, сложенной гнейсовидными порфиробластическими амфиболбиотитовыми гранодиоритами, биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и лейкократовыми гранитами [17]. По данным предшественников, отмеченные выше породы Шилко-Олекминского междуречья, а также Становика относятся к раннему протерозою [2, 21, 25], хотя полной ясности в этом вопросе нет. Подробное описание их как раннедокембрийских интрузивных образований, сохранившее актуальность до наших дней, приве-



Рнс. 1. Схема расположения мегасводов на юге Восточной Сибири и в Северной Монголии. Мегасводы: 1 – Восточно-Саянский, 2 – Хангайский, 3 – Байкальский, 4 – Хэнтэй-Даурский, 5 – Восточно-Забайкальский, 6 – Олекминский, 7 – Алданский.

дено в монографических работах В.И. Шульдинера и Н.Г. Судовикова [21, 24].

Завершается орогенный этап обильным внедрением пород гранодиорит-гранитной формации: биотит-амфиболовыми, нередко с пироксеном, двуслюдяными и мусковитовыми гранодиоритами, лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, как правило, без гнейсовидной текстуры. Породы формации всегда представлены интрудированными телами. Формационный тип, достаточно широкая распространенность, дискордантность по отношению к гнейсогранитным куполам и намечающееся сосредоточение в зрелых гранитных куполах указывают на их позднеорогенное становление, хотя возраст этих пород остается неясным и по разным источникам укладывается в пределах от протерозоя [12] до позднего палеозоя. Так, по Геологической карте Читинской области издания 1976 г. [1] они отнесены к раннему палеозою, по данным М.Э. Казимировского и др. [3] подобные гранитоиды Дарасунского района имеют абсолютный возраст (Rb-Sr-метод) 318 ± 2 млн. лет. Верхняя возрастная граница комплекса достоверно определяется эруптивными соотношениями с ним позднепермско-раннетриасового амананского комплекса [10]. Нами они в какой-то мере условно увязаны с завершением орогенного этапа и отнесены к протерозойским образованиям. В целом породы структурно-формационных комплексов орогенного этапа в Олекминском мегасводе преобладают, слагая 60% от общей площади и определяя его геоструктурный рисунок.

Как жесткая консолидированная мегасводовая структура, спаянная гранитоидами, Олекминский мегасвод существовал длительное время вплоть до позднего палеозоя, когда началась его интенсивная деструкция, сопровождавшаяся щелочным



Рис. 2. Схема расположения куполов на Олекминском мегасводе.

1, 2 – структуры орогенного комплекса – купола: 1 – гнейсовые, гранитогнейсовые, 2 – гранитные (1 – Усуглинский, 2 – Амагорский, 3 – Укшукиндинский, 4 – Еликанский, 5 – Акуйский, 6 – Кудыктинский, 7 – Джекдачинский, 8 – Тунгирский); 3 – наложенные впадины деструктивного комплекса; 4 – посторогенные гранитоиды; 5 – контуры Олекминского мегасвода.

гранитоидным магматизмом, в основном отвечающим малоглубинным фациям. Интрузивные породы амананского комплекса (щелочная гранитоидная формация) слагают трещинные тела, несогласные с орогенными структурами древнего плана. Они составляют 15% от общей площади Олекминского мегасвода. Выделяются три фазы внедрения пород комплекса. Первая фаза представлена небольшими телами пород основного и среднего состава. Во второй фазе преобладают граниты, граносиениты и сиениты. В третью фазу внедрялись лейкократовые граниты. Породы амананского комплекса часто образуют зональные массивы с постепенными фациальными переходами между разновидностями пород одной и той же фазы. Возрастное положение амананского комплекса определяется тем, что его породы прорывают все магматические образования докембрийского возраста и перекрываются эффузивами средней - поздней юры. Определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом показали 175 - 190 млн. лет [13], Rb-Sr-методом -234 ± 8 млн. лет [14]. "Анализ всех имеющихся материалов показывает, что амананский комплекс образовался 240 - 260 млн. лет назад" [14, с. 83]. Это отвечает концу перми - началу триаса и согласуется с данными геологических исследований.

Раннедеструктивный этап продолжился в юрское время заложением деструктивных впадин в межкупольных пространствах, внедрением малых тел куналейского, амуджиканского комплексов, в составе которых принимают участие сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры и щелочные граниты (сиенит-граносиенитовая формация). Абсолютный возраст пород этой формации 160 -170 млн. лет. [22, 23]. Завершается раннедеструктивный этап комплексом даек и малых тел гранитпорфиров, кварцевых порфиров (гипабиссальная гранит-лейкогранит-порфировая формация).

Более интенсивную деструкцию Олекминский мегасвод испытал в поздней юре - мелу, проявившуюся в блоковой тектонике с образованием грабенообразных впадин забайкальского типа, также тяготеющих в большинстве случаев к межкупольным провесам. Они заполняются вулканогенной глубообломочной молассой, перемежающейся в краевых частях впадин меланжевыми комплексами и продуктами континентального вулканизма.

#### СТРУКТУРЫ

Структуры протоорогенного этапа в пределах Олекминского мегасвода имеют ограниченное распространение, наблюдаясь в межкупольных провесах, а также в виде дугообразно изогнутых ксенолитов по периферии куполов. Элементы залегания полосчатости кристаллических сланцев и гнейсов повсеместно совпадают с таковыми в автохтонных гранитах и подчеркивают контуры куполовидных структур. Иногда кристаллические сланцы сохраняются в виде маломощной покрышки на ядре купола. Реликты протоорогенных структур, участвующих в куполообразовании, наиболее хорошо сохранились на северо-западном фланге мегасвода, где наблюдается серия мелких гнейсовых куполов. Показательными в этом отношении являются Усуглинский, Амагорский, Укшукиндинский, Еликанский, Акуйский купола (рис. 3, см. рис. 2). Так, центральная часть Амагорского купола, размером 16×20 км, обрамлена кулисообразно расположенными полосчато-линзовидными ксенолитами кристаллических сланцев, тнейсов. Элементы залегания полосчатости, гнейсовидности в кристаллических сланцах и гранитоидах полностью совпадают и в целом повторяют овальные ограничения Амагорского купола.

Структурными формами проявления *ороген*ного этапа являются гнейсовые, гранитогнейсовые и гранитные купола. Первые два типа представлены в Олекминском мегасводе в классическом выражении. Размер куполов колеблется от 10 до 90 км по длинной оси, форма их овальная, эллипсоидальная. По периферии куполов большей частью сохраняются образования гнейсогранитной формации с реликтами ультраметаморфитов протоорогенного этапа. В центральных частях куполов наблюдаются породы формационного комплекса гранитных батолитов. Интрузии завершающей гранодиорит-гранитной формации слагают, как правило, тела, дискордантные по отношению к куполам.

Наиболее ярко процессы куполообразования проявлены на северо-западном фланге Олекминского мегасвода в междуречье Каренги и Нерчи. Здесь купола располагаются в виде цепочки северо-восточного простирания, формируя сплошной протяженный на сотни километров вал, являющийся краевым ограничением Олекминского мегасвода. В плане купола имеют овальную форму, их длинные оси ориентированы в северо-западном (Усуглинский, Амагорский и др.) или северо-восточном (УкшукинТаблица 1. Вертикальные ряды структурно-формационных комплексов Олекминского мегасвода



динский, Еликанский, Акуйский и др.) направлениях. Южные их крылья срезаются Нерча-Ульдургинским надвигом, осложненным левосторонним сдвигом. Купола по длинной оси имеют размеры от 15 до 22 км, по короткой – 8 - 10 км. Некоторые купола имеют асимметричное строение. Так, Акуйский, Еликанский, Укшукиндинский купола характеризуются крутыми северо-западными склонами. Наиболее показательна асимметрия Амагорского купола, где на западном склоне углы падения гнейсовидности составляют 50° - 60° и более, в то время как на восточном склоне не превышают 30°.



Рис. 3. Краевой вал гнейсовых, гранитогнейсовых куполов северо-западного фланга Олекминского мегасвода.

1-4 – раннепротерозойские формационные комплексы орогенного этапа: 1 – габбро, габбро-диориты базитовой формации, 2 – гнейсограниты, мигматиты, теневые граниты мигматит-гнейсогранитовой формации с реликтами ультраметаморфитов протоорогенного этапа, 3 – формация граноднорит-гранитных батолитов: а – гнейсовидные порфиробластические биотит-амфиболовые граноднориты, б – биотитовые лейкократовые граниты, 4 – позднеорогенные гранитонды гранодиорит-гранитной формации; 5, 6 – позднепалеозойские - мезозойские формационные комплексы деструктивного этапа: 5 – позднепермско-раннетриасовая щелочная гранитондная формация раннедеструктивного этапа: а – граносиениты, граниты, б – лейкократовые граниты, 6 – верхнеюрские песчаники, конгломераты грубообломочной осадочно-вулканогенной формации позднедеструктивного этапа; 7 – четвертичные отложения; 8 – тексовидноеть, тонические нарушения: а – надвиги, б – сдвиги, в – прочие разломы; 9 – структурные элементы: а – гнейсовидность, б – полосчатость. Буквы в кружках – купола: У – Усуглинский, А – Амагорский, Ук – Укшукиндинский, Е – Еликанский, Ак – Акуйский (см. рис. 2).

Купола сложены мигматитами и гнейсогранитами, содержащими реликтовые ксенолиты сланцев и гнейсов основания. Здесь же развиты гранитоиды формации гранодиорит-гранитных батолитов, представленные теневыми автохтонными образованиями, которые в ядрах куполов, как правило, переходят в массивные граниты, часто лейкократового облика. Кристаллические породы межкупольных провесов собраны в складки разных порядков вплоть до птигматитовых, простирание которых подчеркивает конфигурацию куполов. Складки опрокинуты в сторону впадин. Практически во всех куполах в краевых частях наблюдаются зоны милонитов с падением сместителей к центру купольных структур, фиксирующих зоны краевых надвигов, с активизацией которых связаны образования грубообломочных меланжевых комплексов [20]. Здесі же наблюдаются две системы трещин скалывания: параллельная внешним ограничениям крыльев сводов и секущая, с падением к центру купола, согласно с зеркалом краевых надвиговых структур.

В центральной части Олекминского мегасвода встречаются купола более крупные по размерам: Кудыктинский (60 × 70 км), Джекдачинский (30 × 50 км), Тунгирский (30 × 70 км) и другие, для которых характерно интрудирование ядерной части породами амананского комплекса деструктивного этапа.

Выделенная нами Кудыктинская купольная структура сложного строения, находящаяся в бассейнах рек Кудыкта, Бармакит, Амалат, имеет форму овала, удлиненного в северо-восточном направлении. Центральная и восточная части купола интрудированы породами амананского комплекса. Западный фланг окаймляется гнейсовидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами, гранитами гнейсогранитной формации и гранодиорит-гранитных батолитов (рис. 4). Залегание гнейсовидности и полосчатости в этих породах постепенно меняется от субширотного на юге до субмеридионального и северо-восточного на севере.

К западу от Кудыктинского купола в бассейне р. Джекдачи располагается Джекдачинский купол, меньший по размерам, но подобного же строения. В центре купола отмечаются гранитоиды амананского комплекса, по периферии в тесной перемежаемости – амфибол-биотитовые гнейсограниты, гранодиориты формаций гнейсогранитов, гранодиорит-гранитных батолитов, габбродиориты базитовой формации (рис. 5). Гнейсовидность, полосчатость, а также пластовое залегание базитов замкнутым кольцом очерчивают по периферии Джекдачинский купол.

К югу от Джекдачинского купола в междуречье Тунгира и Олекмы расположены Тунгирская купольная структура (см. рис. 2), состоящая из ряда более мелких куполов. Один из них закартирован в верхнем течении рек Гананга, Черемна. Купол овальной формы размером 12 × 6 км. В его строении принимают участие породы двух формаций, находящиеся в тесной перемежаемости: гнейсовидные биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты (гнейсогранитовая формация) и биотитовые лейкократовые граниты (формация гранодиорит-гранитных батолитов). Для пород первой формации характерны линзо- и пластообразные формы, конкордантные по отношению к стратифицированным образованиям раннего протерозоя, которые отмечаются в виде многочисленных ксенолитов мощностью от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Гнейсовидность и полосчатость в гранитоидах второй формации имеет конформное залегание с породами первой формации и хорошо подчеркивает купольное строение. Не менее характерна для гранитоидов изменчивость текстуры и состава, особенно четко наблюдаемая при пересечении вкрест простирания гнейсовидности. Массивными лейкократовыми гранитами сложено ядро купола размером 1 × 2 км. Взаимопереходы между отдельными разностями пород происходят обычно на расстоянии первых метров. Текстура массивных лейкократовых разностей вблизи кон-



Рыс. 4. Геологическое строение западного фланга Кудыктинского гранитогнейсового купола.

1 - 3 - раннепротерозойские формационные комплексы орогенного этапа: 1 – габбро, габбро-диориты базитовой формации, 2 - гнейсограниты, теневые граниты мигматит-гнейсогранитовой формации, 3 - гнейсовидные биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты формации гранодиорит-гранитных батолитов; 4, 5 - позднепалеозойские - мезозойские формационные комплексы деструктивного этапа: 4 - позднепермско-раннетриасовая щелочная гранитоидная формация раннедеструктивного этапа: а - граноснениты, граниты, б – аляскитовые граниты, 5 – позднеюрские-раннемеловые песчаники, конгломераты осадочно-вулканогенной формации позднедеструктивного этапа; 6 - четвертичные отложения; 7 - тектонические нарушения; 8 – структурные элементы: а - гнейсовидность, б - полосчатость. Положение Кудыктинского купола см. на рис. 2.

такта с гнейсовидными биотитовыми становится постепенно все более отчетливо выраженной гнейсовидной, количество биотита в них увеличивается, а зернистость практически остается постоянной. Кроме того, наблюдается и изменение структуры пород. При преобладании гетеробластовой, лепидогранобластовой часто встречаются гранобластовая, иногда с элементами гранулитовой, и гипидиоморфнозернистая структуры.



**Рыс. 5.** Внутреннее строение Джекдачинского гранитогнейсового купола ("купол в куполе").

1 - 4 - раннепротерозойские формационные комплексы орогенного этапа: 1 - габбро, габбро-диориты, амфиболиты базитовой формации: а – крупные массивы, б – мелкие тела и дайки, 2 – гнейсограниты, теневые плагиограниты мигматит-гнейсогранитовой формации, 3 - формация гранодиорит-гранитных батолитов: а - гнейсовидные биотит-амфиболовые гранодиориты, б - лейкократовые граниты, 4 - позднеорогенные гранитонды гранодиорит-гранитной формации; 5, 6 - позднепалеозойские - мезозойские формационные комплексы деструктивного этапа: 5 - позднепермско-раннетриасовая щелочная гранитоидная формация раннедеструктивного этапа: а - сиениты, граносиениты, б - граносиениты, граниты, в - лейкократовые биотитовые мелкозернистые граниты, 6 - позднеюрские - раннемеловые грубообломочные конгломераты, песчаники осадочно-вулканогенной формации позднедеструктивного этапа; 7 - четвертичные отложения; 8 – разломы; 9 – структурные элементы: а – гнейсовидность, б – полосчатость. Положение Джекдачинского купола см. на рис. 2.

Последняя свойственна разностям с массивной текстурой. На участках, где в гнейсогранитах отмечен калиевый метасоматоз, структура пород порфиробластовая с лепидогранобластовой структурой связующей массы.

Структурно-формационные комплексы *деструктивного этапа* связаны с тектоно-магматической активизацией. Выделяются ранне- и позднедеструктивные этапы, характеризующиеся своими структурно-формационными комплексами. Раннедеструктивный комплекс представлен породами гипабиссальной фации. По составу интрузивные породы амананского комплекса относятся к щелочной гранитоидной формации. В структурном плане интрузивные породы являются резко секущими, деструктивными по отношению к ранее сформированным купольным структурам. Хотя иногда встречаются и псевдосогласные структурные соотношения - "купол в куполе". Так, в пределах Джекдачинского купола в его центральной части наблюдаются интрузивные породы амананского комплекса второй (сиениты, граносиениты, граниты) и третьей (лейкократовые граниты) фаз (см. рис. 5). Размер ядерного штока амананских гранитов 20 × 30 км. Породы второй фазы представлены двумя подфазами, причем граносиениты располагаются по периферии массива, а граниты – в центральной части. Ширина периферийной оторочки первой фазы составляет 2 - 8 км, для нее присущи гнейсовидные текстуры (что крайне не характерно в целом для пород амананского комплекса), которые ориентированы конформно овальным очертаниям Джекдачинского купола. Породы третьей фазы – массивные лейкократовые граниты развиты в центральной части Джекдачинского массива в виде двух небольших штоков размером  $2 \times 4$  км, контролируемых разломах северо-восточного простирания. Фациальные переходы пород указанных фаз и подфаз постепенные.

Нередко интрузивные породы амананского комплекса слагают тела, представленные какойлибо одной из фаз, но в любом случае от периферии к центру массивов наблюдается зональность – переход от сиенитов до гранитов. В целом значительная часть тел имеет изометричные, неправильной формы очертания, иногда они несколько удлинены в северо-восточном направлении вдоль разломов. Прямолинейность контуров и наличие крутых углов падения ориентированных текстур свидетельствуют о крутом погружении контактовых поверхностей интрузий. Не исключается плитообразная форма массивов со сравнительно неглубоким залеганием подошвы при наличии узких подводящих каналов. Это косвенно подтверждается "просвечиванием" из-под интрузий линейных магнитных аномалий, фиксирующих древние структуры.

В конце триаса - ранней юре начинается заложение деструктивных впадин. Позднедеструктивный этап в Олекминском мегасводе, как и во всех других мегасводах Забайкалья и Северной Монголии, наступил в поздней юре и закончился в раннем мелу. В этом его принципиальное отличие от раннедеструктивного этапа, который в разных мегасводах начинался в разное время — от позднего палеозоя и до ранней юры. Позднедеструктивный этап характеризуется формированием позднемезозойских линейных грабенообразных структур — Шилкинской, Оловской, Джекдачинской, Тунгирской, Олекминской и др. впадин, заполнявшихся юрско-меловой вулканогенной грубообломочной молассой и меланжевыми образованиями. Положение позднемезозойских впадин связано, с одной стороны, с региональными разломами-линеаментами, с другой – с наследованием древнего структурного плана, т.е. с приуроченностью к межкупольным провесам. Длина впадин во много раз превышает ширину.

Подавляющее большинство мезозойских впадин Забайкалья расположено в межкупольных провесах. Накопление в них мезозойских отложений происходило при общем постепенном опускании, охватившем обширный регион Присаянской части Сибирской платформы, Юго-Западного, Восточного и Северо-Восточного Забайкалья, в результате чего трансгрессия моря распространилась на межкупольные понижения, в которых накапливались осадочные часто угленосные отложения. Этот процесс осложнялся блоковыми движениями, однако основной план орографии и расчлененности рельефа в юрский период сохранился до настоящего времени, ибо мезозойские отложения слагают современные межгорные понижения. Надо полагать, что и доюрский рельеф был унаследован еще со времени формирования мегасвода, так как и тогда, и сейчас горные хребты Забайкалья представляют собой цепочки гнейсовых, гранитогнейсовых или гранитных куполов [4, 6]. Неотектоническое обновление рельефа, несомненно, имело место, но и оно в принципе не изменило орографический план региона. Существенная перестройка рельефа связана с кайнозойским рифтогенезом, который рассекает все более древние структуры. Однако рифтогенные структуры протягиваются относительно узкой полосой от периферии Байкальского мегасвода и только на участке от Байкала до Чары нарушают его орогенную структуру.

Геодинамический режим, сопровождавший образование позднедеструктивных впадин, не был постоянным. На это указывает присутствие в отложениях не только обычных и угленосных осадков, но и грубообломочных меланжевых формаций, которые также являются характерными структурно-вещестьенными комплексами только Олекминского, но и других мегасводов Забайкалья и Северной Монголии. Грубообломочные микститы имеют широкое развитие во многих межкупольных впадинах [11, 16, 18]. Доказана приуроченность их к поличешуйчатым надвиговым структурам, точнее, к фронтальным частям надвигов в бортовых ограничениях позднемезозойских впадин. Так, по характеру проявления тектонических процессов Шилкинский меланж может служить тектонотипом для позднемезозойских грубообломочных микститов Забайкалья. В устье р. Нерчи и по левобережью р. Шилки имеет место пакет тектонических чешуй грубообломочного меланжа, слагающего пластину, надвинутую западным флангом на протерозойские кристаллические сланцы кулиндинской свиты, а северным – на палеозойские гранитоиды [19].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Олекминский мегасвод прошел длительный и сложный путь геодинамического развития. Первичный архейско-раннепротерозойский субстрат был представлен осадочно-метаморфическими породами. Орогенез Олекминского мегасвода, начавшись, скорее всего, в конце раннего протерозоя, продолжался еще и в позднем протерозое, когда архейско-раннепротерозойский субстрат подвергся ультраметаморфизму и гранитизации с появлением гнейсовых и гранитогнейсовых куполов. Процессы массовой гранитизации привели к образованию автохтонных гнейсовидных гранодиоритов формации гранодиорит-гранитных батолитов. Завершается развитие орогенного этапа внедрением пород гранодиорит-гранитной формации. Структуры, возникшие в орогенный этап: гнейсовые, гранитогнейсовые и гранитные купола, и в настоящее время определяют общий структурный рисунок мегасвода. В конце палеозоя началась деструкция мегасвода с обильным щелочным гранитоидным магматизмом. В конце триаса - ранней юре зарождаются деструктивные впадины, происходит внедрение малых тел, сложенных породами сиенит-граносиенитовой формации. В поздней юре - раннем мелу интенсивно проявился позднедеструктивный этап, сопровождавшийся формированием грабенообразных впадин, которые заполнялись грубообломочной вулканогенной молассой.

Касаясь разломной тектоники в самых общих чертах, можно сказать, что по пространственному положению преобладают нарушения северовосточной и северо-западной ориентировки, а также дуговые разломы, конформные ограничениям купольных структур. Характерно, что северо-восточные, субширотные разломы – это обычно надвиги, северо-западному направлению соответствуют, как правило, сдвиги, находящиеся в парагенетической связи с надвигами. По условиям образования и структурному положению надвиги разделяются на две группы. Надвиги первой группы генетически связаны с гранитосводовым тектогенезом, протекавшим в режиме преобладающих вертикальных поднятий. Образование надвигов второй группы обусловлено проявлениями глобального горизонтального тектогенеза. К первой группе относятся региональные краевые надвиги мегасводов и локальные надвиги, связанные с формированием гранитогнейсовых куполов. Надвиги второй группы изучались на южном фланге Олекминского мегасвода ни примере Шилкинской зоны Монголо-Охотского линеамента.

Подводя итог сказанному, можно отметить основные особенности инфраструктуры Олекминского мегасвода. Купола, сложенные преимущественно породами мигматит-гнейсогранитной формации, располагаются главным образом по периферии мегасвода, как бы оконтуривая его. Породы гранодиорит-гранитной формации, завершающие процесс массовой гранитизации, тяготеют к центру мегасвода. Трещинные щелочные гранитоиды амананского комплекса раннедеструктивного этапа развиты в пределах всего мегасвода равномерно, представляя собой приразломные тела, резко дискордантные по отношению к ранее созданным орогенным структурам – гнейсовым, гранитогнейсовым куполам. Процессы позднедеструктивного этапа нашли яркое выражение в виде грабенообразных позднемезозойских впадин. Таким образом, эволюция Олекминского мегасвода связана с последовательным возникновением типоморфных структур протоорогенного, орогенного, деструктивного этапов, сопровождавшихся закономерной сменой во времени и пространстве осадочных, метаморфических и магматических формаций, образующих необратимые индикаторные вертикальные ряды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологическая карта Читинской области масштаба 1 : 1000 200 / Ред. Рутштейн И.Г., Старченко В.В. М.: I осгеолтехиздат, 1976.
- 2. Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины Станового хребта // Бюл. ВСЕГЕИ. М.: Госгеолтехиздат, 1958. № 1. С. 21 - 27.
- Казимировский М.Э., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н. и др. Геохимические особенности и абсолютный возраст пород ядра Дарасунской тектоно-магматической структуры (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 65 - 70.
- Комаров Ю.В. Мезозойские межкупольные впадины в структуре Байкальского мегасвода // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 9 - 15.
- Комаров Ю.В. Тектоно-магматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий – завершающий этап их гранитосводового тектогенеза // Тектоника Сибири. Т. XII. Новосибирск: Наука, 1985. С. 18 - 22.
- Комаров Ю.В. Природа и возраст горных областей Южной Сибири и Монголии // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 361 - 366.
- Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Постгеосинклинальное гранитосводовое развитие Байкальской горной области в фанерозое // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 416 - 419.
- Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
- Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Карта орогенной тектоники горных сооружений юга Восточной Сибири и Северной Монголии // Кольцевые структуры и морфоструктуры – тео-

ретические и прикладные аспекты. Владивосток: Тихоокеанский институт географии ДО АН СССР, 1991. С. 24.

