

Номер 2

ISSN 0016-853X

Апрель 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

№ 2 1993 Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

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. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper,
V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfiliev, 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.Г.Самыгин, 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"

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 1993

Центральный Сибирско-Монгольский трансект

*Ю. А. Зорин, В. Г. Беличенко, Е. Х. Турутанов, В. М. Кожевников, С. В. Руженцев,
А. Б. Дергунов, И. Б. Филиппова, О. Томуртогоо, Н. Арвисбаатар,
Ц. Баясгалан, Ч. Бямба, П. Хосбаяр*

3

Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа

Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

20

Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа

О. С. Ступка

29

Тектонофизический аспект метаморфизма

Е. П. Васильев

37

Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ)

В. Г. Засеев, И. И. Абрамович

47

Разломная тектоника акустического фундамента Тирренского моря

И. Н. Ельников

54

Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля

С. В. Белов

64

Краткие сообщения

Современная методика кинематического анализа разрывных нарушений,
развивающихся в условиях низкотемпературного метаморфизма
(на примере Серякского долгоживущего разлома, Северо-Западное Беломорье)

Й. Хок, Ю. В. Миллер

73

Дискуссии

О статье Г.А. Соловьева "К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна"

В. И. Шевченко

77

Хроника

Юбилей Андрея Степановича Перфильева

79

К сведению авторов

80

CONTENTS

Number 2, 1993

Central Siberia-Mongolia transect

- Yu. A. Zorin, V. G. Belichenko, Ye. Kh. Turutanov, V. M. Kozhevnikov, S. V. Ruzhentsev,
A. B. Dergunov, I. B. Filippova, O. Tomurtogoo, N. Arvisbaatar,
Ts. Bayasgalan, Ch. Byamba, P. Khosbayar* 3

Geodynamic reconstruction of the Middle Uralian Alpin type nappe

- R. G. Yazeva, V. V. Bochkaryov* 20

The Riphean greenschist belt in the south-western and southern margins of the East European platform and its tectonic nature

- O. S. Stupka* 29

Tectonophysical aspect of metamorphism

- Ye. P. Vasiliev* 37

Jurassic-Cretaceous petrochemical zoning of the Somkheto-Kafan island arc system (Lesser Caucasus)

- V. G. Zaseev, I. I. Abramovich* 47

Fault tectonics of the Tyrrhenian Sea acoustic basement

- I. N. Yel'nikov* 54

Tectonophysical model of the ore-bearing system: intrusive and its roof

- S. V. Belov* 64
-

In Brief

Recent methods used in kinematic analysis of the faults developed in the conditioned of low-temperature metamorphism (illustrated by the Seryak long-standing fault, North-West Belomorje)

- J. Khok, Yu. V. Miller* 73
-

Discussion

About the article of G.A. Solov'ev "On the origin of overthrusts in the Donets Basin"

- V. M. Shevchenko* 77
-

Chronicle

- Andrey Stepanovich Perfiliev's jubilee 79
-

- To the Authors 80
-
-

УДК 551.241(235.2)

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИБИРСКО-МОНГОЛЬСКИЙ ТРАНСЕКТ

© 1993 г. Ю. А. Зорин*, В. Г. Беличенко*, Е. Х. Турутанов*, В. М. Кожевников*,
С. В. Руженцев**, А. Б. Дергунов**, И. Б. Филиппова***, О. Томуртоого****,
Н. Арвисбаатар****, Ц. Баясгалан****, Ч. Бямба****, П. Хосбаяр****

*Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск

**Геологический институт РАН, г. Москва

***ПГО "Зарубежгеология", г.Москва

****Геологический институт Монголии, г.Улан-Батор

Поступила в редакцию 17.02.92 г.

Анализ геолого-геофизических материалов по Центральному Сибирско-Монгольскому трансекту, проходящему примерно вдоль сотого меридиана восточной долготы, показывает, что формирование Азиатского континента в фанерозое происходило за счет приращения террейнов, основная часть которых являлась микроконтинентами с докембрийским фундаментом. Эти террейны разделены шовными зонами различной ширины. Такие зоны, также относимые к своеобразным террейнам, представляют собой деформированные и сильно денудированные магматические дуги. В этих шовных зонах фиксируются формации собственно магматических дуг, а иногда – комплексы преддуговых и задуговых бассейнов. Основная часть океанической коры почти полностью поглощалась в зонах субдукции. Наблюдаемые пояса офиолитов относятся, как правило, к основанию океанических островных дуг. Выделяются каледонский, раннегерцинский и позднегерцинский этапы наращивания Азиатского континента.