- Крылова М.Д. К вопросу о происхождении древнестановых гранитоидов // Геология и геофизика. 1962. № 8. С. 29 - 40.
- Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В. и др. Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178 - 1182.
- 12. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Эленко Н.Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового // Докембрий восточных районов СССР. Л.: Недра, 1967. С. 70 - 164.
- Нечаева Е.Д. Щелочные гранитоиды Забайкалья // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Труды Второго Всесоюзного петрографического совещания. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 472 - 474.
- 14. Рублев А.Г., Александров Г.В., Александрова С.В. и др. Геохронология фанерозойского активизированного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Советская геология. 1985. № 10. С. 81 - 92.
- Салоп Л.И. Докембрий СССР // Геология докембрия: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Л.: Наука, 1968. С. 5 - 15.
- 16. Сизых В.И. Татауровский меланж в Селенгино- Витимской зоне глубинного скалывания // Геология и геофизика. 1984. № 11. С. 106 - 111.
- Сизых В.И. Орогенная тектоника Олекминского мегасвода // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Изд-во ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. С. 219 - 221.
- Сизых В.И., Белоголовкин А.А. К проблеме Шилкинских конгломератов // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 13 - 19.
- Сизых В.И., Белоголовкин А.А. Новые данные о чешуйчато-надвиговом строении Монголо-Охотского линеамента на примере Верхнешилкинского глубинного разлома // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 4. С. 936 - 940.
- Сизых В.И., Дорганова Т.Н. Позднемезозойские олистостромы Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 53 - 57.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
- 22. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудномагматических систем // Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- 23. Тимофеевский Д.А. Геология и минерагения Дарасунского золоторудного района. М.: Недра, 1972. 260 с.
- 24. Шульдинер В.И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М.: Наука, 1969. 103 с.

5. Шульдинер В.И., Озерская А.Ф. Геология нижнего докембрия Шилка-Олекминского междуречья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 8. С. 102 - 113.

брия и пределы корреляции древнейших образований Южной Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 3 - 9.

6. Шульдинер В.И., Травин Л.В. Принципы построения региональных стратиграфических схем докем-

Рецензент: Ч.Б. Борукаев

# Structure and Evolution of the Olekma Mega-Dome

# V. I. Sizykh, Yu. V. Komarov

The granite-dome tectogenesis concept provides a framework for the evolution of the Olekma mega-dome characterized by the emergence of typomorphic structures of the proto-orogenic, orogenic, and destructive stages accompanied by a regular change in time and space of terraines that form irreversible vertical indicator series.

#### УДК 551.243/551.21(234.85)

# ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО УРАЛА

## © 1993 г. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург Поступила в редакцию 22.09.92 г.

На основе новых данных по геологии и геохимии девонских вулкано-плутонических образований Северного Урала (краснотурьинская ассоциация) предложена интерпретация геодинамической обстановки их формирования. Блоково-чешуйчатая структура фундамента вулкано-плутонитов трактуется как результат столкновения силурийской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом. В пределах коллизионного шва тектонически совмещены раннесилурийские офиолиты задугового моря, обдуцированные на западный край микроконтинента, и тыловодужные позднесилурийские субщелочные вулканиты (базальт-трахитовый комплекс). Уточнено время коллизии (прагиен - ранний эмс). Постколлизионный магматизм этого этапа был геологически кратким (эмс - эйфель); он характеризуется преобладанием континентальных андезитоидных составов, сквозным характером субщелочных разностей (наряду с известково-щелочными) и общей антидромной эволюцией.

Коллизионные процессы, связанные с ними деформации, магматизм и осадконакопление, согласно новейшим данным, являются ведущими в формировании активных континентальных окраин. Юго-западное обрамление Тихого океана, Южный Китай, Западная Европа и Монголо-Охотский пояс [5, 21, 33 - 35] рассматриваются как многоэтапные коллизионные структуры, в составе которых выделяются перемещенные блоки континентальной, островодужной и океанической коры (террейны), а также образования неоавтохтона (постколлизионные магматиты и осадочные породы).

Урал, один из крупнейших и металлогенически значимых орогенов, изучен в этом отношении недостаточно. В большинстве обзорных работ [5, 19 - 21] рассмотрен лишь завершающий пермотриасовый этап коллизии, т.е. столкновение противостоящих Восточно-Европейского и Казахстанско-Тяньшаньского континентов ("гиперколлизия", по Дж. Обуэн [30]). Между тем есть основания полагать, что коллизионные процессы и постколлизионный магматизм неоднократно проявлялись в геологической истории Уральского региона. Установлено, например, что столкновение девонской островной дуги с аккреционным континентальным краем на восточном склоне современного Южного и Среднего Урала обусловило образование шарьяжей с западной вергентностью, рифтообразование, телескопирование магматических и рудных формаций [3, 14, 29]. Эти события уверенно датируются визейским временем, но им предшествовали еще более ранние аналогичные процессы, имевшие место в начале девонского периода, когда силурийская островная дуга столкнулась с тыловыми микроконтинентами [29].

Первое монографическое описание девонского постколлизионного магматизма на Урале было выполнено для полярноуральского вулкано-плутонического пояса [27], в структуре которого андезитоидные магматиты  $D_{1,2}$  прорывают и метаморфизуют сгруженные вулканогенные образования силурийской островной дуги, офиолиты задугового моря и двуполевошпатовые гранатбиотитовые гнейсы континентального блока. Аналогичные комплексы прослеживаются через бассейн р. Хулги на юг, в районы Приполярного Урала [2] и далее – в Восточно-Тагильскую зону Северного Урала (рис. 1). Здесь между городами Ивделем и Красноуральском вдоль Серовско-Маукской сутурной зоны, разделяющей эпиокеаническую Тагильскую область и Восточно-Уральский микроконтинент, расположены выходы пород Краснотурьинской вулкано-плутонической ассоциации, сложенной девонскими андезитами, их интрузивными комагматитами, известняками и красноцветными молассоидами. Это один из старейших горнорудных районов Урала, где и сейчас разрабатываются Турьинские медные и Северо-Уральские бокситовые рудники. Район хорошо изучен, его геология освещалась в работах Д.С. Коржинского, Л.Н. Овчинникова, Я.П. Баклаева, Н.С. Лисова, Л.Н. Князевой и др. Опираясь на детальные предшествующие работы и используя новые полученные нами данные по геохимии магматитов, мы предлагаем новую интерпретацию структуры известного района, рассматривая ее как фрагмент девонского коллизионного шва. На примере этого района охарактеризован состав тектонически совмещенных комплексов, уточнено время коллизии и показаны особенности запечатывающих шов магматитов – первых постколлизионных образований в истории активной окраины Уральского палеоокеана.



**Рнс. 1.** Схема размещения фрагментов островных дуг и окраинно-континентальных поясов на севере Урала.

 известково-щелочные комплексы силурийской палеодуги; 2 – субщелочные тыловодужные комплексы S<sub>2</sub> - D<sub>1</sub>; 3 – девонский окраинно-континентальный пояс; 4 – комплексы пассивной окраины; 5 – микроконтиненты (пунктиром ограничены зоны сутурных швов между ними); 6 – фронтальная сутурная зона (Главный Уральский глубинный разлом); 7 – тыловая (Серовско-Маукская) сутурная зона. Оконтурена площадь, показанная на рис. 2.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИТОВ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Краснотурьинская вулкано-плутоническая ассоциация включает Масловско-Воронцовскую палеовулканическую гряду андезитовых, трахиандезитовых и трахиандезито-базальтовых эффузивов пражско-эйфельского возраста [10] и комагматичные гипабиссальные интрузивы (рис. 2). К северу и западу от вулканической гряды расположены синхронные ей и более молодые накопления вулканогенной молассы и бокситоносные известняки Северо-Уральского бассейна, прослеживаемые на Приполярный Урал [23], а к югу – более древние островодужные комплексы, лежащие в фундаменте вулкано-плутонитов: венлокские андезитовые пирокластолиты и пржидолийжединские флишоиды. На востоке девонские эффузивы по тектоническим швам граничат с офиолитами Серовско-Маукской сутуры, однако комагматичные им интрузивные породы (гранодиориты, диориты) прорывают габбро-гиперба-



Рыс. 2. Схема геологического строения Серовско-Маукского сутурного шва на Северном Урале.

1 – допалеозойские метаморфиты Восточно-Уральского микроконтинента; 2 – альпипотипные гипербазиты; 3 – габбро; 4 – толеиты  $S_1$ ; 5 – островодужные андезиты  $S_2$ ; 6 – калиевые базальты, трахиты  $S_2 - D_1$ ; 7 - 11 – постколлизионные комплексы: 7 – андезиты  $D_{1-2}$ , 8 – трахнандезито-базальты и вулканогенная моласса  $D_2e$ , 9 – известняки Северо-Уральского бокситоносного бассейна, 10 – кварцевые днориты  $D_2$ , 11 – габбро, граноднориты, граниты  $D_2$ ; 12 – тоналиты  $C_1$ ; 13 – тектонические контакты комплексов; 14 – стратиграфические контакты. Оконтурена площаь, показанная на рис. 3.

-71

-5

6

7

8 9

10

11

12

13

14

зитовые массивы и спилиты, обдуцированные на край Восточно-Уральского микроконтинента.

Общую региональную позицию девонских вулкано-плутонитов помогает понять схема, показанная на рис. 1. В современной структуре Уральского орогена к востоку от Главного Уральского глубинного разлома, т.е. сутурной зоны, разделяющей комплексы пассивной и активной окраин палеоокеана, на Северном Урале сохранились последовательно: реликты ордовикской океанической коры, фрагменты толеитового основания и барьерной зоны силурийской островной дуги (бимодальный толеитовый валенторский, плагиолипарит-андезитовый павдинский и андезитобазальтовый именновский комплексы), сменяющиеся пржидолий-жединскими флишоидами с



Рис. 3. Схема геологического строения постколлизионного магматического пояса в районе г. Краснотурьинска (по Н.С. Лисову [10]).

 3 – комплексы фундамента: 1 – альпинотипные гипербазиты (Устейский массив), 2 – толенты S<sub>1</sub>, 3 – базальты, трахиты S<sub>2</sub> - D<sub>1</sub>; 4 - 8 – постколлизионные девонские комплексы: 4 – краснотурьинский туффитовый, 5 – пирокластический андезитовый, 6 – взвозный и макарьевский (трахиандезито-базальты, базальты); 7 – североуральский (известняки, красноцветная моласса), 8 – ауэрбаховский (гранитонды, габбро); 9 – стратиграфические и 10 – тектонические контакты; 11 - 15 – месторождения: 11 – медно- и железоскарновые, 12 – медно-порфировые, 13 – золото-сульфидные. линзами трахибазальтовых и трахитовых лав (тыловодужным шошонитовым поясом [11]). Далее к востоку, за протяженной полосой более молодых, девонских, известняков Северо-Уральского бассейна, вновь картируются выходы раннесилурийских рассланцованных толеитов Восточно-Тагильской зоны, которые с позиций геосинклинальной теории представляют собой восточное крыло Тагильского мегасинклинория [16, 22]. По плитотектонической концепции восточные толеитовые базальты вместе с сопутствующими гипербазитами и габбро являются реликтами океанической коры задугового спредингового моря. Вместе с тыловодужными субщелочными вулканитами они надвинуты на западный край Восточно-Уральского микроконтинента, образуя сутурный шов (Серовско-Маукская зона).

Пражско-эйфельские андезиты, андезитобазальты и базальты Краснотурьинской вулканоплутонической ассоциации, по существующим представлениям [10], согласно лежат в ядре пологой брахисинклинали или в кальдерообразном погружении на флишоидах и вулканитах трахитбазальтовой формации. Действительная картина сложнее, поскольку в геологическом разрезе фундамента вулкано-плутонитов присутствуют в виде пакета пластин образования различных геодинамических режимов и палеофациальных обстановок, совмещенные тектонически. Гранодиорит-диоритовые девонские интрузии - комагматы андезитовых эффузивов запечатывают пакет и трассируют постколлизионную магмоподводящую зону, прослеживающуюся на юг в район городов Красноуральска и Верхнего Тагила [12], а на север – в район г. Саранпауля [2]. Рассмотрим более детально тектонически совмещенные комплексы коллизионного шва и неоавтохтонного вулкано-плутонического пояса.

# СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

Коллизионная структура в фундаменте девонского вулкано-плутонического пояса на Северном Урале включает сгруженные метаморфиты докембрийского Салдинского блока (часть Восточно-Уральского микроконтинента), раннесилурийские офиолиты, венлокские известково-щелочные андезиты и андезито-базальты, а также флишоиды и трахит-базальтовые (шошонитовые) эффузивы силурийской островной дуги.

Метаморфиты Салдинского блока представлены амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, гранулитами и слюдяными сланцами, которые, судя по данным сейсмопрофилирования [18], относительно полого (35° - 40°) погружаются на запад, под палеоокеанический сектор Тагильской зоны. Осадочный чехол микроконтинента здесь не сохранился.

Образования офиолитовой ассоциации, включающие гипербазиты, габбро, диабазы параллельных даек и лландоверийские спилиты, слагают две полосы тектонических линз – восточную (зона Серовско-Маукской сутуры) и западную. Последняя частично надвинута на девонские осадочные породы Северо-Уральского бокситоносного бассейна (рис. 3).

Гипербазиты и габбро (Серовский комплекс) присутствуют во всех выходах офиолитов, но наиболее крупные массивы (Устейский, Кольский, Вагранский и др.) расположены на востоке, в пределах сутурной зоны, где они залегают на слюдяных сланцах и гнейсах Салдинского блока. Мощность апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, клинопироксенитов и полосчатых габбро, по геофизическим данным, не превышает 3 - 5 км, падение пологое западное [4, 10, 18]. В кровле массивов сохранились фрагменты комплекса параллельных даек диабазов (афировых кварцсодержащих толеитов) с аподиабазовыми роговиками и серпентинитами в междайковых скринах. В составе Серовской офиолитовой ассоциации этот комплекс ранее не описывался и установлен нами в разрезах по рекам Большой Волчанке и Турье. Южнее, в бассейне рек Каквы и Лобвы, он сменяется толщей подушечных спилитовых лав, прорванных сиенитовыми порфиритами и диоритовыми порфиритами перекрывающего вулкано-плутонического пояса. Выдержанная мощность односторонне закаленных даек в обнаженных участках пакета (1.8 - 2 м) свидетельствует о равномерном растяжении в спрединговой палеозоне, которую они фиксируют. По химизму жильные диабазы относятся к примитивным натриевым толеитам, но отличаются от типичных океанических пониженным содержанием титана, магния и несколько повышенным – стронция (табл. 1). Химизм и геологическая позиция в тылу палеодуги позволяют предполагать образование даек в задуговых, вторичных, зонах спрединга. Кремнекислые породы в пакетах редки и представлены одиночными дайками плагиогранит-порфиров.

В западной полосе офиолитов, расширяющейся к югу, в направлении колчеданоносных районов Красноуральска и Нижнего Тагила, присутствует дифференцированный толеитовый комплекс, представленный лландоверийскими спилитами и кератоспилитами (толеитовыми базальтами и андезитами) и многочисленными дайками афировых дацитов, плагиолипаритов и плагиогранит-порфиров. Породы рассланцованы, меланжированы и слагают пеструю мозаику притертых линзовидных блоков с общим западным пологим падением [18], однако часть пластин, надвинутых на более молодые, раннедевонские, эффузивы и известняки (см. рис. 3), погружается на восток, под краснотурьинские вулкано-плутониты. Толеитовые базальты и андезиты представлены натриевыми низкотитанистыми разностями (см. табл. 1). Подобные толеиты с характерными низкими концентрациями циркония, ниобия, стронция явля-

Таблица 1. Химический состав вулканических пород предколлизионного этапа (%, г/т)

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50.54	51.18	51.85	47.92	58.21
TiO <sub>2</sub>	0.87	1.24	1.3	0.78	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	15.50	15.63	19.78	17.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09	3.37	5.15	3.74	2.31
FeO	5.1	7.09	6.21	5.1	2.59
MnO	0.19	0.19	0.17	0.18	0.24
MgO	10.26	5.78	4.21	3.44	1.95
CaO	5.94	6.67	5.47	8.46	2.36
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.96	4.29	3.14	2.2
K <sub>2</sub> O	0.7	0.43	1.79	2.16	7.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.13	0.32	0.31	0.26
п. п. п.	3.89	3.71	3.0	3.9	2.6
Rb	9	5	26	62	138
Sr	98	245	417	1430	828
Cr	190	80	65	50	120
Ni	100	40	39	16	10
Co	30	25	30	30	10
v	200	320	422	349	195
Nb	2	2	6.7	6.6	5.4
Zr	45	50	187	80	135
Y	26	21	34	20	30
n	7	3	3	4	2

Примечание. 1 – спилиты S<sub>1</sub>; 2 – диабазы параллельных даек; 3, 4 – трахибазальты туринского комплекса S<sub>2</sub> - D<sub>1</sub>: 3 – подушечные лавы, 4 – агглютинаты среди флишоидов; 5 – трахиты; п – число проб.

ются обычно частью цоколя эпиокеанических островных дуг [1, 9, 32].

Тектоническая пластина известково-щелочных андезитов павдинского комплекса (венлок) обнажается на юге Краснотурьинской структуры (см. рис. 2) и сложена грубообломочной пирокластикой водноотложенных фаций.

Флишоиды и эффузивы трахит-базальтовой формации (туринский комплекс пржидолия-жедина) слагают на современном эрозионном срезе до половины объема коллизионной структуры. Их контакты с офиолитами – исключительно тектонические, а с андезитами венлока – несогласные стратиграфические [10, 22]. На краснотурьинском отрезке коллизионного шва (см. рис. 3) образования трахит-базальтовой формации, как и офиолиты, слагают две полосы, разделенные выходами перекрывающих аллохтонных офиолитов и девонских вулкано-плутонитов неоавтохтона. В западной полосе преобладают подушечные лавы красно-бурых трахибазальтов и трахиандезитобазальтов с прослоями кремнисто-глинистых туф-



**Рнс. 4.** Диаграмма Rb—Sr для магматических пород Северного Урала.

 трахиты, трахибазальты туринского комплекса S<sub>2</sub> -D<sub>1</sub>; 2 – андезиты краснотурынского комплекса D<sub>2</sub>;
 трахиандезито-базальты взвозного комплекса D<sub>2</sub>е;
 кварцевые диориты, гранодиориты и граниты ауэрбаховского и верхнелобвинского комплекса S<sub>2</sub>.
 с пандезиты павдинского комплекса S<sub>1</sub>,
 андезиты павдинского комплекса S<sub>2</sub>. Сплошными линиями ограничены поля составов современных вулканических серий, формировавшихся (?) на коре с указанной эмпирической мощностью [31].

фитов, в восточной – вулканомиктовые нечеткослоистые флишоиды с линзами трахибазальтовых агглютинатов и брекчированных трахитов. Судя по фауне брахиопод и конодонтов в туффитовых прослоях, возраст и западного, и восточного типов разреза – лохковский век раннего девона (жедин, по [10]). По минеральному составу и содержанию главных породообразующих компонентов субщелочные вулканические породы типичны для туринской формации калиевых базальтов – трахитов [11]. Все породы богаты фосфором, глиноземом, цирконием и ниобием (см. табл. 1). Трахиты и трахибазальты восточных флишоидных пачек характеризуются максимальными среди вулканических пород района содержаниями рубидия (до 150 г/т) и стронция (до 1450 г/т), что свидетельствует о том, что мощность коры в период магмогенерации превышала 30 км (рис. 4). Концентрации и характер фракционирования редких земель

в трахитах (рис. 5) сходны с шошонитами современных зрелых островных дуг [1].

Описанные каливые субщелочные эффузивы завершают силурийский островодужный вулканизм. После их извержений наступила амагматичная пауза (прагиен - ранний эмс), которая зафиксирована в геологическом разрезе Северного Урала накоплением толщи бокситоносных известняков, краснокаменноизмененных гравелитов и туффитов [15, 23]. В основании пражского разреза залегают обломочные породы, мощность которых превышает 600 - 700 м, чрезвычайно неоднородные по гранулометрическим характеристикам, степени окатанности обломков и их вещественному составу. Они трактуются как продукты оползней при дифференцированных вертикальных тектонических движениях [23], но, весьма вероятно, являются олистостромами, формировавшимися перед фронтом надвигающихся островодужных комплексов. В Краснотурьинском районе в это время происходило отложение однородных светло-серых известняков фроловско-васильевской толщи. Амагматичная пауза датирует время коллизии, вмещая причленение островной дуги к микроконтиненту, подъем орогена и размыв латеритных кор выветривания, обдуцирование офиолитов, так как первые проявления постколлизионного вулканизма имели место уже в позднем эмсе.

#### КОМПЛЕКСЫ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА

Новая резкая активизация магматических процессов после амагматичной паузы коллизионного этапа характеризуется существенным изменением состава магматических продуктов. Базальтоидный субщелочной вулканизм зрелой островной дуги сменился андезитоидным известково-щелочным.

Первые проявления андезитового вулканизма в краснотурьинской части коллизионной структуры совпали с размывом мощных пражских известняков фроловско-васильевской толщи, отложением "ленточных" известковистых туффитов и туфопесчаников (башмаковский горизонт). Эти тонкослоистые породы состоят из хорошо отсортированных по крупности угловатых осколков основной массы андезитов, их кристаллокластического материала (альбита и тонкозонального плагиоклаза An<sub>60-65</sub>, роговой обманки и продуктов ее замещения, титаномагнетита, апатита и кварца), а также содержат обломки и глыбы известняка. Туфопесчаники и туффиты включают аккумулятивные линзы агломератовых туфов и эксплозивные брекчии кварцсодержащих роговообманковых андезитов, реже – пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов, которые тяготеют к периферии экструзивных куполов и небольших субвулканических штоков того же состава. Андезитовые штоки имеют зональное

строение: бескварцевые роговообманковые андезиты и диоритовые порфириты ближе к апикальным участкам сменяются кварцсодержащими разностями, а затем – кварц-биотит-роговообманковыми трахиандезитами. Полная идентичность обломочного материала туффитов, туфов и обломочных фаций экструзивных куполов свидетельствует о синхронности андезитового вулканизма и осадконакопления. В туффитах В.В. Черных по нашим сборам определил конодонты: Belodella firminosa Snig., Polygnathus serotinus Telfora, Parallelocostata sp., позволяющие коррелировать ранние вулканогенно-осадочные образования зарождающегося пояса с конхидиелловыми слоями верхнего эмса.

Выше "ленточных" туффитов (и севернее) залегают пирокластические богословская и новопесчанская толщи, объединяемые вместе с вышеописанными вулканитами в краснотурьинский андезитовый комплекс (эмс - ранний эйфель); еще дальше на север последний перекрыт туфами взвозной и макарьевской трахиандезито-базальтовых толщ [10]. Сохранившаяся мощность всех эффузивных накоплений девона оценивается в 4 - 5 км.

Пражские известняки, андезиты и туффиты эмса пересечены роями даек калиевых базальтов, трахиандезито-базальтов И габбро-диабазов, роговообманковых и биотитовых лампрофиров. Из них наиболее многочисленны крупнопорфировые пироксен-плагиоклазовые базальты с обильными магнетитом, апатитом, с интерстициальными кварцем и калишпатом в основной ткани. По минеральному и химическому составу они аналогичны эйфельским эффузивам взвозной толщи, что отмечалось ранее Н.С. Лисовым. Наиболее полный разрез последних описан в северных районах Ивдельско-Краснотурьинской зоны [6]. Здесь в окрестностях пос. Вижай и Полуночное на раннедевонских и эйфельских известняках и туффигах залегают туфы и агглютинаты биотит-пироксен-плагиоклазовых трахибазальтов и трахиандезито-базальтов, кварц-биотит-роговообманковых грахиандезитов и трахидацитов, а также аналогичные эффузивы нормальной щелочности. Гру-500бломочные пирокластолиты и здесь тесно ассоциируют с тонкослоистыми известковистыми гуффитами. Последние иногда содержат несоразмерно крупные бомбы трахиандезитов и андезигов, что свидетельствует о субаэральном харакгере вулканизма. Наличие наземных (островных) эккумулятивных построек в эйфельское время годтверждается мощными накоплениями однородных бомбовых туфов трахиандезито-базальтов гора Петропавловские Камешки на северной окзаине г. Краснотурьинска), реликтами лахаровых этложений, площадными краснокаменными изменениями в верхах эйфельского разреза (макарьевкая толща), а также присутствием синхронных окситоносных горизонтов в соседнем Северо-Уральском бассейне [24].



Рис. 5. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в магматических породах Северного Урала. 1 – трахит туринского комплекса; 2, 3 – краснотурьинский комплекс: 2 – андезит (обр. В-301, см. табл. 2), 3 – трахиандезит; 4 – трахибазальт взвозного комплекса; 5 – кварцевый сиено-днорит Ауэрбаховского массива. Эталонные кривые: ш – шошониты зрелых островных дуг, а – андезиты Соломоновых о-вов [1].

В петрохимическом отношении вулканические породы краснотурьинского коплекса представлены андезитами и андезито-дацитами как нормальной, так и повышенной щелочности (табл. 2). Судя по опубликованным [12, 22] и нашим данным, последние составляют до половины объема комплекса. Тем не менее, по суммарной щелочности и содержаниям калия эти эффузивы не достигают уровня предшествующей трахитбазальтовой формации (рис. 6).

Вулканиты взвозной и макарьевской толщ, перекрывающие краснотурьинский комплекс, петрохимически близки между собой, различаясь практически только степенью краснокаменных изменений и относительными объемами андезитоидных составов (и то, и другое выше в самой молодой, макарьевской, толще). Среди эйфельских вулканитов как в Краснотурьинском, так и севернее в Ивдельском районах преобладают калиевые андезито-базальтовые и базальтовые разности повышенной щелочности (см. табл. 2).

Геохимические параметры всех эффузивов постколлизионного пояса характеризуют их как образования окраинно-континентальных обстановок [9, 32]. Это высокостронциевые породы (до 913 г/т) с содержанием рубидия, достигающим 90 г/т (см. рис. 4), что наглядно отличает их от

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	57.32	59.56	49.5	58.8	53.5	60.68	Rb	25	82	<b>98</b>	24	104	74
TiO <sub>2</sub>	0.89	0.68	1.18	0.7	1.15	0.66	Sr	913	339	688	569	1022	348
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.82	18.56	17.05	17.5	16.95	15.39	La	3.1	27.6	8.2	35	-	13.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	1.81	5.16	3.9	4.36	2.36	Ce	7.7	55.4	21.5	72	-	28.4
FeO	4.1	2.59	6.32	3.23	3.72	5.6	Pr	<1	6.9	3.2	-	-	4.0
MnO	0.16	· 0.22	0.2	0.19	0.16	0.16	Nd	4.2	27.8	9.8	<b>!</b> –	-	18.3
MgO	3.06	1.69	5.25	1.63	3.18	1.38	Sm	1.1	8.7	2.9	<b> </b>	-	4.2
CaO	4.99	2.19	5.25	4.73	5.68	3.94	Eu	0.35	1.4	1.03	-	-	0.3
Na <sub>2</sub> O	4.24	5.06	2.02	7.12	4.6	3.42	Gd	1.8	3.6	3.3	-	-	4.2
K <sub>2</sub> O	1.61	5.96	4.04	1.39	4.27	4.04	Dy	2.0	5.9	2.6	-	-	4.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.22	0.38	0.36	0.35	0.32	Но	0.26	0.7	0.52	-	-	1.1
п. п. п.	2.32	2.3	2.68	1.52	2.27	1.36	Er	0.61	2.0	1.7	-	-	2.6
Cr	158	182	' — I	398	-	190	Tm	<0.1	0.17	0.25	-	-	0.5
Ni	13	9.3	' – I	18	-	12	ЧЪ	0.7	1.4	1.7	2.9	-	2.2
Co	20	8.3	' – I	17		20	Y	4.6	16.5	13.2	21	-	27.5
v	169	177	-	213	-	160	TR+Y	29	159	70.2	ļ i		112
Zr	59	·100	-	104	<b> </b> –	130	ΣCe/ΣY	2	4.1	2.5	Į i		1.5
Nb	5	9.3	-	6.6	-	7		l 1	ł i		f		l

Таблица 2. Химический состав магматических пород постколлизионного пояса (краснотурьинская ассоциа ция), %, г/т

Примечание. Краснотурьинский комплекс: 1 – андезит, обр. В-301, р. Каква, скала Шихан, 2 – трахиандезит, обр. и скв. 527р, гл. 109 м; взвозный комплекс, гора Петропавловские Камешки; 3 – трахибазальт; 4 – трахиандезит 5 – трахиандезито-базальт; 6 – кварцевый сиено-диорит главной фазы Ауэрбаховского массива, р. Каква.

аналогичных по кремнекислотности эффузивов силурийской островной дуги (павдинский комплекс). На основе эмпирической зависимости средних концентраций этих литофильных элементов от мощности земной коры в области магмогенерации [31] можно заключить, что для краснотурьинских вулкано-плутонитов мощность земной коры в период их формирования составляла около 30 км (см. рис. 4). По концентрациям тугоплавких элементов (хрома, никеля, кобальта и др.) андезиты краснотурьинского и взвозного комплексов также принадлежат к геохимическому типу высокохромистых и бедных цирконием континентальных андезитов. Содержание и характер фракционирования РЗЭ в девонских эффузивах отражают широких спектр их составов по уровню щелочности. В нормальнокалиевых кварцсодержащих андезитах, представляющих начальные фазы постколлизионного вулканизма (обр. В-301 в табл. 2), концентрации лантаноидов только в 5 - 10 раз превышают хондритовые, что свойственно современным известково-щелочным андезитам фронтальной зоны краевого пояса (Соломоновы о-ва). В субщелочных разностях они лишь немного уступают трахитовым (туринский комплекс) и шошонитовым количественно при сходных соотношениях легких и тяжелых редких земель (см. рис. 5).

Плутонические умереннокислые породы рай она также многофазны. Среди них выделены верхнелобвинский и ауэрбаховский комплексы каждый из которых объединяет серии мелких (0.5 - 40 км<sup>2</sup>) штокообразных массивов [10, 25] Их комагматизм с вышеописанными эффузивами общепризнан и доказывается общностью минералогии, химизма и геологической позиции [7, 10, 12]. Диоритовые порфириты и гранодиориты верхнелобвинского комплекса прорывают основные вулканиты раннего силура, плагиогранит-порфиры, габбро и гипербазиты, т.е. залегают среди пород фундамента. Гранитоиды Ауэр баховского массива и его сателлитов поднимают ся выше по разрезу, образуя активные контакты с эффузивами и известняками пражского яруса эмса и раннего эйфеля. Обломки гранитоидов присутствуют в позднеэйфельских конгломера тах [10]. Начальные фазы Ауэрбаховского мас сива (габбро-диориты) по составу и структуре идентичны с породами субвулканических фаций эйфельского взвозного комплекса, гранитоиды главной фазы представлены крупнокристалли ческими гранодиоритами и кварцевыми сиено диоритами, а завершилось формирование всего комплекса внедрением небольших порций высо кокалиевых ортоклазовых гранит-порфиров.

В петрохимическом отношении верхнелобвинский комплекс более однороден по составу и сложен нормальнокалиевыми разностями гранитоидов (K2O не более 2%). Для интрузивных пород ауэрбаховского комплекса (весь ряд от габбро до гранитов) характерны повышенные содержания калия (см. рис. 6), а также рубидия, циркония и ниобия [25]. Состав и характер фракционирования РЗЭ в гранитоидах главной фазы подтверждают вывод о базальтоидном происхождении этих пород. Отрицательная европиевая аномалия (см. рис. 5), закономерное накопление цериевых редких земель по сравнению с завершающими краснотурьинский вулканизм антидромный базальтами взвозного комплекса позволяют предполагать, что гранитоиды являются продуктами кристаллизационной дифференциации остаточных очагов под девонскими вулканами.

Сравнивая составы и относительный возраст эффузивных пород и плутонитов, можно отметить, что главным фазам вулканических проявлений отвечают соответствующие интрузивные образования. Андезитам краснотурьинского комплекса наиболее близки по химизму гранитоиды Верхнелобвинского массива и его аналогов, а гранитоидам ауэрбаховского комплекса соответствуют субщелочные эффузивы взвозной и макарьевской толщ. От аналогичных образований Приполярного и Полярного Урала [2, 27] описанные вулкано-плутониты отличаются сквозным характером субщелочных разностей, что может быть обусловлено большей ролью зрелых островодужных и континентальных террейнов в коллизионной структуре их фундамента. Все магматиты девонского этапа коллизии представлены вулкано-плутоническими ассоциациями, в которых плутониты подчинены или соизмеримы по объемам с эффузивными составляющими. Главные фазы тех и других имеют андезитоидный состав, базальты играют заметную роль лишь в завершающих вулканических проявлениях, а габбро – в ранних фазах комагматичных плутонов.

Среднедевонская вулкано-плутоническая ассоциация Северного Урала известна благодаря промышленным ме торождениям медноскарновой рудной формации, которые цепочкой опоясывают Ауэрбаховский массив (см. рис. 3). Отмечено, что состав руд в скарнах зависит от уровня локализации в вулкано-плутоническом комплексе. В северных месторождениях, лежащих в верхних горизонтах стратифицированного разреза (Фроловское, Васильевское, Александровское), намного больше сульфидов меди, появляются полиметаллическая и золото-сульфидная ассоциации [17]. Здесь же расположены рудопроявления, близкие к медно-порфировому типу. В южных месторождениях, локализованных на уровне базального башмаковского горизонта (Воронцовское и др.), преобладают магнетитовые скарны. Еще ниже, среди пород фундамента, в экзокон-



Рис. 6. Диаграмма K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> для краснотурьинской вулкано-плутонической ассоциации.

1-3-комплексы: 1-краснотурьинский андезитовый, 2 – взвозный трахнандезито-базальтовый (средние составы), 3 – туринский трахит-базальтовый (средние составы). Оконтурено поле гранитондов ауэрбаховского комплекса. Буквами обозначены поля составов толеитовых (Т), известково-щелочных (И-Ш), субщелочных (СбШ) и щелочных (Ш) вулканических пород современных островных дуг [1, 9].

тактах гранитоидных интрузивов известны золотосодержащие зоны окварцевания и эпидотизации (Ларьковское рудопроявление в гипербазитах Устейского массива и др.). Сходная вертикальная зональность намечается и для других уральских андезитоидных вулкано-плутонических поясов [26]. Она подтверждает неоавтохтонный характер залегания рудоносной магматической колонны, запечатывающей зону тектонического скучивания весьма разнородных комплексов.

Вся вспышка андезитоидного постколлизионного вулкано-плутонизма на Северном Урале была относительно краткой. Уже в позднем эйфеле, живете и фране на описанной территории, к северу от нее до Приполярного Урала и на прилегающей площади современного Зауралья и Западно-Сибирской низменности происходило накопление мощных красноцветных молассоидов и известняков с признаками размыва и переотложения латеритных кор выветривания [8, 15, 23, 24].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Североуральские (краснотурьинские) вулкано-плутониты вместе с войкарскими (Полярный Урал) и приполярноуральскими [2, 27] являются фрагментами некогда единого окраинно-континентального пояса, обрамлявшего палеозойский океан вдоль западной и южной границ Сибирского палеоконтинента. Восточная аккреционная окраина последнего включала мозаику глыб (террейнов) Казахстано-Тяньшаньской области и современной Западно-Сибирской плиты. Восточно-Уральский микроконтинент, столкновение которого с силурийской островной дугой привело к образованию описанной коллизионной структуры, в раннем палеозое уже был, по-видимому, причленен к аналогичному Шаинскому (на востоке) и Березовскому (на севере). Как показали данные глубокого бурения [8, 13], на стыках этих сиалических блоков под фран-фаменскими молассоидами и мезо-кайнозойскими рыхлыми отложениями установлены лишь узкие зоны (сутурные швы) раннесилурийских натриевых базальтоидов и серпентинитов.

Постколлизионный окраинно-континентальный магматизм раннедевонского этапа на Северном Урале, как было показано выше, был геологически кратким (эмс - ранний эйфель) и характеризуется преобладанием "континентальных" андезитоидных составов как среди вулканитов, так и в плутонических фациях, сквозным развитием субщелочных разностей (наряду с известково-щелочными), общей антидромной эволюцией и вертикальной металлогенической зональностью. Появление этих магматитов в геологическом разрезе прерывает эволюционный ряд океанических и островодужных формаций с закономерно нарастающей калиевой щелочностью (вкрест простирания палеодуги и от ранних к поздним Извержения калиевых комплексам). субщелочных эффузивов шошонитового типа, завершившие островодужный вулканизм, после деформаций коллизионного этапа снова сменились известково-щелочными. Обстановки растяжения в условиях мощной новообразованной континентальной коры, близкие к рифтогенным и характерные для тыловодужных шошонитовых поясов [1], сменились сжатием и сводовым поднятием, сопровождавшимися латеритообразованием и накоплением молассоидов. Судя по концентрациям калия, рубидия и стронция, функционально зависящим от глубин до магмогенерирующей сейсмофокальной поверхности (зоны Заварицкого-Беньофа), при постколлизионном магматизме глубина магмогенерации уменьшилась. Это может быть связано с перескоком зоны субдукции в сторону палеоокеана, т.е. на запад в современных координатах, и с заложением нового магматического пояса вблизи аккреционного континентального края.

В южном направлении, начиная с широты городов Невьянска и Алапаевска, образования окраинно-континентального пояса по простиранию сменяются одновозрастными (девонскими) вулканогенными и вулканогенно-осадочными накоплениями эпиокеанической островной дуги и ее тылового моря. Наиболее полно представленная в современной Магнитогорской зоне Южного Урала девонская островная дуга заложилась на океанической коре в раннем девоне и также - после перескока зоны субдукции на запад. К тыловому Восточно-Уральскому микроконтиненту она была причленена в поздневизейское время [28, 29]. С раннекаменноугольным этапом коллизионных процессов в североуральском регионе связаны дислокации пражско-эйфельских вулканитов и

известняков, подновление девонских надвигов. Постколлизионные магматиты этого этапа представлены плутонами тоналит-гранодиоритовой формации, главная масса которых (Верхотурский, Новолялинский и др.) обнажена в пределах континентального Салдинского блока (см. рис. 2).

Заключительная гиперколлизия, сформировавшая в пермо-триасовое время Уральский ороген, на описанной территории проявилась в дальнейшем усложнении структуры, а магматиты этого этапа представлены исключительно плутоническими палингенными гранитами, которые располагаются еще восточнее раннекаменноугольных, под рыхлым чехлом Западно-Сибирской низменности. Таким образом, постколлизионный магматизм, впервые проявившийся в эмсе, поэтапно мигрировал в восточном направлении, т.е. в глубь активной континентальной окраины.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
- Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 68 с.
- 3. Бочкарев В.В., Пучков В.Н., Язева Р.Г. Колчеданное оруденение в позднепалеозойском ретрошарьяже на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 684 - 688.
- Варлаков А.С. Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 62 - 86.
- 5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. I. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Князева Л.Н., Ефанова Н.В. Эйфельские вулканогенные образования Ивдельского района на Северном Урале // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. III. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 165 - 175.
- Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 146 с.
- Криночкин В.Г. Геологическое строение фундамента западной части Западно-Сибирской плиты // Эволюция магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 111 - 118.
- 9. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Серовского и Новолялинского районов // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. III. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 258 - 263.
- 11. Магматические формации СССР. Т. І. Л.: Недра, 1979. 318 с.
- 12. Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе

(Средний Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. С. 33 - 75.

- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
- 14. Салихов Д.Н. Магматизм и оруденение коллизионного этапа палеозоя Южного Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 118 - 119.
- 15. Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Шатров В.П. Стратиграфия и брахиоподы верхнесилурийских среднедевонских отложений севера восточного склона Урала. М.: Наука, 1987. 223 с.
- Сергиевский В.М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Л.: Недра, 1971. 85 с.
- Скарновые месторождения / Ред. Коржинский Д.С. М.: Наука, 1985. 248 с.
- 18. Соколов В.Б., Аверкин Ю.П., Силин В.А. Особенности строения разреза верхней части земной коры восточного склона Среднего Урала по результатам сейсмических исследований МОВ // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 153 154.
- 19. Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1000000) / Ред. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др. М.: Наука, 1977. 119 с.
- 20. Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
- 21. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
- 22. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
- Шатров В.П. Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 38 с.
- 24. Шуб В.С. Континентальные перерывы в домезозойской истории Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. М.: Геолфонд СССР, 1983. С. 120 - 129.

- 25. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ред. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- 26. Язева Р.Г. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических комплексов Урала // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 17 - 27.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
- 28. Язева Р.Г., Пучков Б.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в сгруктуре Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76 - 85.
- 29. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулкано-плутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 43 - 45.
- Aubouin J. The west Pacific geodynamic model // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. N. 1 - 4. P. 1 - 7.
- Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickness // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. N. 3. P. 2981 - 2992.
- 32. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin. Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1981. 385 p.
- Hsü K.J., Jilang L., Heihong C. et al. Tectonics of South China: key to understanding West Pacific geology // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. N. 1 - 4. P. 9 - 39.
- Mattle P. Accretionary history and crustal evolution of the variscan belt in Western Europe // Tectonophysics. 1991. Vol. 196. N. 3 - 4. P. 309 - 337.
- Rangin C., Bellon H., Benard F. et al. Neogene arc-continent collision in Sabah, Northern Borneo (Malaysia) // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. N. 1 - 4. P. 305 - 319.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.И. Коваленко

# **Post-Collision Devonian Magmatism of the North Urals**

# R. G. Yazeva, V. V. Bochkarev

Using new data on the geology and geochemistry of the Devonian volcano-plutonic units of the North Urals (Krasnoturyinsk association), a new interpretation of their geodynamic setting has been ventured. The blockimbricate structure of the volcano-plutonites basement is interpreted as resulting from the collision of the Silurian island arc with the East-Ural microcontinent. The collision suture combines Early Silurian ophiolites of the back-arc sea obducted over the western edge of the microcontinent, and back-arc Late Silurian subalkaline volcanics (basalt - trachyte complex). The timing of the collision has been specified as Pragien - Lower Emsian. The post-collision magmatism at that stage was geologically brief (Emsian - Eifelian), characterized by the predominance of continental andesites, sweeping subalkaline varieties (alongside calc-alkaline), and a generally antidrome evolution.

#### УДК 551.551.24.2 (235.216)

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ТУРКЕСТАНСКОГО ПАЛЕООКЕАНА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) ДЛЯ РАННЕГО ДЕВОНА

# © 1993 г. В. Л. Клишевич\*, А. Н. Храмов\*\*

\*Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург \*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург Поступила в редакцию 12.08.92 г.

Работы проведены по программе Киргизского геодинамического полигона. Пробы на палеомагнитные исследования, отобранные из всех крупных тектонических структур Тянь-Шаня, а в Южном Тянь-Шане – из океанических комплексов, шарьированных на Алайский микроконтинент, прошли полный цикл исследований в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ. Анализ естественной остаточной намагниченности проведен с использованием диаграмм Зийдервельда и кругов размагничивания, для ряда комплексов использованы тест складки и тест обращений. Определены палеошироты формирования раннедевонских комплексов и направления векторов палеомеридианов, позволившие определить, что общая ширина океанической структуры между Северным Тянь-Шанем и Алайским микроконтинентом составляла в раннем девоне 1800 км. К юго-западу от его северной активной окраины (Северный Тянь-Шань) располагались последовательно структуры: глубоководного желоба, срединно-океанического хребта (зоны), невулканической островной дуги, батиальной зоны, континентального склона и шельфа Алайского и Таримского микроконтинентов. К югу от Алайского микроконтинента находилось Зеравшанское окраинное море со сложной внутренней зональностью.

Девонский период в геологической истории герцинид Южного Тянь-Шаня характеризуется накоплением разнообразных по вещественному составу одновозрастных толщ. В рамках геосинклинальной гипотезы это объяснялось большой дифференциацией тектонических движений. На ранних этапах становления мобилистских воззрений, в связи с установлением широкого распространения в регионе шарьяжей, были сделаны палеотектонические реконструкции, в том числе и для раннедевонской эпохи [3, 10, 14, 16]. Эти построения базировались на предположении, что последовательность залегания одних шарьированных комплексов на других соответствует первоначальной латеральной последовательности зон их формирования. Масштабы шарьяжных перекрытий для единичного покрова на основании анализа современной структуры определялись цифрами порядка 90 км в соответствии с расстоянием от предполагаемых корней шарьяжей в адырной зоне Южной Ферганы до южного края покровов в верховьях р. Акбура [10]. Для всего комплекса шарьяжей при минимальной оценке их количества (четыре) и с учетом сокращения пространства в 1.5 раза суммарное перекрытие в результате позднегерцинской складчатости могло составлять 540 км или 810 км, если шарьяжей было шесть. Такие или аналогичные построения, однако, не пользовались популярностью, и большинство исследователей предпочитали говорить об океанической структуре с качественными оценками ее параметров.

Нами в 1989 - 1990 годах при работах по программе Киргизского геодинамического полигона на территории Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня проведены палеомагнитные исследования, позволяющие независимым методом количественно оценить размеры палеоокеана, расположение в нем различных фациальных зон и их относительную ширину и реконструировать, таким образом, раннедевонское геологическое пространство.

Пробы на палеомагнитные исследования отобраны из всех крупных тектонических структур Тянь-Шаня (рис. 1). В Северном Тянь-Шане (I) опробованы мелкозернистые песчаники и алевролиты, преимущественно красноцветные, из нижнедевонской каракольской свиты и ее аналогов. В Среднем Тянь-Шане (II) – также красноцветные мелкообломочные породы, относимые к нижнему девону или эйфелю (серии 1603, 1804, см. табл. 2). Серии 1442, 1443, 1446 отобраны из нижней части тюлькубашской свиты, возраст которой оценивается как живетско-франский, однако надо иметь в виду, что фаунистически датирован лишь ее верхний возрастной предел, а нижний правильнее оценивать как раннедевонский, связывая начало формирования свиты с размывом вулканических хребтов активной континентальной окраины, возникших именно в раннем девоне. Свиту можно считать удаленным зрелым аналогом терригенных красноцветных образований Северного Тянь-Шаня и Чаткало-Курамы. В комплексе океанических вулканитов (III) опробовались нижнедевонские гиалокластиты и вулканомиктовые



Рнс. 1. Схема палеомагнитного опробования образований раннего девона.

1 – мезокайнозойские образования; 2 – комплексы тектонических покровов; 3 – их границы; 4, 5 – сутурные швы: 4 – установленные, 5 – предполагаемые; 6 – крупнейшие тектонические нарушения; 7 – места отбора проб на палеомагнитные исследования и их номера; 8 – местонахождение средних вычисленных палеомагнитных проб и среднее направление древнего вектора остаточной намагниченности. Крупные тектонические блоки: I – Северо-Тяньшаньский, II – Чаткало-Кураминский, комплексы покровов: III - V – Туркестанский, VI – Туркестано-Алайский, VII – Таримский, VIII – Зеравшанский, IX – Гиссарский.

граувакки, в карбонатном островодужном комплексе (IV) – алевролиты или известковистые алевролиты фоновых глубоководных образований или верхних частей ритмов с параллельной слоистостью. Раннедевонский их возраст документирован наиболее надежно. В конденсированном кремнистом разрезе (V) пробы отобраны также из нижнедевонских красноцветных кремнистых алевролитов. В образованиях Алайского микроконтинента (VI) опробованы мелкообломочные разности сероцветных терригенных образований нижнего девона шельфового типа. Наконец, на северной окраине Таримского массива (VII) опробованы верхнедевонские красноцветные или сероцветные шельфовые образования.

Отобранные ориентированные штуфы (полевые образцы) прошли полный цикл исследований в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ. Образцы были распилены на кубики с ребром в 2.4 или 2 см. Полученные образцы (2 - 8 образцов из каждого штуфа) подвергались ступенчатому терморазмагничиванию в магнитном вакууме 5 - 15 нТл внутри трехкомпонентных колец Гельмгольца или трехслойного пермаллоевого экрана. Измерения величины и направления оставшейся после каждого

шага нагрева части естественной остаточной намагниченности проводились на спиннер-магнитометре JR-4 или на астатическом магнитометре LAM-24. Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности проведен с помощью диаграмм Зийдервельда и кругов размагничивания [15]. Как правило, выделяются две компоненты – низкотемпературная А-компонента с направлением, близким к направлению современного геомагнитного поля (она выделяется обычно в интервале 20 - 250°С, т.е. имеет разблокирующие температуры  $T_{\mu b} = 20 - 250^{\circ}$ С), и *B*-компонента, биполярная, с разблокирующими температурами  $T_{\mu\nu} = 350$  -600°С (рис. 2). В некоторых породах присутствует также С-компонента обратной полярности. Ее направление, вычисленное в современной системе координат (т.е. по отношению к горизонту), совпадает с направлением первичной намагниченности пермских пород региона. С-компонента выделяется, как правило, в интервале 250 - 400°С, иногда же является высокотемпературной (T<sub>ub</sub> > 500°C). Перекрытие спектров  $T_{\mu\nu}$  компонент заставило применить метод кругов размагничивания, который оказался эффективным там, где элементы залегания в пределах серии существенно варьиро-



Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдервельда для образцов пород нижнего девона Тянь-Шаня.