Международная программа "Литосфера" включает в себя проект глобальных трансектов. Они представляют собой разрезы земной коры, на которых на основе комплексной интерпретации геологических и геофизических данных отражаются формационная принадлежность и пространственные взаимоотношения тектонических зон. Как образно выразился один из авторов проекта по геотрансектам, канадский геолог Дж. Монгер, они являются вертикальными тектоническими картами земной коры.

Выделяются формации следующих геодинамических режимов: 1) орогенных прогибов; 2) рифтов; 3) магматических дуг, включая островные дуги и активные окраины континентов андийского типа; 4) океанов; 5) континентальных платформ.

Проектом предполагалась в основном углубленная интерпретация имеющихся геологических и геофизических данных. Однако для выбранного пересечения территории Сибири и Монголии примерно вдоль меридиана 100° в.д. (рис. 1) такие данные существовали только для территории Сибири. Для большей – монгольской – части трансекта пришлось составить не только полосовую геологическую карту масштаба 1 : 500000 с использованием имеющихся материалов геолого-

съемочных работ, но и провести полевые гравиметрические и магнитометрические наблюдения масштаба 1 : 200000 по линии трансекта. Материалы глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) имелись лишь для сибирской части трансекта. К сожалению, из-за экономических трудностей наблюдения методом ГСЗ на территории Монголии выполнить не удалось. Этот недостаток был частично восполнен сейсмологическими исследованиями земной коры методом поверхностных волн.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сведения о геологическом строении приводятся по отдельным тектоническим структурам, пересекаемым трансектом, в последовательности с севера на юг (см. рис. 1).

Фундамент Сибирской платформы, обнажающийся на границе с Тувино-Монгольским микроконтинентом, сложен раннедокембрийскими метаморфическими и интрузивными образованиями (рис. 2). Наиболее древние раннеархейские породы представлены преимущественно гнейсами тоналитового состава, которые прорываются среднеархейскими гранитами и гранодиоритами. Средне-позднеархейские толщи сложе-

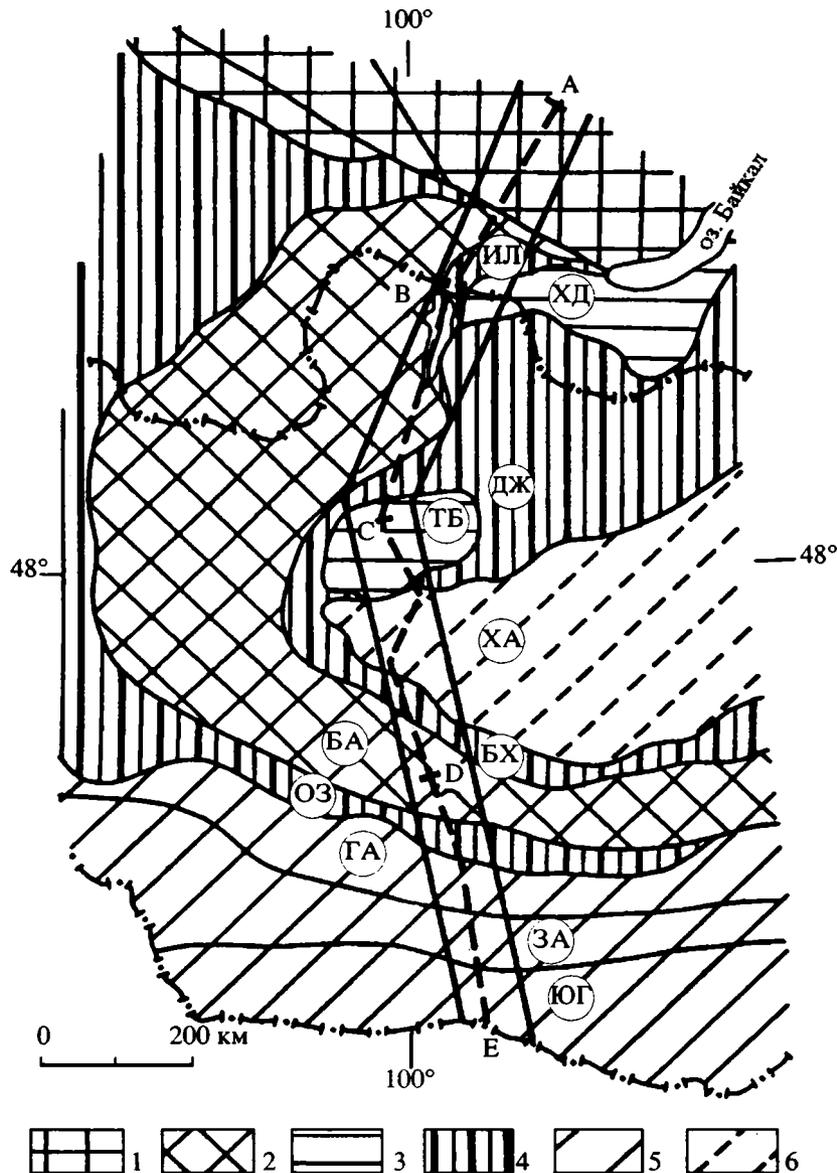


Рис. 1. Схема тектонического районирования.

1 – Сибирская платформа; 2 – Тувино-Монгольский микроконтинент; 3 – 6 – складчатые пояса: 3 – массивы раннего докембрия (основания отдельных островов океанических островных дуг), 4 – каледониды, 5, 6 – герциниды (5 – южная, 6 – северная области). Сплошные жирные линии – границы полосовой геологической карты, пунктирная линия – положение комплексного разреза (трансекта), разделенного на 4 секции (АВ, ВС, CD, DE). Буквами в кружках обозначены массивы: ХД – Хамардабанский, ТБ – Тарбагатайский, БА – Байдрагский; зоны: ИЛ – Ильчирская, ДЖ – Джидинская, БХ – Баянхонгорская, ОЗ – Озерная, ХА – Хангайская, ГА – Гоби-Алтайская, ЗА – Заалтайская, ЮГ – Южно-Гобийская.

ны гнейсами, амфиболитами, мраморами. Судя по обилию амфиболитов эти толщи образуют зеленокаменный пояс [4].

Чехол платформы начинается с венд-нижнекембрийской толщи, в составе которой отмечаются как кластические, так и карбонатные отложения. В залегающих выше ниже-среднекембрийских отложениях преобладают известняки с горизонтами эвапоритов и песчаников. После значительного перерыва на кембрийские породы

в условиях предгорных бассейнов отлагались континентальные угленосные отложения юры [6, 25].

Фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента (рис. 2, 3) сложен метаморфическими докембрийскими породами примерно того же возраста, что и фундамент Сибирской платформы. Однако объем амфиболитов здесь значительно меньше [25]. Чехол Тувино-Монгольского массива начинается с рифейских преимущественно карбонатных образований, которые