Диаграммы построены в древней системе координат; полые кружки – вертикальная (нормальная к пласту) плоскость, заполненные – первично горизонтальная плоскость. Составляющие векторов по осям x, y, z нормализованы по  $J_n$ . 1444, 1447, 1459, 1464 – авторские номера серии палеомагнитных проб (см. табл. 2).

вали. Около 1/4 векторов компоненты В были найдены этим методом.

Различные элементы залегания пород в пределах каждого из тектонических комплексов позволили определить возраст выделенных компонент по отношению к возрасту складкообразования. Тест складки проведен для комплексов I, II, V и VI (см. рис. 1), где средние элементы залегания пластов в сериях достаточно сильно различаются между собой. Результаты подтвердили первоначальное предположение, что компоненты A и C являются послескладчатыми. Разброс же векторов компоненты B сильно уменьшается при переходе от современной системы координат к древней; учет наклона пластов увеличивает кучность векторов в 2.4 - 8.4 раза (табл. 1).

Для теста обращений использованы данные по комплексам I, V и VII (см. рис. 1), где количества векторов прямой и обратной полярности сравнимы (серия 1464 исключена из анализа как однополярная). Результаты теста также приведены в табл. 1. Близость к 180° угла между средними N- и R-направлениями и незначимое (за исключением одного случая) уменьшение кучности K при сложении N-популяции с обращенной R-популяцией показывает, что тест обращения проходит. Литологическое разнообразие опробованных пород, отмеченное выше, позволяет заключить, что проходит также и так называемый тест согласованности. Гаким образом, есть основание считать, что биполярная В-компонента имеет возраст, близкий к возрасту самих горных пород, и, следовательно, может быть использована для реконструкции раннедевонского геологического пространства.

Данные о палеомагнитных направлениях, карактеризуемых углами склонения D и наклонения I, которые задают ориентировку палеомерициана и палеошироту места  $\phi_m$  соответственно, приведены в табл. 2, а их средние значения для каждого из семи тектонических комплексов – в габл. 3. На рис. 3 представлены примеры распределения палеомагнитных направлений в сериях пород девона; при этом каждая точка на стереопроекции соответствует среднему направлению компоненты B для каждого из штуфов, где ее удалось выделить.

Для реконструкции раннедевонского геологического пространства (рис. 4) использованы усредненные данные о направлении палеомеридианов для каждого геологического блока (фациальной зоны), приведенные в табл. 3, причем принималось, что направление осей вертикальных складок наследовало простирание зоны осадконакопления. Реконструкция составлена с учетом геологических материалов о процессах девонского осадконакопления и вулканизма, а также с учетом характера тектонических движений. Тектонические блоки расположены на схеме на основании их положения в пространстве по направлению палеомагнитных векторов и палеоширот и исходя из предположения, что значительных движений по продольным сдвигам не происходило.

Ориентировка палеомагнитного вектора в современной системе кординат выдерживается во всех блоках более или менее однородной, в среднем 290° до 335°. Наибольшие западные склонения вектора наблюдаются в блоках, имеющих в современной структуре северо-восточные простирания (Чаткало-Курама и Кокшаал), а наименьшие – у блоков, характеризующихся субширотным простиранием (Северный Тянь-Шань, Туркестано-Алай). В палеореконструкции простирания блоков оказываются северо-западными с различиями в ориентировке простираний от 293° до 320°, причем наиболее косое северо-западное простирание получают блоки, характеризующиеся наибольшим поворотом (см. табл. 3), ориентированные сейчас в северо-восточном направлении.

Расстояния между блоками по палеоширотам оказываются значительно бо́льшими, чем в современной структуре. Расстояние между Чаткало-Кураминским блоком и образованиями Алайского микроконтинента в Туркестано-Алае (между средними статистическими точками опробования), отстоящими в современной структуре на 1.7°, составляло в раннем девоне 16.8°. Различия палеоширот формирования вулканогенного комплекса, слагающего верхний тектонический покров, и образований Алайского микроконтинента состав-

Таблица 1. Результаты тестов складки и обращения для палеомагнитных направлений девона Тянь-Шаня (В-компонента)

Комп- лексы	Число серий	Число штуфов	D,°	<i>I</i> , °	α, °	K	K <sub>0</sub>	Δ, °
	(3)	9	321.2	42.3	4.9	90.6		
	(2)	19	160.4	-35.5	9.5	11.3		
I	(4)	28	334.3	38.2	7.1	14.1	3.8	165
	4	(28)	335.9	37.2	12.3	32.4		
	4 <sup>1</sup>	(28)	330.5	29.2	24.0	8.5		
	6	(71)	308.5	34.5	10.5	29.4	2.4	
11	61	(71)	287.2	56.7	16.4	12.1		
	3	7	329.8	4.6	14.8	12.8		
	3	15	165.7	-11.2	10.6	11.5		
V	3	22	340.5	9.2	8.9	11.2	4.4	163
	4	(34)	331.9	5.8	18.9	13.7		
	<b>4</b> <sup>1</sup>	(34)	327.9	18.1	39.8	3.1		
1/1	4	(26)	327.0	3.5	13.5	26.9	94	
VI	4 <sup>1</sup>	(26)	307.9	-3.8	39.1	3.2	0.4	
VII	(1)	13	290.6	1.5	11.9	10.6		
	(2)	11	120.3	5.1	10.3	16.9		167
	(2)	24	290.3	-1.7	9.0	10.0		

Примечание. D – склонение, I – наклонение среднего палеомагнитного направления;  $\alpha$  – радиус круга доверия для среднего (на уровне вероятности p = 0.95); K – кучность палеомагнитных направлений;  $K_0$  – отношение кучности векторов в древней системе координат к их кучности в современной;  $\Delta$  – угол между средними векторами прямой и обратной полярности;  $^1$  – направления векторов в современной системе координат; в остальных случаях – в древней; уровень статистики соответствует числам без скобок.

ляют 13.7° при современной разнице широт среднестатистических точек опробования в 0.2°.

Столь значительные различия не могут быть отнесены за счет ошибок в определении палеоширот, хотя они в отдельных сериях с малым количеством образцов и могут быть большими, достигая 5° (см. табл. 2). Ошибки эти частично компенсированы статистически благодаря использованию нескольких серий проб. Полученное по палеомагнитным данным расположение фациальных зон Туркестанского океана хорошо согласуется с предполагавшимся расположением их по соотношению тектонических пластин [12, 16]. Последовательное уменьшение различий палеоширот формирования комплексов нижних тектонических покровов и автохтона (4.1° – для покрова островодужных известняков и 1.7° - для покрова конденсированных кремнистых образований) подтверждает картину последовательного их шарьирования одного на другой и на автохтон, при котором величина перемещения верхних

#### КЛИШЕВИЧ, ХРАМОВ

Габлица 2. Палеомагнитные	данные для	образований	девона Тянь-	·Шаня
---------------------------	------------	-------------	--------------	-------

° D,°	I,°	φ <sub>m</sub> , °	Δφ <sub>m</sub> , ۹
.2 164.8	-27.7	14.7	4.9
.5 316.5	42.5	24.6	1.3
.8 148.8	-42.6	24.7	4.9
.4 349.7	33.1	18.1	4.6
.8 119.6	-28.2	15.0	2.0
.3 130.2	-43.4	25.3	3.6
.2 106.7	-36.1	20.0	4.1
.3   133.0	-35.7	19.8	3.2
.1 156.0	-34.1	18.7	2.0
.6 126.0	-23.9	12.5	2.7
.8 121.8	-28.3	15.1	2.9
.1   137.5	-20.8	10.8	3.1
.0   137.0	-37.0	20.6	1.7
.0 142.9	-13.9	7.1	4.4
.9 129.8	-11.3	5.7	1.0
.9 165.7	-12.2	6.2	3.1
.7 159.9	-11.9	6.0	3.3
.9 130.5	-8.0	4.0	2.8
.6 331.0	-17.0	-8.7	2.3
.9 166.4	-19.1	9.8	3.5
.3 135.2	-16.3	8.3	2.7
5.5 152.7	-9.8	4.9	4.2
.7   141.1	4.3	-2.1	3.4
.2   158.9	8.0	-4.0	1.6
.7 111.0	12.0	-6.1	2.0
.0 290.0	3.0	1.5	3.0
	D,°           .2         164.8           .5         316.5           .8         148.8           .4         349.7           .8         119.6           .3         130.2           .2         106.7           .3         133.0           .1         156.0           .6         126.0           .8         121.8           .1         137.5           .0         137.0           .0         142.9           .9         129.8           .9         165.7           .7         159.9           .9         130.5           .6         331.0           .9         166.4           .3         135.2           .5         152.7           .7         141.1           .2         158.9           .7         111.0           .0         290.0	D, $\circ$ I, $\circ$ .2         164.8         -27.7           .5         316.5         42.5           .8         148.8         -42.6           .4         349.7         33.1           .8         119.6         -28.2           .3         130.2         -43.4           .2         106.7         -36.1           .3         133.0         -35.7           .1         156.0         -24.1           .6         126.0         -23.9           .8         121.8         -28.3           .1         137.5         -20.8           .0         137.0         -37.0           .0         142.9         -13.9           .9         129.8         -11.3           .9         165.7         -12.2           .7         159.9         -11.9           .9         130.5         -8.0           .6         331.0         -17.0           .9         166.4         -19.1           .3         135.2         -16.3           .5         152.7         -9.8           .7         141.1         4.3           .2 <td><math>D, \circ</math> <math>I, \circ</math> <math>\varphi_m, \circ</math>         .2       164.8       -27.7       14.7         .5       316.5       42.5       24.6         .8       148.8       -42.6       24.7         .4       349.7       33.1       18.1         .8       119.6       -28.2       15.0         .3       130.2       -43.4       25.3         .2       106.7       -36.1       20.0         .3       133.0       -35.7       19.8         .1       156.0       -34.1       18.7         .6       126.0       -23.9       12.5         .8       121.8       -28.3       15.1         .1       137.5       -20.8       10.8         .0       137.0       -37.0       20.6         .0       142.9       -13.9       7.1         .9       129.8       -11.3       5.7         .9       165.7       -12.2       6.2         .7       159.9       -11.9       6.0         .9       130.5       -8.0       4.0         .6       331.0       -17.0       -8.7         .9       166.4       -19.1</td>	$D, \circ$ $I, \circ$ $\varphi_m, \circ$ .2       164.8       -27.7       14.7         .5       316.5       42.5       24.6         .8       148.8       -42.6       24.7         .4       349.7       33.1       18.1         .8       119.6       -28.2       15.0         .3       130.2       -43.4       25.3         .2       106.7       -36.1       20.0         .3       133.0       -35.7       19.8         .1       156.0       -34.1       18.7         .6       126.0       -23.9       12.5         .8       121.8       -28.3       15.1         .1       137.5       -20.8       10.8         .0       137.0       -37.0       20.6         .0       142.9       -13.9       7.1         .9       129.8       -11.3       5.7         .9       165.7       -12.2       6.2         .7       159.9       -11.9       6.0         .9       130.5       -8.0       4.0         .6       331.0       -17.0       -8.7         .9       166.4       -19.1

Примечание. Φ, <sup>o</sup>N – широта северная и λ, <sup>o</sup>E – долгота восточная места палеомагнитного опробования; N, R – количество итуфов (полевых образцов) прямой и обратной полярности соответственно, для которых получены палеомагнитные направления; T<sub>ub</sub> – деблокирующие температуры выделенной компоненты намагниченности, т.е. наиболее частые для данной серии температурные интервалы, в которых выделены палеомагнитные направления, S означает применение способа пересечения кругов размагничивания; K – кучность палеомагнитных направлений; α – радиус круга доверия для среднего палеомагнитного направления (на уровне вероятности p = 0.95); D – склонение и I – наклонение среднего палеомагнитного направления в древней (стратиграфической) системе координат; Φ<sub>m</sub> – палеоширота места опробования;  $\Delta \phi_m$  – средняя квадратическая погрешность ее определения; данные: <sup>1</sup> – А.Н. Диденко и Д.М. Печерского [8], <sup>2</sup> – из [17], <sup>3</sup> – Г.С. Бискэ (личное сообщение); <sup>4</sup> – см. рис. 1.

шарьяжей должна быть наибольшей. Значительное уменьшение разницы широт размещения в современной структуре по сравнению с разницей палеоширот формирования комплексов Чаткало-Курамы и нижних тектонических покровов, составляющее для комплекса островодужных известняков (IV, см. рис. 4) 10.9°, а для конденсированных кремнистых толщ – 14.6° (аналогичные значения по отношению к Северному Тянь-Шаню составляют 11.6° и 15.2°), также существенно превышает возможные ошибки методики и может быть объяснено субдукцией океанической коры под активную континентальную окраину (Северный Тянь-Шань и Чаткало-Кураму).

Таким образом, палеомагнитные данные подтверждают существование в раннем девоне на месте складчатой области Южного Тянь-Шаня океанической структуры, предполагавшейся по геологическим данным. Поперечная ширина палеоокеанической структуры на основании разницы палеоширот между Северным Тянь-Шанем и
#### РЕКОНСТРУКЦИЯ ТУРКЕСТАНСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

Габлица З.	Средние палеомагнитные направления, полюсы и палеошироты тектонических комплексов девона
Гань-Шаня	

F								r						1			
Kominekchi <sup>1</sup>	φ, °N	λ, °E	М	n	K	α, °	D,°	<i>I</i> , °	Ф, °	Л, °	θ <sub>1</sub> , °	θ <sub>2</sub> , °	φ <sub>m</sub> , °	(φ'±Δφ'), °	Δφ, °	ΔD <sub>1</sub> , °	ПрD <sub>1</sub> , °
ī	42.3	73.3	4		32.4	12.3	335.9	37.2	60.5	304.0	14.4	8.5	20.8	$20.3 \pm 2.5$	+22.0	+25	295
-				28	14.1	7.1	334.3	38.2	60.1	307.3	8.4	5.9	21.4	-			
Π	41.3	70.6	6		29.4	10.5	308.5	34.5	41.1	329.6	12.1	6.9	18.9	$18.6 \pm 0.8$	+22.7	+51	296
				71	13.3	4.6	309.4	34.5	41.7	328.8	5.3	3.0	18.9	-		1	
ш	40.2	72.2	3		51.5	11.2	312.3	28.9	41.9	325.4	12.3	6.8	15.4	$15.5 \pm 2.8$	+24.7	+47	307
ш	40.2			20	23.0	6.5	313.5	27.8	42.3	323.7	7.1	3.9	14.8	-			
īV	39.9	71.1	3		20.9	17.7	326.1	12.8	44.8	302.5	18.1	9.2	6.5	$6.3 \pm 0.4$	+33.6	+34	294
	0			35	10.0	7.5	326.7	12.6	45.1	301.7	7.7	3.9	6.4	-			ľ
v	40.1	71.3	4		13.7	18.9	331.9	5.8	45.0	293.0	18.9	9.5	2.9	$2.8 \pm 3.1$	+37.3	+34	299
•				34	9.1	8.0	329.8	9.0	45.2	296.7	7.1	3.6	4.5	-			
VI	39.8	70.3	4		26.9	13.5	327.0	3.5	41.6	297.0	13.5	6.8	1.8	$1.8 \pm 2.9$	+38.0	+33	293
				26	13.1	7.6	327.4	0.6	40.6	295.5	7.6	3.8	0.3	-			
VП	41.3	79.6	2		-	- 1	290.5	-4.5	13.7	334.0	-	-	-2.3	$-2.3 \pm 3.8$	+43.6	+70	320
				24	10.0	9.0	290.3	-1.7	14.5	335.2	9.0	4.5	-0.9	-			

Примечание. Средние современные: северная широта ( $\phi$ , °N) и восточная долгота ( $\lambda$ , °E) мест палеомагнитного опробования; M – число серий; n – число штуфов; K и  $\alpha$ , ° – соответственно кучность и радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора; D, ° и I, ° – его средние склонение и наклонение (для прямой полярности);  $\Phi$ , ° и  $\Lambda$ , ° – широта и долгота соответствующего палеомагнитного полюса;  $\theta_1$ , ° и  $\theta_2$ , ° – полуоси овала погрешности его определения;  $\phi_m$ , ° – палеоширота, вычисленная по среднему наклонению I ( $tg\phi_m = 1/2 tg I$ ); ( $\phi' \pm \Delta \phi'$ ) – средняя палеоширота и ее средняя квадратическая погрешность; первые строчки для каждого комплекса – статистика на уровне серий, вторые – на уровне штуфов;  $\Delta \phi_m$ , ° – величина изменения средней широты блоков от девона до настоящего времени;  $\Delta D_1$ , ° – углы поворота блоков против часовой стрелки (+) от девона до настоящего времени;  $\Pi p D_1$ , ° – простирание блоков в раннем девоне; I – см. рис. 1.

Алайским микроконтинентом с учетом ее северозападного простирания составляла около 1800 км.

Геодинамические обстановки формирования осадочных и вулканогенных комплексов хорошо согласуются с материалами палеомагнитных исследований, свидетельствующими о существовании на месте Южного Тянь-Шаня в раннем девоне океанической структуры.

В зоне III (см. рис. 4) на протяжении всего раннего девона формировался комплекс толеитовых базальтов океанического типа, отличающихся несколько повышенной щелочностью (киргизатинская серия). Характерно распространение здесь шаровых лав и гиалокластитов. Гиалокластиты приурочены в основном к нижним частям разреза, временами среди них встречаются прослои кремнистых пород (радиоляриты), органогенных известняков. Прослои радиоляритов и реже известняков встречаются и в более высоких горизонтах комплекса, сложенных главным образом лавами, причем органические остатки в известняках часто представлены только планктонными организмами. Формирование комплекса происходило, очевидно, в зоне срединно-океанического хребта. В верхней части комплекса (куруганская свита), по устному сообщению С.А. Куренкова, установлены базальты повышенной щелочности, характерные для океанических островов. Лавовый комплекс перекрывается конденсированным кремнистым разрезом, датируемым как средний - поздний девон. Возможно, что в окраинной части структуры формирование этого комплекса началось уже в раннем девоне, параллельно с продолжавшимся излиянием лав в срединноокеаническом хребте.

Одновременно со спредингом в срединно-океаническом хребте происходила субдукция океанической коры и глубоководных осадков под окра-Казахстанско-Тяньшаньского континента ину (I, II, см. рис. 4). С этой субдукцией логично связывать формирование на континентальной окраине комплекса последовательно дифференцированных известково-щелочных вулканитов (баркольская и аральская свиты в Северном Тянь-Шане, арчаконушская и чарканакская свиты и их аналоги в Чаткало-Кураминском районе). Центры излияния вулканитов и вулканические хребты располагаются на расстоянии от первых десятков до 200 км от края континентального блока (в современной структуре). Вулканогенные комплексы



Рыс. 3. Распределение: А – направлений компонент намагниченности в породах серии 1591 (см. табл. 2) (равнопромежуточная полярная проекция); Б – палеомагнитных направлений (компонента В) в породах серии 1304, 1305, 1464, 1479 и 1603 (см. табл. 2) девона Тянь-Шаня.

1, 2 – проекции векторов на: 1 – нижнюю, 2 – верхнюю полусферу. I – A-компонента, выделенная при терморазматничиванни в интервале 20 - 250°С (т.е. с разблокирующими температурами  $T_{ub} = 20 - 250°$ С; II – C-компонента с  $T_{ub} = 250 - 400°$ С; III – B-компонента,  $T_{ub} > 350°$ С; компоненты A и C даны в современной системе координат, B – в древней.

активной окраины включают прослои конгломератов и граувакковых, граувакко-аркозовых песчаников, содержащих растительные остатки, реже морскую фауну, что связано, очевидно, с периодическим проникновением шельфового моря в глубину континента. Устойчивые шельфовые условия сохраняются в узкой окраинной полосе континента, где накапливаются кварцевые песчаники тюлькубашской свиты. Существенно кварцевый их состав объясняется их высокой зрелостью, связанной с длительностью переноса и выветриванием в субаэральных условиях. Характерно развитие проградационной слоистости, свидетельствующей о формировании их в дельтовых условиях, что было замечено уже давно [5].

В окраинной полосе океанического бассейна. непосредственно примыкающей к активной окраине, в раннем девоне сформировались образования, относимые к бешбаджинской (манубалдинской) толще, намаздыкской свите. Фоновыми в бешбаджинской толще являются терригеннокремнистые образования [4], среди которых Г.И. Кириченко (1983 г.) отмечает наличие известковистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов и иногда даже конгломератобрекчий. Вынос грубообломочных образований в глубоководный бассейн связан, очевидно, с турбидитовыми потоками. Намаздыкская свита характеризуется еще более "грубообломочным" составом и присутствием известняковых прослоев, в том числе с кораллами. В массиве Суганды на правом берегу р. Карадарья эти грубообломочные породы имеют олистостромовый облик с галькой, погруженной в мусорный алеврито-сланцевый цемент. Мусорные алевролиты с зернами кварца отмечаются и в стратотипическом разрезе свиты [7]. На правобережье р. Акбура в верхней части свиты также присутствуют конгломераты, возможно, олистостромового типа. Зону формирования этого комплекса можно интерпретировать как глубоководный желоб над зоной субдукции, что согласуется с проявлением именно здесь зеленосланцевого метаморфизма.

К югу от области формирования толеитовых базальтов срединноокеанского типа и батиальных кремнистых осадков располагалась зона формирования мелководных карбонатных пород (IV, см. рис. 4). Для них характерна резкая фациальная изменчивость со сменой рифовых фаций фациями карбонатной платформы, мелкого или даже глубоководного шельфа [1, 9]. Формирование этого комплекса можно представить себе в условиях невулканической островной дуги (цепи плоских островов и отмелей), возникшей на первоначальных этапах субдукции. Правомерность такого предположения подтверждается проявлением в восточной части этой зоны в среднем и позднем девоне известково-щелочного вулканизма андезито-базальтового состава (босоготашская свита в Баубашатинском районе и текелиторская свита Кокшаала). В западной части островной дуги с вулканической деятельностью, возможно, связано формирование в среднем и позднем девоне небольших проявлений бокситов. В крайней южной части зоны у подножия островной дуги (горы Сарыташ, Куралимтау и др.) в раннем девоне сформировались своеобразные кремнисто-терригеннокарбонатные комплексы (шахимарданская и талдыбулакская свиты) с глубоководными фоновыми кремнисто-терригенными или известково-терригенными тонкослоистыми осадками, переслаивающимися с пластами обломочных известняков, часто с градационной слоистостью – образованиями турбидитов и зерновых потоков [6].



**Рнс. 4.** Палинспастическая реконструкция Туркестанского палеоокеана для раннего девона по палеомагнитным данным.

1-4 – комплексы Казахстанско-Тяньшаньского континента: 1 – известково-щелочных вулканитов, 2 – базальтов повышенной щелочности, 3 – красноцветный глаувакко-аркозовый, 4 – шельфовых (дельтовых) субкварцевых песчаников; 5 - 11 – комплексы Туркестанского палеоокеана: 5 – граувакковые (глубоководного желоба?), 6 – срединно-океанических базальтов, 7 – кремнистые (конденсированного типа), 8 – карбонатной платформы, 9 – кремнисто-терригенные с карбонатными турбидитами, 10 – терригенно-карбонатные, 11 – терригенные глубокого шельфа и континентального склона; 12, 13 – комплексы Алайского и Таримского микроконтинентов: 12 – карбонатные, 13 – терригенные; 14 – вулканические хребты; 15, 16 – центры: 15 – наземного и 16 – подводного вулканизма; 17 – зоны спрединга; 18 – зоны суб-Карики: а – действующая, 6 – зарождающаяся; 19 – границы литологических комплексов, слагающих различные тектонические блоки и пластины; 20 – границы фациальных зон; 21 – палеошироты и положения средних палеомеридианов (стрелки на палеосевер).

К югу от островной дуги располагалась зона накопления кремнистых образований конденсированного типа (V, см. рис. 4). Основной фон здесь составляют радиоляриты и глинисто-кремнистые породы, среди которыу изредка встречаются карбонатные прослои (зерновые потоки) и даже конгломераты с преимущественно карбонатной галькой, формирование которых, вероятно, связано с катастрофическими мутьевыми потоками [11]. Образование конденсированных кремнистых разрезов происходило, очевидно, в глубоководной океанической впадине, возможно, с додевонской океанической корой.