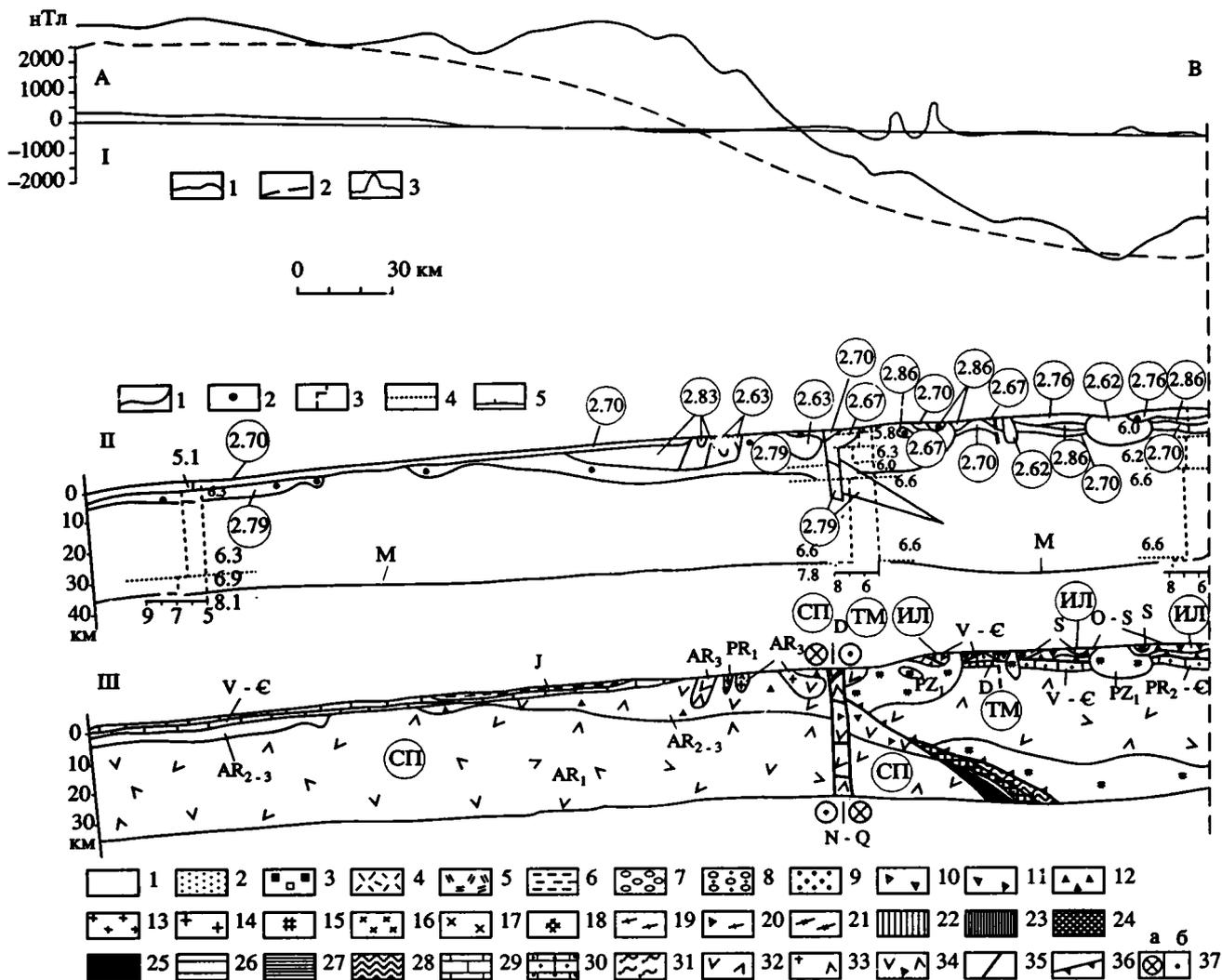


Рис. 2. Сибирско-Монгольский трансект, секция АВ (положение секции см. на рис. 1).

I – графики геофизических аномалий: 1 – гравитационные аномалии Буге, 2 – глубинная составляющая аномалий Буге (разность между кривыми 1 и 2 представляет собой декомпенсационные аномалии – гравитационное влияние плотностных неоднородностей верхней части земной коры), 3 – магнитные аномалии (ΔT).

II – результаты интерпретации геофизических данных: 1 – контуры тел, создающих гравитационные (декомпенсационные) аномалии (цифры в кружках – средневзвешенные плотности литологических комплексов, г/см³), 2 – центры тяжести тел, создающих магнитные аномалии, 3 – разрезы продольных сейсмических волн, 4 – сейсмические границы раздела (цифры означают скорости продольных сейсмических волн, км/с), 5 – раздел Мохоровичича (см. текст).

III – интерпретационный геолого-геофизический разрез: 1, 2 – формации континентальных рифтов (осадки с прослоями базальтов): 1 – позднекайнозойские, 2 – юрско-нижнемеловые; 3; 5 – формации “горячих пятен”: 3 – верхнеюрские бимодальные вулканогенно-осадочные образования, 4 – верхнепермско-триасовые щелочные гранитоиды, 5 – основные интрузии того же возраста; 6 – 9 – формации предгорных и межгорных прогибов орогенных этапов: 6 – юрские кластические образования краевой части Сибирской платформы, 7 – 9 – молассы позднегерцинские (7), раннегерцинские (8) и каледонские (9); 10 – 18 – формации магматических дуг: 10 – 12 – эффузивные и эффузивно-осадочные толщи позднегерцинского (10), раннегерцинского (11) и каледонского (12) этапов, 13 – гранитоиды поздних герцинид (коллиззионные), 14, 15 – гранитоиды субдукционные и коллиззионные ранних герцинид (14) и каледонид (15), 16 – 18 – основные и средние интрузивные образования поздних герцинид (16), ранних герцинид (17) и каледонид (18); 19 – осадочные породы преддуговых и задуговых бассейнов ранних герцинид; 20 – хаотический комплекс субдукционного клина ранних герцинид; 21 – осадочные породы преддуговых и задуговых бассейнов каледонид; 22 – 24 – офиолиты позднегерцинские (22), раннегерцинские (23) и каледонские (24); 25 – фрагменты океанической манты без разделения по возрастам; 26 – 28 – океанические осадочные формации позднегерцинские (26), раннегерцинские (27) и каледонские (28); 29 – 31 – платформенные отложения: 29 – осадочный чехол Сибирской платформы (венд – кембрий), 30 – осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента (рифей – кембрий), 31 – шельфовые осадки юга МНР (ордовик – нижний девон); 32 – 34 – докембрийская континентальная кора: 32 – нерасчлененная по составу, 33 – гранитизированная, 34 – содержащая фрагменты зеленокаменных поясов; 35 – сбросы и разломы неуставленной природы; 36 – надвиг; 37 – сдвиг с направлением смещения от читателя (а) и на читателя (б). СП – Сибирская платформа, ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинент; остальные обозначения см. на рис. 1.

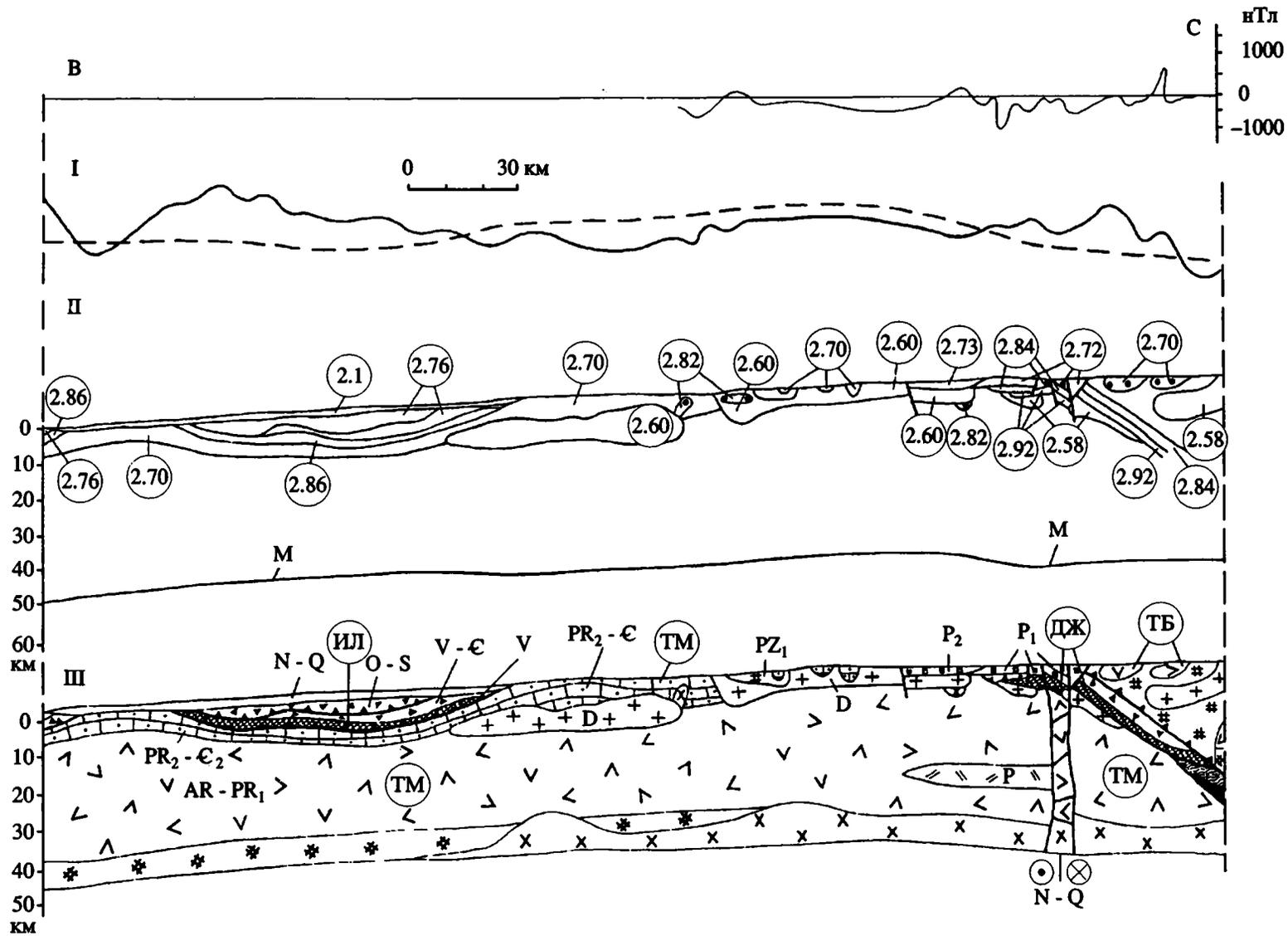


Рис. 3. Сибирско-Монгольский трансект, секция BC (положение секции см. на рис. 1). Условные обозначения см. на рис. 2.