На северной окраине Алайского микроконтинента (VI, см. рис. 4) раннедевонские образования представлены терригенными отложениями. Это преимущественно конгломераты, в том числе крупногалечные, небольшой мощности, с прослоями и пачками песчано-алевролитового состава (алмалыкская свита). Севернее они сменяются главным образом мелкообломочными породами (джидалинской и караджегачской свит), часто характеризующимися градационной слоистостью турбидитового типа и содержащими линзовидные прослои гравелитов и конгломератов (олистостромы), образовавшиеся в подводных каньонах. Встречаются банки органогенных известняков со шлейфами карбонатных обломков, а в терригенных породах – псилофитовая флора. В южной части микроконтинента, возможно отделенной узким глубоководным прогибом, формировались мелководные карбонатные толщи, часто с обиль-Источник органическими остатками. ными происхождения обломочного материала алмалыкской и караджегачской свит, учитывая малые размеры микроконтинента, определить затруднительно. Возможное направление сноса – продольное с запада. Западным продолжением Алайского микроконтинента, возможно, является Устьуртский массив, традиционно связываемый с Восточно-Европейской плитой.

Для северной окраины Таримского микроконтинента (VII, см. рис. 4) характерны песчаносланцевые отложения также с градационной слоистостью и растительными остатками, которые рассматриваются как турбидиты шельфа и континентального склона [2]. Локально среди них развиты карбонатные образования, сформировавшиеся, по-видимому, на поднятиях палеошельфа (р. Джангарт, р. Совоярды). Во внутренней части микроконтинента развиты красноцветные терригенные толщи небольшой мощности.

В западном обрамлении Таримского микроконтинента и на территориях, примыкающих к восточному окончанию Алайского микроконтинента, широко распространены нижнедевонские терригенно-карбонатные отложения, содержащие остатки преимущственно планктонных организмов (азванская серия). Условия их образования могут быть оценены как глубоководные во впадинах шельфа, на континентальном склоне или его подножии. Аналогичные образования протягиваются узкой полосой в верховья р. Сох в южной части Алайского микроконтинента, где связаны, по-видимому, с существовавшим здесь узким глубоким заливом. Среди этих толщ встречаются пиритсодержащие известковистые алевролиты, возможно, образовавшиеся в бассейнах с сероводородным заражением.

К югу от Алайского микроконтинента, отделяя его от основного континентального массива (Афгано-Таджикского), составлявшего, по-видимому, единое целое с Таримским микроконтинентом, располагалось окраинное море. Здесь известны раннедевонские граувакки и толеитовые базальты (устькоксуйская и карванкульская свиты), возможными возрастными аналогами которых являются зеленые сланцы по толеитовым базальтам и грауваккам, широко развитые среди ягнобского комплекса. Судя по развитию в Восточном Алае одновозрастных с толеитовыми базальтами карбонатных мелководных толщ (устьойбалинская свита и др.), терригенно-кремнистых образований (айляминская свита), здесь существовала сложная зональность, сравнимая с таковой Туркестанского палеоокеана. Несколько яснее выглядит обстановка в западной, зеравшано-гиссарской, части этого бассейна, несмотря на наличие сложных структурных преобразований. Карбонатные толщи, распространенные здесь, образовались на шельфе Афгано-Таджикского микроконтинента, кремнисто-терригенная толща с прослоями карбонатных турбидитов (акбассайская свита) – на располагавшемся севернее континентальном склоне и у его подножия, а ягнобские толеитовые базальты и граувакки – в зоне спрединга. Формирование окраинного моря, судя по отсутствию в прилегающих к нему континентальных блоках андезитов, субдукцией не сопровождалось. Из-за недостаточности для этого района палеомагнитных данных палеогеодинамическая реконструкция здесь затруднена, на рис. 4 размеры окраинного моря условны.

В целом Туркестанский палеоокеан формировался в раннем девоне как асимметричная структура с активной северо-восточной (Казахстанско-Тяньшаньский континент) и пассивной юго-западной (Таримский, Алайский, Афгано-Таджикский континентальные блоки) окраинами, причем вулканизм активной континентальной окраины проявлен преимущественно в северо-западной части структуры – в Чаткало-Кураминском районе и в западной части Северного Тянь-Шаня.

В целом палеомагнитные данные свидетельствуют о существовании в раннем девоне между континентальными блоками Северного Тянь-Шаня (на северо-востоке) и Таримским, Алайским и Афгано-Таджикским блоками (на юго-западе) значительной геологической структуры, ширина которой вкрест простирания достигала 1800 км. Формационный состав раннедевонских комплексов, сформировавшихся в этой структуре, аналогичен современным океаническим образованиям из зон срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов, невулканических островных дуг, абиссальных равнин, что позволяет оценивать структуру в целом как древнюю океаническую. Особенности раннедевонских геологических процессов на прилегавших к ней континентальных блоках и, в первую очередь, проявление в Северном Тянь-Шане и Чаткало-Кураминском районе известково-щелочного вулканизма, близкого по составу к вулканизму современных активных континентальных окраин, подтверждает существование здесь океанической структуры.

формирование в Южном Тянь-Шане в конце палеозоя комплекса шарьяжей в процессе закрытия океанической структуры также хорошо согласуется с основными положениями концепшии тектоники плит и с палеомагнитными данными по ранней перми о резком сокращении размеров океанической структуры [13]. Известковошелочной вулканизм, близкий к вулканизму активных континентальных окраин, проявлялся в Чаткало-Кураминском районе и Северном Тянь-Шане практически в течение всего каменноугольного и пермского периодов и связан, очевидно, с процессами субдукции в ходе закрытия океанической структуры. Неравномерность его в западной и восточной частях территории может объясняться неравномерностью процессов субдукции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бискэ Ю.С., Пориняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
- 2. Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.
- 3. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 162 с.
- Войтович И.И., Ванина Л.В. Схема стратиграфии майлисуйского океанического комплекса левобережья р. Нарын (Северо-Восточная Фергана) // Известия АН КиргССР. 1983. № 6. С. 15 - 23.

- 5. Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Книга 1. М.: Недра, 1972. 279 с.
- Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Д. и др. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. Вып. 1. С. 112 - 131.
- Горянов В.Б., Котельников В.И., Верба Ю.Л. Надзеленосланцевые толщи в Ферганском секторе Южного Тянь-Шаня и проблема возраста метаморфизма канской и майлисуйской серий // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Вып. 3. С. 153 - 177.
- 8. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56 68.
- Дронов А.В. О некоторых карбонатных формациях среднего палеозоя Южной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1987. Вып. 2. С. 11 - 19.
- Клишевич В.Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте// Вестн. ЛГУ. 1978. № 6. С. 7 - 15.
- Клишевич В.Л., Назаров Б.Б., Гущин С.Н. и др. Кремнистые толщи палеозоя северного склона Алайского хребта // Сов. геология. 1977. № 6. С. 116 - 122.
- 12. Клишевич В.Л., Поршняков Г.С. Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Вып. 3. С. 128 - 145.
- Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Храмов А.Н. Палеогеологическая реконструкция тяньшаньской части Палеотетиса для ранней перми по палеомагнитным данным // Сов. геология. 1992. № 10. С. 100 - 112.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
- 15. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Brezhnev V.D., Gorianov V.B., Klishevitch V.L. et al. Devon of Tien Shan//Transactions of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, 1967. Vol. 1. P. 451 - 461.
- Bai Yunhong, Chen Guoliang, Sun Qingge, Sun Yuhang, Li Yongan, Dong Yujie, Sun Dongjiang. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 145 - 153.

Рецензент: А.С. Перфильев

# Reconstruction of Turkestan Paleoocean (Southern Tien Shan) for the Early Devonian

# V. L. Klishevich, A. N. Khramov

The work is based on the Kirghiz geodynamic polygon project. Paleomagentic samples coming from all major tectonic structures of the Tien Shan, and from oceanic complexes in the Southern Tien Shan thrust over the Alay microcontinent have been exposed to the full cycle of studies at VNIGHRI's paleomagnetic laboratory. The analysis of the natural residual magnetism was assisted by Ziederveld's diagram and demagnetization circles, while some of the complexes were studied with the fold test and the reversal test. Paleolatitudes for Early Devonian complexes and paleomeridians' vectors were defined, suggestive of a 1800 km wide Early Devonian oceanic structure between the Northern Tien Shan and the Alay microcontinent. On the southwest of its northern active margin (Northern Tien Shan) there was a sequence of structures from a deep-water trench to a mid-oceanic ridge (zone) to a non-volcanic island arc to the bathyal zone, continental slope, and Alay and Tarim microcontinents' shelf. South of the Alay microcontinent was the Zeravshan marginal sea with an intricate inner zonation.

УДК 551.24/552.313(235.226)

# ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ И ЕГО СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ

## © 1993 г. В. В. Ярмолюк\*, А. А. Воронцов\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

\*\*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 07.07.92 г.

Приведены данные о проявлениях девонского вулканизма восточного обрамления Монгольского Алтая (северо-западная Монголия). В их составе участвуют субщелочные и щелочные вулканические и субвулканические породы, объединяемые в ассоциации. Для них типичны бимодальные распределения составов пород и корреляция щелочности между основными и кислыми разностями. Распространение продуктов вулканизма контролируется системой узких грабенообразных прогибов, формировавшихся в условиях регионального растяжения, синхронного с вулканизмом. Таким образом, вулканизм связан с рифтогенезом, который развивался в тыловой части девонской активной континентальной окраины среднепалеозойского Североазиатского палеоконтинента.

В северо-западной Монголии девонские континентальные вулканические ассоциации участвуют в структурах Монгольского Алтая [5] и в прилегающих к ним с востока территориях, что установлено в последние годы [11]. Вулканические ассоциации принадлежат к краевому вулкано-плутоническому поясу, который протягивался вдоль границы девонского палеоконтинента и системы прогибов Палеотетиса: Обь-Зайсанского, Южно-Монгольского и Хангай-Хэнтэйского (рис. 1). Вулканические поля, распространенные



**Рнс. 1.** Схема размещения среднепалеозойских структурно-формационных комплексов на территории Монголии.

1 - 3 – комплексы магматических пород девонского краевого пояса: 1 – преимущественно известково-щелочной серии, 2 – преимущественно субщелочной серии, 3 – субщелочной и щелочной серии; 4 – амагматичные континентальные. области; 5 – комплексы морских бассейнов. Заглавными буквами обозначены морские бассейны: X-X – Хангай-Хэнтэйский, ЮМ – Южно-Монгольский, О-3 – Обь-Зайсанский. Рамкой показана рассматриваемая в статье территория. вдоль восточного обрамления Монгольского Алтая, отвечают внутриконтинентальной части пояса. Их сопоставление с аналогичными образованиями Монгольского Алтая открывает возможность для решения проблем зональности и динамики формирования краевого пояса.

## РАЙОНИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА

Восточное обрамление Монгольского Алтая представлено Озерной зоной ранних каледонид, включающих широкс распространенные офиолитовые и островодужные комплексы позднего рифея-раннего кембрия, а также обрамляющие с северо-востока и востока дорифейские блоки Тувино-Монгольского массива [8]. Вулканические комплексы девона сосредоточены почти исключительно в пределах границ Озерной зоны с каледонидами Монгольского Алтая и с Хан-Хухейским выступом докембрийских кристаллических пород. Выделяется три зоны развития девонских вулканических пород, которые в соответствии с контролирующими их системами разломов назовем: Цаган-Шибетинская, Хан-Хухэйская и Агардакская (рис. 2).

#### Вулканические ассоциации Цаган-Шибетинской зоны

Зона объединяет систему вулканических полей, вытянутую более чем на 200 км в меридиональном направлении вдоль Цаган-Шибетинской системы разломов (рис. 2). Возраст вулканитов установлен на фактах их залегания на отложениях с фауной брахиопод жединского яруса нижнего девона (южнее города Улангома) и согласно-



Рис. 2. Схема размещения девонских вулканических ассоциаций в пределах восточного обрамления Монгольского Алтая.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения, 2 – девонские вулканические ассоцнации, 3 – щелочные граниты и сиениты, 4 – каледонские структуры Монгольского Алтая, 5 – ранние каледониды Озерной зоны, 6 – структуры докембрийского кристаллического фундамента, 7 – разломы. Римскими цифрами обозначены вулканические зоны: І – Цаган-Шибетинская, ІІ – Хан-Хухейская, ІІІ – Агардакская. Цифрами в кружках обозначены вулканические поля: І – Морьтулинское, 2 – Шивеингольское, 3 – Шарабуридунурское, 4 – Шаргатынулинское, 5 – Ичетуингольское, 6 – западное Цаганханрханское, 7 – Бомин-Харинское, 8 – Уланушигское, 9 – Баян-Эрденетское.

го перекрытия отложениями с фауной эйфеля [5]. Ниже приведены данные о строении вулканических ассоциаций в наиболее крупных полях ареала.

Вулканическое поле района горы Морьт-Ула участвует в брахиантиклинальной структуре, восточное крыло которой погружено под рыхлые отложения (рис. 3). Вулканические образования слагаются из трех согласно залегающих толщ, различающихся составами и долей ассоциированных осадочных пород. Составы вулканических пород сведены в табл. 1. Нижняя толща (трахибазальт-трахиандезитовая) сложена преимущественно лавами и представлена серней маломощных (4 - 8 м) покровов серых и темносерых афировых субщелочных базальтов (рис. 4, 1). Обычно покровы разделены прослоями шлаков и лапиллиевых туфов. В средней части разреза выделяется серия (150 м) мощных (до 15 м) покровов, сложенных светлосерыми и зеленовато-серыми трахиандезитами. Мощность толщи превышает 520 м.

Средняя толща (трахириодацит-риолитовая) согласно залегает на нижней толще пород кис-

К югу от островной дуги раклолагалась зона накопления кремнистых образований конденсированного типа (V, см. рис. 4). Основной фон здесь составляют радиоляриты и глинисто-кремнистые породы, среди которыу изредка встречаются карбонатные прослои (зерновые потоки) и даже конгломераты с преимущественно карбонатной галькой, формирование которых, вероятно, связано с катастрофическими мутьевыми потоками [11]. Образование конденсированных кремнистых разрезов происходило, очевидно, в глубоководной океанической впадине, возможно, с додевонской океанической корой.

На северной окраине Алайского микроконтинента (VI, см. рис. 4) раннедевонские образования представлены терригенными отложениями. Это преимущественно конгломераты, в том числе крупногалечные, небольшой мощности, с прослоями и пачками песчано-алевролитового состава (алмалыкская свита). Севернее они сменяются главным образом мелкообломочными породами (джидалинской и караджегачской свит), часто характеризующимися градационной слоистостью турбидитового типа и содержащими линзовидные прослои гравелитов и конгломератов (олистостромы), образовавшиеся в подводных каньонах. Встречаются банки органогенных известняков со шлейфами карбонатных обломков, а в терригенных породах – псилофитовая флора. В южной части микроконтинента, возможно отделенной узким глубоководным прогибом, формировались мелководные карбонатные толщи, часто с обильорганическими остатками. Источник ными происхождения обломочного материала алмалыкской и караджегачской свит, учитывая малые размеры микроконтинента, определить затруднительно. Возможное направление сноса – продольное с запада. Западным продолжением Алайского микроконтинента, возможно, является Устьуртский массив, традиционно связываемый с Восточно-Европейской плитой.

Для северной окраины Таримского микроконтинента (VII, см. рис. 4) характерны песчаносланцевые отложения также с градационной слоистостью и растительными остатками, которые рассматриваются как турбидиты шельфа и континентального склона [2]. Локально среди них развиты карбонатные образования, сформировавшиеся, по-видимому, на поднятиях палеошельфа (р. Джангарт, р. Совоярды). Во внутренней части микроконтинента развиты красноцветные терригенные толщи небольшой мощности.

В западном обрамлении Таримского микроконтинента и на территориях, примыкающих к восточному окончанию Алайского микроконтинента, широко распространены нижнедевонские терригенно-карбонатные отложения, содержащие остатки преимущственно планктонных организмов (азванская серия). Условия их образования могут быть оценены как глубоководные во впадинах шельфа, на континентальном склоне или его подножии. Аналогичные образования протягиваются узкой полосой в верховья р. Сох в южной части Алайского микроконтинента, где связаны, по-видимому, с существовавшим здесь узким глубоким заливом. Среди этих толщ встречаются пиритсодержащие известковистые алевролиты, возможно, образовавшиеся в бассейнах с сероводородным заражением.

К югу от Алайского микроконтинента, отделяя его от основного континентального массива (Афгано-Таджикского), составлявшего, по-видимому, единое целое с Таримским микроконтинентом, располагалось окраинное море. Здесь известны раннедевонские граувакки и толеитовые базальты (устькоксуйская и карванкульская свиты), возможными возрастными аналогами которых являются зеленые сланцы по толеитовым базальтам и грауваккам, широко развитые среди ягнобского комплекса. Судя по развитию в Восточном Алае одновозрастных с толеитовыми базальтами карбонатных мелководных толщ (устьойбалинская свита и др.), терригенно-кремнистых образований (айляминская свита), здесь существовала сложная зональность, сравнимая с таковой Туркестанского палеоокеана. Несколько яснее выглядит обстановка в западной, зеравшано-гиссарской, части этого бассейна, несмотря на наличие сложных структурных преобразований. Карбонатные толщи, распространенные здесь, образовались на шельфе Афгано-Таджикского микроконтинента, кремнисто-терригенная толща с прослоями карбонатных турбидитов (акбассайская свита) – на располагавшемся севернее континентальном склоне и у его подножия, а ягнобские толеитовые базальты и граувакки – в зоне спрединга. Формирование окраинного моря, судя по отсутствию в прилегающих к нему континентальных блоках андезитов, субдукцией не сопровождалось. Из-за недостаточности для этого района палеомагнитных данных палеогеодинамическая реконструкция здесь затруднена, на рис. 4 размеры окраинного моря условны.

В целом Туркестанский палеоокеан формировался в раннем девоне как асимметричная структура с активной северо-восточной (Казахстанско-Тяньшаньский континент) и пассивной юго-западной (Таримский, Алайский, Афгано-Таджикский континентальные блоки) окраинами, причем вулканизм активной континентальной окраины проявлен преимущественно в северо-западной части структуры – в Чаткало-Кураминском районе и в западной части Северного Тянь-Шаня.

В целом палеомагнитные данные свидетельствуют о существовании в раннем девоне между континентальными блоками Северного Тянь-Шаня (на северо-востоке) и Таримским, Алайским и Афгано-Таджикским блоками (на юго-западе) значительной геологической структуры, ширина которой вкрест простирания достигала 1800 км. Формационный состав раннедевонских комплексов, сформировавшихся в этой структуре, аналогичен современным океаническим образованиям из зон срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов, невулканических островных дуг, абиссальных равнин, что позволяет оценивать структуру в целом как древнюю океаническую. Особенности раннедевонских геологических процессов на прилегавших к ней континентальных блоках и, в первую очередь, проявление в Северном Тянь-Шане и Чаткало-Кураминском районе известково-щелочного вулканизма, близкого по составу к вулканизму современных активных континентальных окраин, подтверждает существование здесь океанической структуры.

формирование в Южном Тянь-Шане в конце палеозоя комплекса шарьяжей в процессе закрытия океанической структуры также хорошо согласуется с основными положениями концепции тектоники плит и с палеомагнитными данными по ранней перми о резком сокращении размеров океанической структуры [13]. Известковошелочной вулканизм, близкий к вулканизму активных континентальных окраин, проявлялся в Чаткало-Кураминском районе и Северном Тянь-Шане практически в течение всего каменноугольного и пермского периодов и связан, очевидно, с процессами субдукции в ходе закрытия океанической структуры. Неравномерность его в западной и восточной частях территории может объясняться неравномерностью процессов субдукции.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бискэ Ю.С., Пориняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
- 2. Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.
- 3. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 162 с.
- Войтович И.И., Ванина Л.В. Схема стратиграфии майлисуйского океанического комплекса левобережья р. Нарын (Северо-Восточная Фергана) // Известия АН КиргССР. 1983. № 6. С. 15 - 23.

- 5. Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Книга 1. М.: Недра, 1972. 279 с.
- 6. Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Д. и др. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. Вып. 1. С. 112 - 131.
- Горянов В.Б., Котельников В.И., Верба Ю.Л. Надзеленосланцевые толщи в Ферганском секторе Южного Тянь-Шаня и проблема возраста метаморфизма канской и майлисуйской серий // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Вып. 3. С. 153 - 177.
- 8. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56 68.
- Дронов А.В. О некоторых карбонатных формациях среднего палеозоя Южной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1987. Вып. 2. С. 11 - 19.
- Клишевич В.Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте// Вестн. ЛГУ. 1978. № 6. С. 7 - 15.
- Клишевич В.Л., Назаров Б.Б., Гущин С.Н. и др. Кремнистые толщи палеозоя северного склона Алайского хребта // Сов. геология. 1977. № 6. С. 116 - 122.
- 12. Клишевич В.Л., Поршняков Г.С. Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Вып. 3. С. 128 - 145.
- Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Храмов А.Н. Палеогеологическая реконструкция тяньшаньской части Палеотетиса для ранней перми по палеомагнитным данным // Сов. геология. 1992. № 10. С. 100 - 112.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
- 15. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Brezhnev V.D., Gorianov V.B., Klishevitch V.L. et al. Devon of Tien Shan//Transactions of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, 1967. Vol. 1. P. 451 - 461.
- Bai Yunhong, Chen Guoliang, Sun Qingge, Sun Yuhang, Li Yongan, Dong Yujie, Sun Dongjiang. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 145 - 153.

Рецензент: А.С. Перфильев

# Reconstruction of Turkestan Paleoocean (Southern Tien Shan) for the Early Devonian

# V. L. Klishevich, A. N. Khramov

The work is based on the Kirghiz geodynamic polygon project. Paleomagentic samples coming from all major tectonic structures of the Tien Shan, and from oceanic complexes in the Southern Tien Shan thrust over the Alay microcontinent have been exposed to the full cycle of studies at VNIGHRI's paleomagnetic laboratory. The analysis of the natural residual magnetism was assisted by Ziederveld's diagram and demagnetization circles, while some of the complexes were studied with the fold test and the reversal test. Paleolatitudes for Early Devonian oceanic structure between the Northern Tien Shan and the Alay microcontinent. On the southwest of its northern active margin (Northern Tien Shan) there was a sequence of structures from a deep-water trench to a mid-oceanic ridge (zone) to a non-volcanic island arc to the bathyal zone, continental slope, and Alay and Tarim microcontinents' shelf. South of the Alay microcontinent was the Zeravshan marginal sea with an intricate inner zonation.

УДК 551.24/552.313(235.226)

# ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ И ЕГО СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ

# © 1993 г. В. В. Ярмолюк\*, А. А. Воронцов\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва \*\*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 07.07.92 г.

Приведены данные о проявлениях девонского вулканизма восточного обрамления Монгольского Алтая (северо-западная Монголия). В их составе участвуют субщелочные и щелочные вулканические и субвулканические породы, объединяемые в ассоциации. Для них типичны бимодальные распределения составов пород и корреляция щелочности между основными и кислыми разностями. Распространение продуктов вулканизма контролируется системой узких грабенообразных прогибов, формировавшихся в условиях регионального растяжения, синхронного с вулканизмом. Таким образом, вулканизм связан с рифтогенезом, который развивался в тыловой части девонской активной континентальной окраины среднепалеозойского Североазиатского палеоконтинента.

В северо-западной Монголии девонские континентальные вулканические ассоциации участвуют в структурах Монгольского Алтая [5] и в прилегающих к ним с востока территориях, что установлено в последние годы [11]. Вулканические ассоциации принадлежат к краевому вулкано-плутоническому поясу, который протягивался вдоль границы девонского палеоконтинента и системы прогибов Палеотетиса: Обь-Зайсанского, Южно-Монгольского и Хангай-Хэнтэйского (рис. 1). Вулканические поля, распространенные



**Рис. 1.** Схема размещения среднепалеозойских структурно-формационных комплексов на территории Монголии.

1 - 3 – комплексы магматических пород девонского краевого пояса: 1 – преимущественно известково-щелочной серии, 2 – преимущественно субщелочной серии, 3 – субщелочной и щелочной серии; 4 – амагматичные континентальные. области; 5 – комплексы морских бассейнов. Заглавными буквами обозначены морские бассейны: X-X – Хангай-Хэнтэйский, ЮМ– Южно-Монгольский, О-3 – Обь-Зайсанский. Рамкой показана рассматриваемая в статье территория. вдоль восточного обрамления Монгольского Алтая, отвечают внутриконтинентальной части пояса. Их сопоставление с аналогичными образованиями Монгольского Алтая открывает возможность для решения проблем зональности и динамики формирования краевого пояса.

## РАЙОНИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА

Восточное обрамление Монгольского Алтая представлено Озерной зоной ранних каледонид, включающих широкс распространенные офиолитовые и островодужные комплексы позднего рифея-раннего кембрия, а также обрамляющие с северо-востока и востока дорифейские блоки Тувино-Монгольского массива [8]. Вулканические комплексы девона сосредоточены почти исключительно в пределах границ Озерной зоны с каледонидами Монгольского Алтая и с Хан-Хухейским выступом докембрийских кристаллических пород. Выделяется три зоны развития девонских вулканических пород, которые в соответствии с контролирующими их системами разломов назовем: Цаган-Шибетинская, Хан-Хухэйская и Агардакская (рис. 2).

#### Вулканические ассоциации Цаган-Шибетинской зоны

Зона объединяет систему вулканических полей, вытянутую более чем на 200 км в меридиональном направлении вдоль Цаган-Шибетинской системы разломов (рис. 2). Возраст вулканитов установлен на фактах их залегания на отложениях с фауной брахиопод жединского яруса нижнего девона (южнее города Улангома) и согласно-



Рыс. 2. Схема размещения девонских вулканических ассоциаций в пределах восточного обрамления Монгольского Алтая.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения, 2 – девонские вулканические ассоцнации, 3 – щелочные граниты и сиениты, 4 – каледонские структуры Монгольского Алтая, 5 – ранние каледониды Озерной зоны, 6 – структуры докембрийского кристаллического фундамента, 7 – разломы. Римскими цифрами обозначены вулканические зоны: І – Цаган-Шибетинская, II – Хан-Хухейская, III – Агардакская. Цифрами в кружках обозначены вулканические поля: 1 – Морьтулинское, 2 – Шивеингольское, 3 – Шарабуридунурское, 4 – Шаргатынулинское, 5 – Ичетуингольское, 6 – западное Цаганхаирханское, 7 – Бомин-Харинское, 8 – Уланушигское, 9 – Баян-Эрденетское.

го перекрытия отложениями с фауной эйфеля [5]. Ниже приведены данные о строении вулканических ассоциаций в наиболее крупных полях ареала.

Вулканическое поле района горы Морьт-Ула участвует в брахиантиклинальной структуре, восточное крыло которой погружено под рыхлые отложения (рис. 3). Вулканические образования слагаются из трех согласно залегающих толщ, различающихся составами и долей ассоциированных осадочных пород. Составы вулканических пород сведены в табл. 1. Нижняя толща (трахибазальт-трахиандезитовая) сложена преимущественно лавами и представлена серней маломощных (4 - 8 м) покровов серых и темносерых афировых субщелочных базальтов (рис. 4, 1). Обычно покровы разделены прослоями шлаков и лапиллиевых туфов. В средней части разреза выделяется серия (150 м) мощных (до 15 м) покровов, сложенных светлосерыми и зеленовато-серыми трахиандезитами. Мощность толщи превышает 520 м.

Средняя толща (трахириодацит-риолитовая) согласно залегает на нижней толще пород кис-



**Рис. 3.** Схема геологического строения вулканического поля горы Морьт-ула.

рыхлые отложения, 2 – субщелочные базальты,
субщелочные андезитобазальты и трахиандезиты,
4 – трахириодациты, 5 – трахириолиты и риолиты,
6 – трахириолитовые игнимбриты, 7 – лавобрекчии
трахириодацитов, 8 – песчаники, алевролиты, гравелиты,
9 – линзы карбонатных пород, 10 – конгломераты,
11 – венд-нижнекембрийские образования,
12 – разломы,
13 – геологические границы (а), элементы залегания (б).

лого состава. В основании выделяется горизонт (70 м) крупноглыбовых туфо- и лавобрекчий трахириодацитов и трахидацитов. Выше залегает серия лавозых покровов (130 - 150 м) флюидальных трахириодацитов, разделенных горизонтами (до 5 - 6 м) туфобрекчий. Верхнюю часть толщи (380 - 400 м) слагают мощные (более 20 м) покровы бурых и серовато-красных флюидальных и сферолоидных риолитов, переслаиваемых с туфами того же состава. Венчается разрез пачкой (40 м) бурых и свекольно-красных спекшихся кислых туфов. Общая мощность достигает 670 м.

Вулканиты перекрыты переслаивающимися конгломератами, туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами, содержащими обломки подстилающих кислых пород. Мощность пачки варьирует от 6 до 40 м.

Осадочные породы согласно надстраиваются вулканитами верхней толщи. Она сложена маломощными (5 - 10 м) покровами темно-серых афировых субщелочных базальтов. В верхней трети разреза в контрастном переслаивании с базальтами наблюдаются покровы серых и бурых флюидальных трахириолитов. Отличительной особенностью толщи являются многочисленные маломощные (до 0.7 м) прослои пестроцветных песчаников и алевролитов. Мощность толщи превышает 830 м.

Верхние вулканиты сменяются терригенными отложениями с линзами и прослоями карбонатных пород, содержащих мшанки, кораллы и брахиоподы эйфельского возраста [5]. Среди осадочных образований встречаются отдельные покровы афировых базальтов, что указывает на постепенный переход между вулканической и осадочной частями девонского разреза.

Вулканическое поле района реки Шивейн-гол расположено к югу от вулканического поля горы Морьт-ула и обладает сходными чертами строения. Оно вытянуто более чем на 20 км вдоль Цаган-Шибетинской системы разломов и представлено моноклинально погружающимся к западу комплексом девонских образований. В обнажающейся их нижней части вскрыта серия афировых базальтов и андезибазальтов мощностью более 50 м (рис. 4, 2). На них согласно залегают покровы серых флюидальных и сферолоидных риолитов и трахириодацитов (более 400 м), переслаиваемых лавобрекчиями того же состава. Особенности состава и строения описываемой серии сближают ее с кислой толщей района горы Морьт-ула. Вышезалегающая толща сложена покровами (до 12 м) афировых, иногда крупнолейстовых плагиоклазовых субщелочных базальтов и андезибазальтов с прослоями (до 1 м) пестроцветных песчаников и алевропесчаников. В составе толщи участвуют кислые эффузивы, представленные красновато-серыми, сиреневатосерыми и голубовато-серыми флюидальными микросферолитовыми трахириолитами и их спекшимися туфами. Кислые вулканиты образуют пачку (до 250 м) в средней части разреза, но кроме того наблюдаются в контрастном переслаивании с базальтами в верхней части. Для нее характерно возрастание доли осадочных пород и постепенное замещение вулканического разреза осадочным. Появляются породы с карбонатным цементом, прослои и линзы известняков с фауной мшанок и криноидей.

Вулканическое поле района горы Шаргатын-Ула расположено в южной части Цаганшибетинской зоны. Оно отличается брахискладчатостью и расчленением сериями северо-западных и северо-восточных разломов (рис. 5). В пределах поля комплекс девонских образований с резким несогласием залегает на дислоцированных толщах венда-кембрия и фаунистически охарактеризованных сероцветных отложениях силура [5].

#### ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ



Рис. 4. Схема корреляции девонских вулканических образований восточного обрамления Монгольского Алтая.

1 – субщелочные андезибазальты и андезиты, 2 – субщелочные базальты, 3 – субщелочные и щелочные (нефелин-нормативные и псевиолейцитовые) базальты, 4 – силлы тешенитов, долеритов, габброидов, 5 – трахидациты и их лавобрекчии, 6 – риолиты, 7 – игнимбриты трахириолитов, 8 – трахиты, 9 – трахириолиты, 10 – пантеллериты, 11 – щелочные микрограниты, 12 – конгломераты, 13 – терригенные породы, 14 – линзы карбонатов, 15 – додевонский фундамент. Цифрами обозначены разрезы вулканических полей: 1 – Морьтулинского, 2 – Шивеингольского, 3 – Шарабуридунурского, 4 – Шаргатынулинского, 5 – Ичетуингольского, 6 – западного Цаганхаирханулинского, 7 – Бомин-Харинского, 8 – Уланушигского, 9 – Баян-Эрденетского.

В нижней части девонских образований выделяется толща пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, мощность которых варьирует от первых метров до 700 м (рис. 4, 4). Эти изменения связаны с приуроченностью обломочных отложений к двум впадинам, разделенным горстообразным выступом северовосточного простирания. Северная из этих впадин (Шаргатынская) включает горный массив горы Шаргатын-ула, южная выделяется как Чигертайская мульда.

Девонские вулканиты почти исключительно связаны с Шаргатынской впадиной и ее южным обрамлением. Вулканиты согласно залегают на отложениях терригенной толщи, в верхних горизонтах которой в виде отдельных покровов присутствуют базальты.

Разрез вулканической толщи начинается серией (70 м) переслаивающихся покровов темносерых афировых субщелочных базальтов и андезитобазальтов и бурых флюидальных трахириолитов и трахириодацитов. Выше залегают покровы кислых пород (460 м). Их нижнюю половину слагают бурые, в наименее измененных участках синевато-серые, флюидальные трахириолиты, а также их спекшиеся туфы. Верхняя часть представлена флюидальными голубыми и синими трахириолитами-пантеллеритами (табл. 1). Они перекрыты вулканогенно-осадочной пачкой, мощностью свыше 360 м. В ее составе преобладают пестроцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, в том числе и известковистые. Около трети объема составляют покровы или их серии темносерых афировых, реже порфировых, базальтов, которые более или менее равномерно рассредоточены по разрезу.

Наиболее верхнюю часть разреза слагают небольшие покровы субщелочных андезитобазальтов, а также коричневые, иногда синевато-серые, афировые трахириолиты, близкие по петрографическому составу породам пантеллеритовой части разреза. Мощность кислых вулканитов здесь превышает 180 м. Породы залегают согласно на более нижних частях разреза, но в западной части района с вулканическим несогласием, вызванным куполовидным поднятием подстилающих пород и их размывом перед излияниями трахириолитов.

Отметим особенности пространственного распределения вулканитов по площади: наиболее широко распространены породы трахириолитового -



Рис. 5. Схема геологического строения вулканического поля горы Шаргатын-ула.

рыхлые отложения; 2 – поствулканические отложения позднего девона и раннего карбона; 3 - 7 – ранне-среднедевонские отложения: 3 – базальты, 4 – силлы долеритов, 5 – трахириолиты, 6 – пантеллериты, 7 – осадочные породы;
8 – додевонский фундамент, 9 – разломы, 10 – геологические границы (а), элементы залегания (б).

пантеллеритового состава, а их мощности уменьшаются в восточном, северо-восточном и южном направлениях. В этих частях трахириолиты-пантеллериты переслаиваются с базальтами, в силу чего разрез вулканитов приобретает контрастный характер, типичный для фланговых участков кислых вулканов, формировавшихся одновременно с базальтовыми излияниями [9]. На этом основании можно предположить, что центр пантеллеритового вулкана располагался западнее современных границ поля. Именно там наблюдается вулканическое несогласие и наиболее значительные мощности верхней серии трахириолитовых покровов. Отметим также, что в 15 км к западу от границы вулканического поля наблюдаются выходы ранне-среднедевонских щелочных гранитов массива Халдзан-Бурэгтэг [4]. Близость последних по составу пантеллеритам позволяет предполагать, что породы принадлежали общему магматическому центру и отвечали его вулканической и плутонической фациям.

Отличительной чертой вулканического поля является обилие силлов, штоков и даек долеритов и базальтов. Силлы сосредоточены преимущественно в терригенной толще и достигают мощности до 70 м. Дайки имеют СЗ и СВ простирания, что согласуется с сеткой разломов района. Приведенные данные позволяют говорить, что в строении Цаган-Шибетинского ареала участвуют несколько ассоциаций вулканических пород: трахибазальт-трахиандезитовая, трахидацит-риолитовая, трахириолит-трахибазальтовая с элементами контрастного переслаивания и контрастная трахибазальт-трахириолит-пантеллеритовая.

Первые три ассоциации слагают вулканические поля районов р. Шивеин-гол, Морьт-ула и других. Сходство разрезов, выдержанность составов толщ по простиранию свидетельствуют о принадлежности к единой вулканотектонической структуре - Бургасутуинскому прогибу, ранее отождествлявшемуся с зоной развития девонских вулканитов по восточному фасу Монгольского Алтая [5]. Для прогиба можно отметить двухэтапное развитие вулканизма с образованием соответствующих перерыву конгломератов. Ранний этап представлен породами трахабазальт-трахиандезитовой и трахириодацит-риолитовой ассоциаций, поздний -трахириолит-трахибазальтовой ассоциацией. На позднем этапе устанавливается режим накопления вулканитов в условиях устойчивого прогибания, показателем которого являются многочисленные выдержанные по простиранию пестроцветные терригенные прослои между отдельными лавовыми покровами.

Контрастная трахибазальт-трахириолит-пантеллеритовая ассоциация характеризует вулканическое поле горы Шаргатын-ула. Среди прочих полей ареала оно выделяется наличием пантеллеритов, контрастным строением разреза и широким развитием субвулканических тел, в том числе силлов дифференцированных доллеритов. Другая отличительная особенность состоит в приуроченности вулканической деятельности к грабену северо-восточного простирания, за пределами которого вулканиты не распространялись.

#### Вулканические ассоциации Хан-Хухейской зоны

Проявления девонских вулканических ассоциаций сосредоточены вдоль системы субширотных разломов, определяющих южный фас хр. Хан-Хухей. В современной структуре вулканиты приурочены к отдельным мульдам, выполненным терригенными толщами с флорой раннего и среднего девона [2, 11]. Соседние мульды обладают сходством разрезов и однотипной деформацией. Это позволяет связать их по крайней мере с цвумя кулисосопряженными грабенообразными прогибами западно-северо-западного простирания -Бомин-Харинским и Цаган-Хаирханулинским. Сведения о составе магматических ассоциаций ареала были опубликованы ранее [11]. Поэтому здесь рассмотрим лишь ассоциации Цаган-Хаирханулинского прогиба, для которых в последние годы получены новые данные.

Цаган-Ханрханулинский прогиб имеет протяженность около 50 км и представлен двумя поля-



Рис. 6. Схема геологического строения Ичетуингольского вулканического поля.

6 – девонские образования: 1 – базальты, 2 – силлы тешенитов и долеритов, 3 – дайки базальтов,
4 – пантеллериты, 5 – дайки пантеллеритов и трахитов, 6 – осадочные породы; 7 – додевонский фундамент; 8 – разломы; 9 – элементы залегания пород.

ми распространения девонских вулканогенно-осадочных пород – западным и восточным (Ичетуингольским). Девонские отложения с резким несогласием залегают на дислоцированных комплексах венда-нижнего кембрия и в низах разреза представлены толщей (до 500 м) красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников (рис. 4, 6).

Базальные конгломераты перекрыты вулканогенно-осадочной толщей, терригенная часть которой представлена тонкослоистыми песчаниками, алевролитами и гравелитами. Вулканические породы по разрезу распределены неравномерно и слагают отдельные покровы или их серии, наиболее широко проявленных в западной части прогиба. Здесь нижнюю часть разреза слагает мощная (около 1000 м) серия маломощных покровов афировых, реже порфировых, субщелочных базальтов (в том числе нефелин-нормативных) с подчиненными горизонтами терригенных пород.

Верхняя часть толщи (свыше 650 м) сложена терригенными породами, среди которых залегают покровы серых порфировых трахитов с крупными вкрапленниками (до 1 см) полевого шпата. В самой верхней части толщи трахиты слагают горизонт (200 м), образованный серией экструзивных грибообразных тел.

В восточной (Ичетуингольской) части прогиба характер разреза изменяется за счет сокращения доли вулканитов (рис. 4, 5). Вулканогенно-осадочная толща имеет мощность более 1000 м и содержит отдельные покровы базальтов или их серии, из которых наиболее мощная (до 60 м), как и в западной части прогиба, приурочена к нижней части толщи. Венчается разрез мощной (свыше 400 м) экструзией флюидальных пантеллеритов, раскристаллизованных в центральных участках до микрогранитов (табл. 2).

В этой части вулканического прогиба широко проявлены субвулканические тела – дайки базаль-

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	53.72	56.12	75.29	49.57	64.26	49.32	51.95	72.15	53.67	52.18	73.37	72.01	49.46
TiO <sub>2</sub>	1.82	1.89	0.19	2.77	0.85	2.13	1.77	0.43	2.18	2.89	0.13	0.20	2.59
$Al_2O_3$	14.45	15.21	12.42	14.74	11.93	15.70	15.66	12.37	15.07	14.39	11.85	12.59	7.14
$Fe_2O_3$	4.62	9.83	3.47*	9.91	12.35*	5.67	8.23	5.04*	6.66	9.95	2.52	3.37*	7.61
FeO	6.06	2.11		2.83		4.85	2.69		3.32	2.29	2.10		2.83
MnO	0.39	0.21	0.03	0.44	0.05	0.48	0.32	0.06	0.36	0.19	0.18	0.03	0.30
MgO	3.63	2.66	0.41	3.20	0.23	4.55	4.66	0.25	4.46	3.55	0.30	1.26	3.99
CaO	6.51	1.96	0.21	4.85	0.93	8.95	7.06	0.50	3.91	7.09	0.20	0.75	6.49
Na <sub>2</sub> O	3.17	5.94	3.49	5.57	3.05	3.15	3.73	3.07	5.29	3.62	4.73	2.49	4.42
K <sub>2</sub> O	2.08	1.11	3.28	1.91	5.21	0.60	1.02	4.36	1.77	1.28	4.32	7.01	1.44
$P_2O_5$	0.26	0.27	0.01	1.03	0.23	0.32	0.36	0.03	0.41	0.53	0.01	0.01	0.79
п. п. п.	2.46	2.44	1.06	2.95	0.92	3.17	2.24	1.57	2.42	1.88	0.51	1.05	2.62
Сумма	99.17	99.75	99.86	99.67	<b>99.9</b> 1	99.71	99.69	99.83	99.52	99.84	99.89	<b>99.77</b>	99.68

Таблица 1. Химический состав представительных вулканических пород Цаган-Шибетинской зоны

Примечание. 1 - 5 — вулканическое поле горы Морьт-ула: 1 - 2 — породы нижней (трахибазальт-трахиандезитовой) толщи: 1 — трахиандезитобазальт, 2 — трахиандезит, 3 — риолит из трахидацит-риолитовой толщи, 4 - 5 — породы верхней (трахириолит-трахибазальтовой) толщи: 4 — трахибазальт, 5 — трахидацит; 6 - 9 — верхняя толща вулканического поля р. Шивеин-гол: 6, 7, 9 — трахибазальты, 8 — трахириолит; 10 - 13 — вулканическое поле горы Шаргатын-ула: 10 — трахибазальт нижней части разреза, 11 — пантеллерит, 12 — трахириолит, 13 — трахибазальт верхней части разреза. \* Суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

тов, трахитов и пателлеритов, а также силлы тешенитов и долеритов. У северной границы выходов девонских образований расположен девонский массив щелочных сиенитов с фазой щелочных гранитов, а также дайками пантеллеритов, комендитов и мариуполитов [11]. Тождественность составов пород массива и вулканитов (сиениты - трахиты, щелочные граниты - комендиты) позволяют предполагать принадлежность их различным фациям единого магматического центра.

Отметим особенности строения Ичетуингольского поля, свидетельствующие о структурных условиях формирования девонских стратифицированных комплексов (рис. 6). Западная часть поля выходами венд-кембрийских карбонатных и кремнисто-вулканогенных пород разделена на три субпараллельных грабена. Они отличаются мощностями нижней конгломератовой толщи и нижней серии базальтовых покровов, а также составом обломочного материала, особенно в базальных частях толщ. Состав обломков определяется породами, выходы которых обрамляют каждый из грабенов. Это позволяет предполагать, что картируемые в пределах Ичетуингольского поля грабены имели первичную природу и не могут быть фрагментами каких-либо крупных впадин, так как в этом случае состав обломочного материала определялся бы удаленными источниками сноса. Таким образом устанавливается первичность происхождения грабенов и связь вулканизма с грабенообразованием.

Магматизм Бомин-Харинского прогиба (рис. 4, 7) в целом согласуется с магматическими

проявлениями Цаган-Хаирханулинского прогиба [11]. Как и в последнем в основном изливались субщелочные базальты с псевдолейцитовыми трахибазальтами. Субвулканическая фация представлена силлами пантеллеритов, мариуполитов, тешенитов, а также дайками базальтов, трахитов и тешенитов. В плутонических образованиях наблюдаются сиениты, нордмаркиты и щелочные граниты, образующие небольшой массив в зоне юго-восточного замыкания прогиба.

Таким образом, для Хан-Хухэйской вулканической зоны характерны ассоциации субщелочных и щелочных (нефелин-нормативных) базальтов, трахитов и пантеллеритов, сопровождаемые многочисленными субвулканическими телами пород тех же составов. Щелочная специфика ассоциаций подчеркивается участием в субвулканической фации мариуполитов. Важной особенностью является участие в составе ассоциаций плутонических пород – сиенитов, нордмаркитов и щелочных гранитов. Они, по-видимому, соответствовали питающему резервуару для трахитовых и пантеллеритовых субвулканических и вулканических проявлений, с которыми они близки по составу и пространственно сопряжены.

#### Вулканические ассоциации Агардакской зоны

Зона объединяет ряд небольших вулканических полей, ассоциирующих с Агардакским разломом, являющимся северо-восточной границей Хан-Хухэйскоге блока. Вулканиты переслаиваются с девонскими красноцветными отложениями и с резким несогласием залегают на венд-

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45.26	46.01	51.95	46.48	46.33	44.82	70.86	71.16	57.79
TiO <sub>2</sub>	1.60	1.93	1.80	2.17	2.07	2.24	0.14	0.08	0.97
$Al_2O_3$	16.80	13.56	14.87	16.30	15.58	16.30	13.65	13.90	16.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.11	2.92	5.04	3.46	6.07	3.86	4.02	1.70	8.47
FeO	5.25	9.65	4.71	6.71	5.40	6.35		1.53	
MnO	0.16	0.17	0.34	0.17	0.18	0.16	0.10	0.08	0.17
MgO	6.84	10.45	5.24	5.50	6.72	5.70	0.06	0.05	1.30
CaO	9.25	8.37	7.60	10.60	7.72	10.20	0.32	0.05	2.79
Na <sub>2</sub> O	3.32	3.00	4.21	3.22	4.06	3.22	6.09	6.33	5.66
K <sub>2</sub> O	0.92	1.08	1.03	1.38	0.60	1.56	4.34	4.84	4.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.36	0.25	0.35	0.33	0.36	0.02	0.01	0.33
п. п. п.	4.50	1.41	2.46	4.05	4.40	4.96	0.21	0.52	0.93
Сумма	100.23	98.91	99.50	100.39	99.46	99.73	99.81	100.25	99.71

Таблица 2. Химический состав пород Ичетуингольского вулканического поля

Примечание. 1 — тешенит (силл), 2 - 3 — дифференциаты тешенитового силла, 4 — тешенит (шток), 5 — субщелочной базальт, 6 — нефелин-нормативный базальт, 7 — щелочной микрогранит, 8 — пантеллерит, 9 — трахит (силл).

кембрийских дислоцированных образованиях. Среди терригенных отложений развиты породы с обломками карбонатных пород и с карбонатным цементом, что свидетельствует о размыве карбонатных пород фундамента.

Строение вулканических ассоциаций рассмотсим на примере вулканического поля района горы Баян-Эрдене (рис. 4, 9). Оно связано с узкой впадиной (11 × 3 км), в пределах которой отложения смяты в субширотную синклинальную складку. Нижнюю часть наблюдаемого разреза (более 300 м) слагают красные и лиловые гравелиты и песчаники, нередко с плавающей галькой пород основания. Они перекрыты мощной (более 400 м) серией маломощных (3 - 5 м) покровов пород основного состава. В низах преобладают афировые, а в верхах – порфировидные субщелочные базальты с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза. Местами покровы разделены прослоями известковистых песчаников и карбонатов. Венчается разрез тонкопсреслаивающимися пестроцветными песчаниками и алевролитами (300 м).

В вулканических полях Агардакского ареала не обнаружены кислые вулканиты. Преобладают основные вулканиты повышенной щелочности, в том числе содержащие нефелин в нормативном составе (табл. 3).

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ИЗМЕНЧИВОСТИ В ПРЕДЕЛАХ АРЕАЛА

Магматические образования, участвующие в строении девонского ареала Монгольского Алтая, представлены вулканическими, субвулканическими и плутоническими породами. Среди них установлены субщелочные и щелочные разновидности, которые по кремнекислотности относятся к трем группам: 1 – субщелочные и щелочные базальты и габброиды (основные породы), 2 – трахиандезиты, трахиты, сиениты и мариуполиты (средние породы), 3 – трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты, щелочные граниты (кислые породы).

Эффузивные породы группируются в ассоциации, набор которых специфичен для каждой из вулканических зон. Так, для Цаган-Шибетинской зоны характерны ассоциации трахибазальттрахиандезитовая, трахидацит-риолитовая, трахириолит-трахибазальтовая, контрастная трахибазальт-трахириолит-пантеллеритовая. В Хан-Хухэйской зоне распространены ассоциации трахибазальтов с трахитами и пантеллеритами, а Агардакской зоне – трахибазальтовые ассоциации. Общими для всех ассоциаций, исключая может быть две нижние ассоциации Бургасутуинского прогиба (Цаган-Шибетинская зона), является участие в их составе базальтов, среди которых преобладают субщелочные оливиновые разности. В то же время достаточно очевидны региональные различия в составе базальтовой части ассоциаций. Они обусловлены появлением нефелин-нормативных и псевдолейцитовых базальтов в вулканических полях Хан-Хухэйской и Агардакской зон. Изменения в составах базальтов коррелируются с вариациями ассоциирующих с ними кислых пород. В Цаган-Шибетинской зоне, где преобладают субщелочные базальты, распространены трахириолиты, а в Хан-Хухэйской – трахиты и пантеллериты, ассоциирующие с более щелочными, в том числе нефелин-нормативными базальтами.

Таблица 3. Химический состав базальтов Агардакской зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43.05	43.95	43.91	45.04	45.70	47.21	43.46	44.27
TiO <sub>2</sub>	3.57	3.64	4.05	3.04	3.02	2.64	3.59	2.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.86	16.30	15.80	16.30	16.56	17.15	15.92	17.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.43	10.09	10.87	8.61	8.32	8.69	9.62	8.02
FeO	4.36	4.80	3.82	4.18	5.52	3.99	5.16	3.91
MnO	0.18	0.19	0.24	0.24	0.23	0.17	0.19	0.15
MgO	5.02	4.72	4.91	4.91	3.91	3.37	5.14	6.79
CaO	9.65	8.31	8.82	8.07	7.67	7.70	9.75	10.80
Na <sub>2</sub> O	2.72	3.23	3.42	3.32	3.28	3.78	2.76	2.39
K <sub>2</sub> O	1.42	0.98	0.85	1.22	1.84	2.00	1.43	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.65	0.74	0.78	0.93	0.75	0.61	0.31
п.п.р.	2.83	2.61	2.15	3.73	2.46	2.06	1.93	2.67
Сумма	99.71	99.47	99.58	99.44	99.44	99.51	99.56	99.50

Субвулканические породы представлены дифференцированными субщелочными и щелочными габброидами (тешениты), трахитами, пантеллеритами, мариуполитами, сиенитами и щелочными микрогранитами. Они образуют силлы, дайки и штоки. Преобладают тела основного состава, присутствующие в вулканических полях различных зон. Состав вулканитов коррелируется с составами субвулканических пород, что позво-





 составы пород Хан-Хухейской зоны; 2 – составы пород Агардакской зоны; 3, 4 – составы пород Цаган-Шибетинской зоны: 3 – трахириолит-трахибазальтовой и трахибазальт-трахириолит-пантеллеритовой ассоциаций, 4 – трахибазальт-трахиандезитовой и трахириодацит-риолитовой ассоциаций. ляет рассматривать их в качестве корневой системы вулканических излияний.

Среди плутонических пород, сопровождагощих проявления девонского вулканизма, установлены сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты, субщелочные и щелочные габброиды, т.е. породы, соответствующие вулканическим проявлениям. Имеющиеся данные свидетельствуют об их ранне-среднедевонском возрасте, что согласуется с возрастом вулканитов [4]. Интрузивные массивы располагаются в выступах основания вулканических зон, как правило, в близости от проявлений соответствующих вулканитов и субвулканических пород. Подобное совмещение близких и достаточно уникальных по составу одновозрастных пород разных фаций глубинности свидетельствует о существовании между ними генетических связей и принадлежности их общим центрам магматической активности.

На графике (рис. 7) показано распределение составов девонских магматических пород ареала на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O +  $+ K_2O$ ). Фигуративные точки составов в основном размещаются в поле субщелочных пород. Наглядно выражены различия в составах ассоциаций отдельных вулканических зон. Составы пород Цаган-Шибетинской зоны в основном располагаются в нижней, менее щелочной, части диаграммы, а составы пород Хан-Хухэйской и, в особенности, Агардакской зон тяготеют к верхней части диаграммы, определяемой границей полей щелочного и субщелочного рядов. Эти данные свидетельствуют о петрохимической зональности, которая выражена возрастанием щелочности и основности пород в северо-восточном направлении от вулканических полей Цаган-Шибетинской зоны к полям Хан-Хухэйской и Агардакской зон.

Классификационная диаграмма, кроме того, демонстрирует бимодальный характер распределения составов пород ассоциаций (рис. 7). Одна группа фигуративных точек представляет основные породы: субщелочные базальты и андезибазальты, другая – отвечает породам кислого состава. В этом, как и в щелочно-субщелочной специфике составов девонских пород проявлено сходство с ассоциациями континентальных рифтовых зон [1, 6, 7].

#### СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Рассматривая особенности проявления девонского магматизма в пределах восточного обрамления Монгольского Алтая, необходимо отметить их связь с процессами грабенообразования. Этот вывод опирается прежде всего на данные, полученные для вулканических полей Шаргатунулинского и Ичетуингольского. В вулканических полях, основание которых не обнажено, разрезы характеризуются большими мощностями слагающих их образований. Отдельные подразделения разреза выдержаны на значительных расстояниях в линейных вулканических зонах, но за их пределами не наблюдаются. Убедительным примером является район оз. Шара-Буридунур, где отмечается наибольшее сближение Бургасутуингольского и Бомин-Харинского прогибов. Принадлежащие им вулканические поля разделены расстоянием менее 15 км, однако лишены следов проникновения инородных вулканических продуктов и характеризуются разрезами, типичными для соответствующих прогибов (см. рис. 4). Следует также учесть значительную роль терригенных пород в разрезах вулканических полей. Они в значительной степени грубозернистые и по составу материала соответствуют тем комплексам пород, которые вмещают вулканогенно-осадочные толщи. Все это приводит к выводу, что поля девонских образований формировались в узких линейных прогибах. Их позицию достаточно достоверно отражают цепочки полей, сложенные однотипными вулканическими ассоциациями.

Отметим еще одну особенность рассматриваемых вулканических ассоциаций, важную для понимания условий их формирования. В структуре вулканических полей широко проявлены силлы тешенитов, базальтов, пантеллеритов, трахитов, мариуполитов, а также пояса даек, согласные с простиранием прогибов. Подобные комплексы возникали при дифференцированных опусканиях ложа грабенов с образованием отслоений в стратифицированном грабеновом комплексе и одновременном открытии вертикальных каналов для подъема магматических расплавов [11]. Подобные условия свойственны рифтовым областям, в которых одновременное образование сопряженных силлов и продольных дайковых поясов является типичным процессом. Учитывая также ярко выраженную щелочную специфику магматических ассоциаций, свойственную континентальным рифтам [7], мы приходим к выводу, что в пределах восточного обрамления Монгольского Алтая девонский вулканизм и грабенообразование происходили в обстановке рифтогенеза.

Распределение грабенов характеризуется своеобразным сетчатым рисунком, определяемым их сочетанием под разными углами. Такое их размещение обусловлено связью с крупными разломными зонами (древними сутурами), ограничивавшими Озерную зону ранних каледонид. Подобные разломы, отвечающие границам древних плит, наиболее податливым к транслитосферным расколам, вызываемых континентальным рифтогенезом [10]. Область распространения грабенов соответствует, по-видимому, зоне однородного подлитосферного растяжения. Поэтому наблюдаемая позиция грабенов не соответствует распределению растягивающих усилий в основании рифтогенной области, а скорее отражает их приспособление к ослабленным зонам литосферы.

В отношении природы девонского рифтогенеза высказываются разные предположения [3, 4]. В своей интерпретации мы опирались на размещение рассмотренных рифтогенных ассоциаций в тыловой части девонской континентальной окраины. Время проявления рифтогенеза коррелируется со временем существования окраины, в латеральном ряду магматических формаций краевого пояса рифтогенные ассоциации закономерно сменяют известково-щелочные и субщелочные ассоциации, развитые в приближенной к границе палеоконтинента части [11]. Отсюда вытекает принадлежность рифтогенных ассоциаций к комплексу образований краевого пояса. Следовательно, рассматривать их происхождение необходимо в совокупности процессов, отвечавших за образование активной окраины. Рифтообразование является достаточно обычным процессом на активных континентальных окраинах и протекает в двух вариантах – тыловом и осевом [11]. Тыловые рифты связаны с окраинами андийского типа и фиксируют их внутриконтинентальный край. Такой позиции отвечает девонская рифтовая область северо-западной Монголии, что позволяет отнести ее к типу тыловых рифтовых зон.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Девонские магматические ассоциации восточного обрамления Монгольского Алтая принадлежат комплексу магматических проявлений, возникших на активной континентальной окраине. Они образуют систему разноориентированных узких вулканических зон. Породы характеризуются субщелочным и щелочным составом. Они формировались в обстановке континентального рифтогенеза, который проявился в пределах сутурных ограничений Озерной зоны ранних каледонид и охватил континентальное обрамление девонского краевого вулкано-плутонического пояса. Рифтовые зоны представлены протяженными грабенами, выполненными мощными комплексами вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Возникшая рифтовая область отвечает тыловым рифтам активных окраин.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бейли Д.К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 169 - 184.
- 2. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азил. М.: Наука, 1989. 191 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Коваленко В.И., Царева Г.М., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В., Аракелянц М.М. Геология и петрография щелочных редкометальных гранитодов Халдзан-Бурэгтэйского массива (Монгольский

Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 25 - 35.

- 5. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 186 с.
- 6. Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987. 430 с.
- 7. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальные рифты: классификация, магматизм и геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3 - 18.
- 8. Тектоника МНР. М.: Наука, 1974. 284 с.

- Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
- Ярмолюк В.В. Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 3 - 16.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Рецензент: А.А. Моссаковский

# Devonian Volcanism in the Eastern Framing of the Mongolian Altai and Its Structural Adapt

## V. V. Yarmoluk, A. A. Vorontsov

Presented below are data of Devonian volcanism within the eastern rim of the Mongolian Altai (Northwestern Mongolia). The rocks are composed of subalkaline and alkaline volcanics and subvolcanics in a number of associations. They typically show a bimodal distribution of compositions and correlative alkalinity in basic and acid varieties. The distribution of volcanic products is controlled by a system of narrow graben-shaped troughs, formed under regional extension synchronous with volcanism. Thus, volcanism is concluded to be related to rifting at the rear of a Devonian active continental margin of the Mid-Paleozoic North Asian paleocontinent.

уДК 551.24 (265/266)

# АНКАРАМИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГОР МАРКУС-УЭЙК (ТИХИЙ ОКЕАН) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОГРЕБЕННЫХ ДРЕВНИХ СТРУКТУР

## © 1993 г. И. Н. Говоров, Г. И. Говоров, В. П. Симаненко, Ю. А. Мартынов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток Поступила в редакцию 20.04.92 г.

Обработка каменного материала, собранного в рейсах НИС "Академик Александр Виноградов" (1986 г.) и НИС "Геолог Петр Антропов" (1990, 1991 гг.), а также обобщение литературных данных позволили выделить в Тихом океане петрологическую провинцию гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, в которой широко распространены магматические ассоциация: анкарамитовая (океаниты, анкарамиты, ферроанкарамиты) и трахибазальтовая (анкаратриты, ферролимбургиты, трахибазальты, тристаниты, фонолиты). Анкарамитовая ассоциация в петрогеохимическом отношении более всего сходна с габброидами расслоенных интрузивов типа Бушвельд и Скергаард, а также с базальтами лунных морей. Сходство позволяет связывать образование анкарамитовой магмы с глубинными очагами (50 - 150 км), возникшими при позднемезозойской тектоно-магматической активизации протокоры, погруженной в основание литосферы.

Детальная обработка обильного каменного материала, поднятого в рейсах НИС "Академик Александр Виноградов" и "Геолог Петр Антропов" (1986, 1990, 1991 гг.) (рис. 1) позволили выявить специфический характер вулканизма гор Маркус-Уэйк. Он существенно отличается от гавайского типа вулканизма, который считается стандартным для островов Тихого океана [2, 22]. Весь набор пород, драгированных в пределах гор Маркус-Уэйк, относится к двум магматическим ассоциациям - анкармитовой и трахибазальтовой. Первая до сих пор не отмечалась для Тихого океана, исключая отдельные находки в составе дифференцированной гавайской серии. Она известна на островах Индийского океана: Мадагаскаре, где анкарамиты впервые описаны Лакруа в 1916 г., Маврикии [13] и некоторых других.

Данные по магматизму гор Мид-Пацифик [6, 12, 19] дают основание протягивать анкарамит-трахибазальтовую зону далее на восток вплоть до сочленения Мид-Пацифик с поднятиями Гавайским и Лайн.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Обобщение материалов драгирования гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик позволяет выделить в анкарамитовой ассоциации: океаниты (пикриты), анкарамитовые океаниты (высокоизвестковистые пикриты), анкарамиты, ферроанкарамиты; в трахибазальтовой ассоциации: анкаратриты, ферролимбургиты, трахибазальты (субщелочные и щелочные базальты, включая нефелиновые), ферротрахибазальты, тристаниты, фонолиты, щелочные трахиты.

Океаниты и анкарамитовые океаниты – породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Их характерной петрографической особенностью является высокое содержание (до 35%) крупных фенокристов оливина (до 8 мм), степень вторичных изменений которых незначительна. Содержание фенокристов клинопироксена около 10%, но в отдельных образцах он присутствует примерно в равных пропорциях с оливином. Структура основной массы интерсертальная, пилотакситовая с очень небольшим содержанием стекла (до 10%). Среди микролитов преобладает клинопироксен (до 50%). Лейсты плагиоклаза (An<sub>55</sub> 20 - 30%) часто ориентированы в одном направлении. Содержание амфибола типа керсутита и рудного минерала (титаномагнетит) не превышает 10%.

Анкарамитовые базальты и долериты – наиболее распространенная группа пород. По петрографическим данным выделяются базальты и долериты, по химическому составу – магнезиальные (магноанкарамиты) и железистые анкарамиты (ферроанкарамиты). Анкарамитовые базальты – породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Порфировые выделения часто представлены двумя генерациями: крупные фенокристы (до 9 мм) и микрофенокристы (до 1.5 мм). Фенокристы представлены клинопироксеном и оливином, причем первый преобладает. Его содержание колеблется от 15 до 40 - 50% объема породы. Изредка в крупных кристаллах клинопироксена отмечаются включения биотита и зеленой шпинели. Содержание фенокристов оливина



Рис. 1. Рас положение основных станций драгирования в подводных горах Маркус-Уэйк. 1 - 4 – драгированные породы: 1 – анкарамитовая ассоциация (океаниты, анкарамиты, ферроанкарамиты), 2 – трахибазальтовая ассоциация (анкаратриты, ферролимбургиты, трахибазальты, нефелиновые базальты), 3 – анкарамитовая и трахибазальтовая ассоциации, 4 – тристаниты; 5 – изобаты 2000 и 4000 м.

колеблется от единичных зерен до 20%. Как правило, они нацело замещены агрегатом вторичных минералов. Генерация микрофенокристов представлена исключительно клинопироксенами, часто собранными в гломеропорфирововые сростки. Структура основной массы гиалопилитовая, интерсертальная, криптокристаллическая и гиалиновая. Состоит из клинопироксена, плагиоклаза (An<sub>60</sub>), оливина, керсутита, магнетита и стекла.

Анкарамитовые долериты – массивные породы, по петрографическим признакам сходные с анкарамитовыми базальтами, но отличаются лучшей раскристаллизацией основной массы. Структура порфировая. Порфировые выделения (7 - 15%) представлены свежими кристаллами клинопироксена и реликтами оливина или только оливином. Фенокристы клинопироксена часто собраны в гломеропорфировые сростки. Структура основной массы интерсертальная. Состоит из лейст плагиоклаза (20 - 25%), клинопироксена (40 - 50%), многочисленных зерен рудного минерала (до 15%) и стекла.

Железистые анкарамиты отличаются от магнезиальных разновидностей афировым обликом, низким содержанием фенокристов и сравнительно высоким содержанием плагиоклаза в основной массе.

*Трахибазальтовая ассоциация* включает в себя несколько петрографических разновидно-

стей. В большинстве своем это щелочные оливиновые базальты с нормативным нефелином. Реже встречаются разности с модальным нефелином, которые описываются либо нефелиновыми базальтами [11], либо калиевыми нефелинитами [20]. Во многих образцах присутствуют фенокристы керсутита, что позволяет выделять щелочные роговообманковые базальты [12] или клинопироксен-керсутитовые трахибазальты [3]. Породы имеют массивную текстуру и порфировую структуру. Порфировые выделения представлены либо оливином, клинопироксеном, плагиоклазом и иногда керсутитом. Структура основной массы гиалопилитовая, криптокристаллическая. Она состоит из плагиоклаза и подчиненного клинопироксена. В небольших количествах присутствует магнетит, калинатровый полевой шпат и нефелин. Последний, как правило, замещен смесью цеолитов и светлых слюд гидронефелином [11].

Ферротрахибазальты – буровато-серые тонкопористые, иногда шлаковидные породы (количество пор изменяется от 10 до 40%). Немногочисленные (5 - 15%) порфировые выделения принадлежат оливину, целиком замещенному смектитом. Структура основной массы интерсертальная и гиалопилитовая. В смектитизированном стекле (около 40%) располагаются удлиненные лейсты клинопироксена (до 40%) и плагиоклаза (20 - 25%). В одном из шлифов ферротрахибазальта обнаружен ксенолит анортозита (1 × 1.5 см). Он представляет собой полнокристаллическую аллотриаморфнозернистую породу, состоящую из незонального плагиоклаза (85% An) со слабо выраженным двойникованием. Реакционные взаимоотношения с вмещающим базальтом выра-жаются в резорбции кристаллов плагиоклаза и кристаллизации зерен зеленой шпинели, а также мелких кристаллов кислого плагиоклаза.

Анкаратриты встречаются редко. Один из штуфов, взятый для исследования, представлял собой покрытую тонкой коркой железомарганцевых окислов глыбу весом до 15 кг (30 × 25 × 15 см), разбитую многочисленными микротрещинами, выполненными смектитом и клиноптилолитом. Текстура породы массивная, структура порфировая. Порфировые выделения (до 15%) представлены клинопироксеном и единичными зернами оливина. Клинопироксен присутствует в двух генерациях: вкрапленников (до 1.5 мм) и микрофенокристов. Стекло основной массы (около 50%) нацело замещено гидроокислами железа и смектитом.

Ферролимбургиты представлены единичными образцами. Это стекловатые редкопорфировые породы, в которых вкрапленники клинопироксена (1 - 3 мм) составляют 3 - 4%. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза, зерен клинопироксена и рудного минерала, погруженных в буроватое стекло.

Тристаниты выделены нами в пределах зоны Маркус-Неккер впервые. Ранее они описывались здесь либо как щелочные базальты [19], либо как трахиандезиты [12]. Породы получили свое название от острова Тристан-да-Кунья (Атлантический океан), где они наблюдаются в молодых лавовых покровах вместе с щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахитами и фонолитами [16]. А.А. Маркушев рассматривает тристаниты как калиевые аналоги муджиеритов и бенмореитов [10].

К тристанитам мы относим образцы пород; поднятых при драгировании гайота Лэдд в горах Маркус-Уэйк ("Геолог Петр Антропов", 1990 г.), на станции драгирования 6348 в горах Мид-Пацифик ("Витязь", рейс 48), а также керн скважины 313 глубоководного бурения ("Гломар Челенджер"). Породы имеют массивную текстуру и порфировую структуру. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом среднего состава и клинопироксеном. К ним добавляется калиевый полевой шпат (образцы с гайота Лэдд) и базальтическая роговая обманка типа керсутита (станция 6348). Основная масса состоит из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза, отдельных зерен клинопироксена и рудного минерала. Тристаниты скважины 313 отличаются афировой структурой. Их основная масса имеет интерсертальную структуру. В палагонизированном стекле распределены лейсты плагиоклаза, призмы титанавгита, зерна красно-бурого биотита и бурой роговой обманки. Рентгенофазовым анализом установлено также присутствие калиевого полевого шпата [19].

Фонолиты и щелочные трахиты – массивные породы с порфировой структурой. Порфировые выделения составляют около 15 - 20% от объема породы и представлены нефелином или калиевым полевым шпатом. Нефелин встречается в виде хорошо ограненных кристаллов, иногда с характерными для него гексагональными формами. Часто отмечаются псевдоморфозы цеолитов по нефечину. Калиевый полевой шпат образует широкотаблитчатые кристаллы (до 8 мм), пелитизированные, обычно собранные в гломеропорфировые сростки. Структуру основной массы формируют лейсты альбита, калиевого полевого шпата и зерна нефелина. Интерстиции выполняют мелкие кристаллы эгирин-авгита, амфиболов (керсутит и др.), иногда титанавгита. Последний встречается в виде реликтов в центральных частях кристаллов эгирин-авгита и амфиболов.

Наиболее характерной чертой минералогии анкарамитовой ассоциации является состав клинопироксена, который представлен исключительно диопсидом с предельно высоким содержанием кальция. Для оливина характерны низкая в океанитах (14 - 20%) и умеренная в анкарамитах (22 - 32%) железистость, присутствие включений хромита и титанисто-хромисто-железистой шпинели (океаниты). В противоположность анкарамитам трахибазальты содержат титанавгит. Однако как в тех, так и в других почти всегда присутствует амфибол, представленный титанистым керсутитом.

# ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрогеохимические данные подчеркивают сходство и различия анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциаций пород, а также позволяют рассмотреть особенности их петрогенезиса и связи с глубинными структурами.

Результаты химических анализов относительно свежих пород (табл. 1) показывают, что наиболее характерные петрохимические особенности пород первой ассоциации свойственны самим анкарамитам – высокая основность и известковистость при высоком содержании титана и пониженном содержании щелочей. Благодаря этому на диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) фигуративные точки анкарамитов, располагающиеся в пределах полей субщелочных и щелочных базальтов, в большинстве своем смещены в крайнюю левую часть диаграммы. Это область составов с более низким содержанием кремнекислоты и щелочей, чем в породах гавайской и самоанской ассоциаций (рис. 2). Обращают на себя внимание

	1(2)	2(3)	3(8)	4(22)	5(13)	6(2)	7(3)		8(5)	9(8)	10(2)	11(1)	12(2)	13(1)	14	15
SiO <sub>2</sub>	43.32	37.62	43.86	41.71	41.57	36.51	38.46	SiO <sub>2</sub>	43.46	43.12	46.11	· 48.83	52.63	57.20	45.6	46.2
TiO <sub>2</sub>	1.66	4.01	2.77	3.41	3.56	5.00	3.72	TiO <sub>2</sub>	3.21	2.64	0.80	0.93	0.34	1.12	2.9	3.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.72	12.85	10.09	12.53	14.94	16.42	11.21	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	15.11	15.92	19.62	20.37	18.50	10.5	14.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.26	9.07	7.50	9.28	9.53	14.51	7.42	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.61	12.76	5.00	4.53	2.70			
FeO	7.97	5.37	4.81	4.36	4.24	3.89	6.85	FeO	2.55	1.36	0.75	3.18	1.79	3.13	12.0	11.9
MnO	0.20	0.22	0.21	0.19	0.20	0.33	0.23	MnO	0.18	0.20	0.00	0.32	0.31	0.16	0.2	0.2
MgO	21.05	9.64	11.31	8.26	6.00	5.20	11.20	MgO	8.15	3.43	3.75	1.53	1.02	1.07	11.8	8.7
CaO	8.83	12.00	13.28	12.46	11.39	6.50	11.84	CaO	8.30	8.00	8.37	4.25	1.78	2.65	13.8	8.8
Na <sub>2</sub> O	1.63	1.58	1.74	1.67	1.93	2.08	2.53	Na <sub>2</sub> O	3.08	2.98	4.22	7.22	8.59	6.30	1.8	3.3
K <sub>2</sub> O	0.75	0.99	0.83	1.03	1.24	1.38	1.41	K <sub>2</sub> O	1.71	2.45	5.02	5.56	4.63	4.71	0.9	1.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.81	0.47	0.82	0.91	0.96	0.77	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.91	1.77	4.56	0.63	0.50	0.21	0.5	1.0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.30	5.72	2.87	4.14	4.16	7.05	4,14	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.66	5.72	4.44	3.19	5.10			ł
F	0.05	0.10	0.10	0.14	0.18	0.16	0.13	F	0.21	0.26	0.68	0.06	0.08			
Сумма	100.20	99.92	99.78	99.94	99.74	99.89	99.83	Сумма	99.70	99.64	99.21	99.79	99.79	99.05	100.0	100.0
f, ат. %	23.8	44.0	36.2	46.1	. 54.3	64.3	40.2	f, ат. %	43.3	67.5	43.7	72.5	69.7	61.8	36.2	43.3
Rb	24	61	55	31	50	45	64	Rb	24	53	73	·250	204	117	55	25
Sr	- 273	569	516	508	642	757	701	Sr	779	528	465	2090	325	980	515	780
Ba	168	272	261	293	395	275	473	Ba	629	380	1698	1830	537	1950	260	630
Zr	122	268	228	243	325	456	287	Zr	321	226	595	1000	1112	610	230	320
Nb	26	68	45	60	91	99	73	Nb	56	38	59	215	178	•	45	55
Y	25	42	38	40	61	80	46	Y	37	61	211	90	83		40	40
Ni	770	268	295	274	135	345	313	Ni	345	264	.25	72	35	20	295	345
Co	77	57	66	58	47	69	103	Co	52	66	3	10	21	24	65	50
Cr	1400	532	1121	673	187	110	593	Cr	697	545	440	120	75	7	1120	700
v	125	149	181	207	209	175	230	v	184	162	29	31	35	10	180	185

Таблица 1. Средний состав основных типов вулканических пород гор Маркус-Уэйк

Примечание. 1 – океаниты (гора Мэлони, Батиса); 2 – анкарамитовые океаниты (гора Батиса); 3 - 5 – породы гор Ламонт, Мэлони, Батиса, Лэдд, Майами: 3 – магноанкарамиты, 4 – железисто-магнезиальные анкарамиты; 5 – ферроанкарамиты; 6 – ферролимбургиты (гора Батиса); 7 – анкаратриты (гора Батиса); 8 – трахибазальты магнезиальные; 9 – трахибазальты железистые; 10 – тристаниты (гора Лэдд); 11, 12 – породы горы Батиса: 11 – мелафонолиты, 12 – фонолиты; 13 – щелочной трахит (район атолла Уэйк); 14 - 15 – предполагаемые составы исходных магм: анкарамитовой (14) и трахибазальтовой (15).

Окислы в масс. %, микроэлементы в г/т; значение суммы дано с учетом поправки О = 2F; в скобках указано количество анализов.

**№**4 1993

ГЕОТЕКТОНИКА

незначительные содержания в анкарамитовой ассоциации толеитовых пород, которые преобладают в гавайской и самоанской ассоциациях. В противоположность этому, составы пород трахибазальтовой ассоциации, занимая поля щелочных базальтов и базанитов, смещены относительно гавайских субщелочных базальтов в область высоких содержаний щелочей, где располагаются также составы базальтов провинции Самоа. Различие составов анкарамитовой и гавайской ассоциаций устанавливается по типу шелочности: средние составы гавайской ассоциации относятся к натровой серии щелочности, тогда как составы пород анкарамитовой ассоциации – к калиево-натровой серии. Калий в анкарамитах находится в составе раннего биотита и в виде изоморфных примесей в плагиоклазе, керсутите, стекле. В породах трахибазальтовой ассоциации он присутствует в форме вкрапленников калиевого полевого шпата.

Весьма примечательно противоположное направление трендов дифферециации анкарамитов Маркус-Уэйк и гавайских серий. В толеитах и субщелочных базальтоидах Гавайских островов щелочность и железистость пород растет с их покислением, в анкарамитовом семействе – эти показатели уменьшаются с ростом содержания кремнекислоты в породах.

Петрохимические особенности анкарамитовой ассоциации отчетливо выступают также на диаграммах MCF (рис. 3) и CaO-TiO<sub>2</sub> (рис. 4). На первой виртуальные точки анкарамитов, как и ассоциирующиеся с ними составы трахибазальтов, находятся в поле составов габбро расслоенных интрузивов, совпадая большей частью с точками средних составов базальтов Луны и перекрывая поля габброидных фаций и фаз автономных анортитовых массивов. Диаграмма подчеркивает отличие анкарамитов и большей части трахибазальтов от вулканитов Гавайского хребта, так как тренд дифференциации толеит-гавайиттрахитов проходит ниже роя точек составов пород гор Маркус-Уэйк. Как видно на другой диаграмме (рис. 4), точки составов анкарамитов располагаются в пределах поля базальтов Луны и соответствуют по содержанию кальция полю габброидов расслоенных интрузий в их нижнем и среднем горизонтах, а по содержанию титана – их верхней части. Низкий уровень концентраций титана отличает эклогиты и породы анортозитовых массивов (включая габбро) от анкарамитов, хотя по содержанию кальция эти образования сходны.

Концентрации титана в анкарамитах возрастают с увеличением как щелочности, так и железистости, но в последнем случае это проявляется только для высокожелезистых разностей. Примечательно, что содержания титана в трахибазальтах, как и в анкарамитах, слабо коррелируется с содержаниями щелочей и железистостью. Только самые железистые разности пород имеют





Рнс. 2. Диаграмма SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)-f для базальтоидов ассоциаций Маркус-Уэйк, Мид-Пацифик, Гавайев, Самоа.

 5 ассоциация Маркус-Уэйк-Мид-Пацифик: океаниты (1), анкарамиты (2), ферроанкарамиты (3) (тренды составов 1 - 3 показаны в виде стрелок-фигур), трахибазальты (4), тристаниты (5); 6 – средние составы главных типов пород Гавайской ассоциации и их тренды (стрелки) (по [22]); 7 – поля составов ассоциации Самоа (по С.В. Высоцкому, И.Н. Говорову).

Арабскими цифрами на диаграмме обозначены: океаниты (1), толеиты (2), анкарамиты (3), субщелочные базальты (4), щелочные оливиновые базальты (5), гавайиты (6), муджиериты (7), анкаратриты (8), базаниты (9), нефелиниты (10).

Римскими цифрами обозначены поля петрохимических серий базальтондов: І – толентовой, ІІ – субщелочной, ІІІ – щелочной, IV – базанитовой. Тренды эволюции петрохимических серий: А – анкарамитовой подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик; В – толентовой, С – субщелочной-щелочной, D – базанитовой Гавайских островов.



Рис. 3. Диаграмма МСГ магматических ассоциаций автономных анортозитовых массивов Дальнего Востока. расслоенных интрузивов Скергаард и Бушвельд, подводных гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик. 1 - 5 – поля составов: 1 – Джугджурский массив, анортозиты Лантарской более эродированной части, 2 – Джугджур-

1 - 5 – поля составов: 1 – Джугджурский массив, анортозиты Лантарской более эроднрованной части, 2 – Джугджурский массив, анортозиты Геранской менее эродированной части, 3 – Джугджурский массив, поздний габбро-свенитовый комплекс (по [4]), 4 – расслоенные интрузивы Скергаардский и Бушвельдский (по [14]), 5 – средние составы базальтов Луны (по [5]).

Обозначения составов пород анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциаций см. на рис. 2. Двойной линией показан тренд дифференциации вулканических пород Гавайских островов (по [21]).



Рис. 4. Диаграмма CaO-TiO2 базальтоидных ассоциаций Земли и Луны.

5 – поля состазов: 1 – расслоенных интрузивов Скаргаарда и Бушвельда, 2 – ксенолитов эклогитов из кимберлитов,
3 - 4 – пород Джугджурского массива: 3 – анортозитов, 4 – габбро, 5 – базальтов Луны.
Обозначения пород анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциаций см. на рис. 2.

ультравысокие содержания титана, тогда как высокощелочные трахибазальты, как правило, менее богаты титаном, чем умереннощелочные анкарамиты. Концентрации окиси титана связаны с изоморфными примесями в диопсиде (1 - 1.4%), титанавгите (2.2 - 4.5%), амфиболе (6 - 7%), магнетите (7.7%).

Весьма показательно сравнение анкарамитов с океаническими базальтами различных типов на диаграмме  $TiO_2$ —Cr (рис. 5), предложенной И.Н. Говоровым и Э.Д. Голубевой [2]. Главное поле виртуальных точек анкарамитов располагается здесь в области высоких содержаний хрома толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия, гавайской и самоанской ассоциаций. Общий высокий фон содержаний окиси хрома в анкарамитах обеспечивается его постоянным содержанием в диопсиде в количестве 0.3 - 1%. Вместе с тем хром привносится включениями хромита и хромистой шпинели в оливине, а также выделениями титаномагнетита (0.5%  $Cr_2O_3$ ), ассоциирующими с диопсидом.

Следует отметить, что преобладающая часть составов трахибазальтов характеризуется очень высокими содержаниями хрома. Низкие содержания хрома характерны только для железистых разностей анкарамитов.

В редкоэлементной литофильной специализации анкарамиты и трахибазальты близки друг к другу, имея повышенные содержания Rb, Sr, Ba, Zr, Y. Особенно высокие концентрации этих элементов характерны для фонолитов, тристанитов и наиболее обогащенных калием трахибазальтов.

Таким образом, устанавливаются черты петрогеохимической общности анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциаций Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, которые позволяют объединить их в один анкарамит-трахибазальтовый ансамбль: высокая основность и мафичность пород, повышенное содержание калия, достигающее максимума в тристанитах и фонолитах, высокие концентрации хрома. Перечисленные особенности петрогеохимии анкарамит-трахибазальтового ансамбля принципиально отличают его от толеит-гавайит-трахитовой совокупности гавайского типа. Следует добавить в качестве четвертого отличительного признака противоположное направление трендов дифференциации пород того и другого ансамбля: ассоциациям гавайского типа характерен быстрый рост железистости с повышением содержания кремнекислоты и суммы щелочей в породах, а для анкарамит-трахибазальтового ансамбля свойственно повышение железистости с уменьшением содержания кремнекислоты. В соотношениях железистости и щелочности пород зависимость в анкарамитах отрицательная, в трахибазальтах – положительная.



**Рис. 5.** Диаграмма TiO<sub>2</sub>-Cr базальтов Тихого океана (по [2]).

Римскими цифрами обозначены поля составов: I – магнотоленты (а), ферротоленты (б), ультратитанистые ферротоленты (в) Восточно-Тихоокеанского поднятия; II – толенты, субщелочные и щелочные базальты Гавайских островов; III – толенты, субщелочные и щелочные базальты островов Самоа; IV – анкарамиты подводных гор Маркус-Уэйк.

Обозначения пород анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциаций см. на рис. 2.

#### ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Изложенное позволяет наметить механизмы кристаллизации магм в анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциациях. В первой – это стандартная кристаллизационная дифференциация анкарамитовой магмы в сухих условиях (толеитовый тренд Феннера) с образованием оливинового кумулата (океанит) и железистого низкохромистого остаточного расплава (ферроанкарамит и, возможно, исландит). В трахибазальтовом семействе можно предположить два петрогенетических механизма: кристаллизационно-эманационная дифференциация оливин-щелочнобазальтовой магмы с накоплением кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных микроэлементов (механизм Боуэна) с образованием кумулятивных анкаратритов, базанитов, тристанитов, фонолитов и трахитов; ликвационное расщепление оливин-щелочнобазальтовой магмы, механизм А.А. Маракушева, на меланократовый щелочной (анкаратриты, базаниты) и лейкократовый (трисганиты, фонолиты, трахиты) расплавы. Предполагаемые составы исходных анкарамитовой и оливин-щелочнобазальтовой магм приведены в табл. 1.

Рассматривая проблему происхождения исходных магм, следует учитывать данные по Гавайской провинции. Для нее исследователи приходят к выводу о двух материнских субстратах: ильменит-гранат-перидотитовом слое (селективное выплавление титанистой толеитовой магмы) и глубинного диапира, обогащенного несовместимыми элементами перидотита [17] или эклогитагранатита [15] (выплавление исходных магм оливин-щелочнобазальтового [18] или гавайитового [23] состава). В случае анкарамит-трахибазальтового ансамбля следует также придерживаться концепции двух материнских субстратов, причем субстратом для оливин-щелочнобазальтовой магмы, так же как и в Гавайской провинции, мог служить магмогенерирующий диапир.

Вопрос о происхождении анкарамитовой магмы гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, которая может быть автономной по отношению к анкарамитам, входящим в состав гавайит-трахитовых комплексов, требует специального рассмотрения. Главными петрогеохимическими чертами анкарамитов являются: высокая известковистость и основность, повышенное содержание титана и хрома, повышенное содержание калия при сочетании петрохимических трендов, присущих и щелочной и толеитовой сериям. Эти свойства отличают анкарамиты и ассоциирующиеся с ними трахибазальты как от толеитовой ассоциации срединно-океанических хребтов, так и от толеит-гавайит-трахитового ансамбля океанических островов и позволяют выделить их в качестве самостоятельного, третьего, ансамбля океанического магматизма. Видимо, можно выделить и особую анкарамитовую петрохимическую серию, соответствующую полевошпатовым пироксенитам и занимающую промежуточное положение между пикрит-толеитовой и шошонит-латитовой сериями.

Учитывая локализованное развитие анкарамитовой ассоциации в Тихом океане, мы полагаем, что образование анкарамитовой магмы связано с особенностями глубинного субстрата. Исходя из рассмотренных петрогеохимических аналогий анкарамитов мы предполагаем, что им мог быть мегаблок протокоры, погруженный в основание литосферы под покровы примитивных перидотитов. В составе этого блока находились, очевидно, крупные пластины образований типа лунных морей, сложенные высокотитанисто-известковистыми базальтами, а также фрагменты расслоенных массивов типа Бушвельд и Скергаард. Возраст тихоокеанских расслоенных массивов мог варьировать от раннего протерозоя (возраст Бушвельдского интрузива) до среднего мезозоя, т.е. до начала процесса "океанизации" [7]. Титанисто-известковый профиль лунных базальтов и расслоенных интрузий щитов Земли не случаен, так как согласно концепции Д. Андерсона [1] главная часть материала аккреции Луны представлена перовскит-мелилитовыми хондритами (светлая фракция метеорита Альенде), которые в виде диапиров играли важную роль в формировании ядер земных континентов.

Наше предположение о петрогенетической связи автономных анкарамитов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик с погребенными древними субстратами типа лунных базальтов и расслоенных интрузивов согласуется с концепцией Дж. Натланда, изложенной в работе [20], о стабильном положении в тихоокеанской плите петрологической провинции Лайн-Мид-Пацифик со своим щелочно-калиевым вулканизмом, аналогичным Восточно-Африканских вулканизму рифтов. Представляется, что очаги анкарамитовой магмы зарождались в основании литосферы, на глубинах 50 - 150 км, в результате плавления базальтов протокоры, либо расслоенных массивов, либо тех и других под воздействием более глубинных диапиров калийсодержащих эклогитов-гранатитов. В случае участия расслоенных интрузивов основная часть материала поступала в магму при плавлении наиболее мощных пластин нижнего и среднего горизонтов (до 20 км), сложенных высокоизвестковистыми хромсодержащими породами (левая часть поля на диаграмме рис. 4), тогда как титан привносится из верхнего горизонта (правая часть поля на рис. 4). Отторженцем последнего, возможно, является обнаруженный в трахибазальтах ксенолит анортозита, так как эти породы характерны для верхних частей расслоенных интрузивов. Вариант плавления захороненных анортозитовых массивов автономного типа представляется менее вероятным как вследствие малой распространенности в их составе габброидов, так и вследствие невысокого содержания в породах кальция и хрома (рис. 4).

Повышение концентраций калия, очевидно, связано с влиянием на анкарамитовую магму эклогит-гранатитовых диапиров. Более вероятно, что этот механизм заключался во флюидно-метасоматической проработке пород погребенных древних субстратов, предваряющей их плавление с образованием очагов анкарамитовой магмы. Внутри диапиров формировались самостоятельные очаги трахибазальтовой магмы. Если учесть, что повышенные содержания хрома встречаются не только в магнезиальных разностях трахибазальтов, но также в железистых и даже в фонолитах, можно предполагать, что различный состав расплавов определялся в основном процессом ликвации, а не кристаллизационной дифференциацией и не степенью плавления вещества диапира.

Возраст внедрения глубинных диапиров и тектоно-магматической активизации древних блоков, захороненных в литосфере рассматриваемой области Пацифики, судя по имеющимся данным К-Аг и Аг-Аг изотопии, определяется в пределах 100 - 70 млн. лет [6, 24], а по палеонтологическим данным – примерно со 120 млн. лет [12].

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы дают основание считать, что анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик обладает такими петрогеохимическими чертами, которые указывают на сходство ее с габброидами расслоенных интрузий и лунными базальтоидами. Это позволяет предположить присутствие в данном регионе погребенных древних структур, активизация которых в позднем мезозое вызвала процессы мантийного метасоматоза с участием щелочей, плавления и образование очагов анкарамитовой магмы. Наличие в основании литосферы метаморфизованных фрагментов базальтовой протокоры "лунного" типа отмечалось ранее для Восточно-Тихоокеанского поднятия [2]. Близкие представления изложены в коллективной монографии. посвященной сравнительному анализу магматических пород Земли и Луны [5]. В частности, в ней показана петрогеохимическая аналогия лунных анортозитов и ксенолитов высокоглиноземистых эклогитов из кимберлитовых трубок. Кроме того, высказано предположение о принадлежности эклогитовых ксенолитов к фрагментам погребенной протокоры, существовавшей на "лунной" стадии формирования Земли.

Поскольку среди многочисленных драгированных образцов анкарамитов не были встречены высокоглиноземистые разности, можно предполагать различие состава погребенной протокоры Срединно-Тихоокеанской зоны и континентальных платформенных структур, где локализованы кимберлитовые трубки с ксенолитами высокоглиноземистых эклогитов. Вероятно, должны существовать различия и между расслоенными интрузивами, формировавшимися в древних структурах континентальных платформ и Протопацифики. Наши знания в этом вопросе крайне ограничены, однако уже можно говорить о принципиальной разнице субстратов, вмещающих расслоенные интрузии: в континентальных областях он имеет преимущественно кислый состав, а в Срединно-Тихоокеанской зоне, где более чем в других областях акватории можно было ожидать находок пород кислого и среднего составов, они отсутствуют.

Эти рассуждения, как и приведенные фактические данные, подтверждают идеи Ю.М. Пущаровского [8, 9] о древнем возрасте и особом мафическом субстрате Тихоокеанской впадины. Наши интерпретации согласуются также с представлениями Ю.М. Пущаровского о сложной истории геологического развития Тихоокеанского региона и существовании крупных неоднородностей в строении его литосферы. Можно полагать, что в ранние этапы развития Пацифики, наряду с подвижными поясами типа позднемезозойских зон тектонического скучивания и рифтогенеза, существовали устойчивые области, где могли формироваться расслоенные интрузивы платформенного типа. Немногие из этих областей уцелели при тектоно-магматических процессах периодического обновления ложа океана. К этим областям и относится, видимо, поднятие Маркус-Уэйк-Мид-Пацифик.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Андерсон Д.Л. Происхождение и состав Луны // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 651 - 670.
- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 24 - 36.
- Коновалов Ю.И., Мартынов Ю.А., Шарапов В.И., Гусев В.В. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 172 - 175.
- Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
- Магматизм Земли и Луны. Опыт сравнительного анализа / Под ред. Шаркова Е.В. М.: Наука, 1990. 215 с.
- Матвеенков В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 126 - 129.
- Милановский Е.Е. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 32 - 50.
- Пущаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3 - 16.
- Пущаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли // Чтения имени В.И. Вернадского, вып. 26. М.: Наука, 1986. 30 с.
- Петрография. Часть II / Под ред. Маракушева А.А. М.: Изд-во МГУ, 1981. 328 с.
- Ревердатто В.В., Остапенко В.Ф. Необычная зональность в моноклинных пироксенах – результат смешения щелочно-базальтовых магм при образовании вулканических пород поднятия Маркус Уэйк в Тихом океане // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 426 - 430.
- Рудник Г.Б., Матвеенков В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т. 28. Вып. 3. С. 489 - 495.
- Цветков А.А., Говоров И.Н., Карпухин В.Е. Петрология магматических пород острова Маврикий // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 690 - 693.

- 14. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- 15. Щеглов А.Д., Госоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
- Baker P.E., Gass I.G., Harris P.G., Le Maitre R.W. The volcanological report of the royal society expedition to Tristan da Cunha // Phil. Trans Roy. Soc. London. Ser. A. 1964. V. 256. N. 1075.
- Chen C.J., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii, implication for the origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. N. B10. P. 8743 - 8768.
- Green D.H, Edgar A.D., Beasley P., Kiss E., Ware W.G. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmorites // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 48. P. 33 - 43.
- Initial report. Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. 980 p.

- 20. Initial report Deep Sea Drilling Project. 1976. V. 33. 973 p.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrology. 1964. V. 5. N. 1. P. 82 - 133.
- Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas. Studies in volcanology // Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. V. 116. P. 477 - 522.
- Spengler S.R., Garcia M.O. Geochemistry of the Hawaii lavas, Kohala volcano, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. P. 90 - 104.
- 24. Sumary of radiometric ages from the Pacific // Intergovernment oceanographic comission technical series UNESCO. 1987. P. 20 - 67.

Рецензент: В.И. Коваленко

# Ankaramite Assemblages of the Markus-Wake Seamounts (Pacific Ocean) as Indicators of Burieed Ancient Structures

# I. N. Govorov, G. I. Govorov, V. P. Simanenko, Yu. A. Martynov

Processing of rock samples collected in cruises of R/Vs "Akademic Aleksandr Vinogrfdov" (1986) and "Geolog Petr Antropov" (1990, 1991), together with a review of literature data, have enabled to distinguish in the Pacific Ocean of a petrological province of the Markus-Wake and Mid-Pacific seamounts characterized by extensive magmatic assemblages: ankaramite (oceanites, ankaramites, ferro-ankaramites) and trachybasaltic (ankaratrites, ferrolimburgites, trachybasalts, tristanites, phonolites). The ankaramite assemblage is petrochemically closest to gabbroids of laminates intrusives of the Bushveld and Skergaard type and to basalts of lunar mares. The similarity allows for the association of the ankaramite magma with deep-seated chambers (50 - 150 km), which originated with the Late Mesozoic tectonomagmatic activation of the proto-crust within the lithospheric basement.

Сдано в набор 01.04.93 г	. Подпис	ано к печати 01.06	5.93 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>			
Офсетная печать	Усл. печ. л. 120	Усл. крот	г. 92 тыс.	Учизд. л. 124	Бум. л. 60		
	Тираж 739 экз.	Зак. 4401	Цe	на19 р.			

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал "Геотектоника".

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в) Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

д) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

a) Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации.

б) Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

в) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г) На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунков в журнале 12 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

3) Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

19 p. 00к. Индекс 70228

# Российско-Американское издательство ИНТЕРПЕРИОДИКА

# Впервые русские и английские версии журналов Российской академии наук выходят в свет одновременно !

# Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить о результатах своих исследований научному миру !

В 1993 году ИНТЕРПЕРИОДИКА переводит на английский язык, издаёт и распространяет журналы:

- Geology of Ore Deposits
- Glass Physics and Chemistry
- Herald of the Russian Academy of Sciences
- High Temperature
- Inorganic Materials
- Kinetics and Catalysis
- Laser Physics
- The Physics of Metals and Metallography
- Pattern Recognition and Image Analysis
- Petrology
- Polymer Science

- Russian Journal of Coordination Chemistry
- Russian Journal of Electrochemistry
- Russian Journal of Inorganic Chemistry
- Russian Journal of Physical Chemistry
- Russian Journal of Plant Physiology
- Stratigraphy and Geological Correlation
- Studies on Russian Economic Development
- Theoretical Foundations of Chemical Engineering
- Thermal Engineering
- Water Resources

#### Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:

INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA. Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.

## Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке Международной академической издательской компанией (МАИК) "НАУКА" при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА

- Вестник РАН
- Водные ресурсы
- Вопросы ихтиологии
- Высокомолекулярные соединения
- Геология рудных месторождений
- Геотектоника
- Доклады академии наук
- Журнал неорганической химии
- Журнал физической химии
- Кинетика и катализ
- Координационная химия
- Неорганические материалы

- Океанология
- Петрология
- Почвоведение
- Стратиграфия. Геологическая корреляция
- Теоретические основы химической технологии
- Теплофизика высоких температур
- Физика атмосферы и океана
- Физика Земли
- Физиология растений
- Электрохимия

## Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:

факс:

SSN 0016-853Х Геотектоника, 1993, Nº4

телефон: (095) 334-7420 (095) 336-0666