перекрываются кластическими отложениями, содержащими редкие прослои щелочных эффузивов. Выше залегают венд-нижнекембрийские карбонатные толщи. В отличие от аналогичных по возрасту образований чехла Сибирской платформы эти толщи не являются соленосными, а содержат горизонты фосфоритов и бокситов [10]. Выше залегают карбонатно-сланцевые образования, условно относимые к кембро-ордовикам.

Чехол Монголо-Тувинского микроконтинента дислоцирован местами сравнительно сложно. Он прорывается раннепалеозойскими гранитами, тоналитами и гранодиоритами. На локальных площадях развиты континентальные кластические отложения нижнего - среднего девона. В пределах микроконтинента проявился девонский гранитоидный интрузивный магматизм, щелочность которого несколько повышена. Еще большая щелочность характерна для локально проявившегося позднепермского магматизма. Его эффузивная фация представлена дацитами и риолитами, переслаивающимися с песчаниками, а интрузивная - гранитами и сиенитами [11]. Континентальные юрские кластические отложения занимают незначительные площади.

Образования, относимые к Ильчирской зоне (см. рис. 1), обнаруживаются в виде аллохтонов, надвинутых на додевонский осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента (см. рис. 2, 3). Нижняя часть разреза этих образований, возраст которых определяется вендом-кембрием, представлены породами офиолитовой ассоциации. Они включают в себя ультрабазиты, габбро, шаровые базальтовые лавы. Верхи этой толщи сложены переслаивающимися базальтами, андезитами, сланцами и карбонатами [25]. Судя по наличию андезитов, эти офиолиты являлись основанием энсиматической островной дуги. Залегающие выше породы ордовика и силура (карбонаты, андезиты, базальты, сланцы) относятся к типичной островодужной ассоциации.

Толщи Ильчирской зоны имеют северную и северо-западную vergentность. Они прорваны гранитоидами (гранитами, тоналитами, гранодиоритами), возраст которых может быть определен как силурийский. Рвущие их девонские гранитоиды имеют несколько повышенную щелочность. На локальных участках Ильчирской зоны также развиты континентальные кластические отложения девона и ранней - средней юры.

Хамардабанский массив находится несколько в стороне от осевой линии трансекта. От Тувино-Монгольского микроконтинента он отличается составом докембрийского фундамента, условностью его датировки и отсутствием осадочного чехла [3].

Низы разреза Джидинской покровно-складчатой зоны (см. рис. 3) сложены пластинами ультрабазитов, ассоциирующихся с габбро и пи-

роксенитами. Выше залегают базальты, андезиты, сланцы, карбонаты, песчаники. Совокупность этих пород датируется интервалом времени от венда до ордовика [2, 25]. Эта совокупность отнесена нами к островодужному ряду формаций. Фрагменты океанической коры здесь представляются, видимо, основание островной дуги. Выше залегают толщи песчаников, сланцев и карбонатов, которая датируется поздним ордовиком-силуром и может быть отнесена к задуговому бассейну более длительно существовавшей Ильчирской дуги. В этом случае Хамардабанский массив может рассматриваться как древнее сиалическое основание одного из островов Ильчирской дуги.

Толщи Джидинской зоны надвинуты на Хамардабанский массив и Тувино-Монгольский микроконтинент, т.е. имеют северную и северо-западную vergentность. Они прорваны раннепалеозойскими известково-щелочными гранитоидами, а затем - девонскими субщелочными гранитами. Последние синхронны осадочно-вулканогенным континентальным отложениям, в которых эксплозивная компонента представлена риолитами и дацитами [25].

В Джидинской зоне развиты нижнепермские известково-щелочные базальты, андезиты и риолиты, переслаивающиеся с континентальными песчаниками. В верхней перми вулканы становятся более кислыми (дациты, риолиты) и приобретают щелочной характер [11]. Можно полагать, что в поздней перми началось растяжение и кислые эффузивы представляют собой составную часть бимодальной магматической серии. Они аналогичны по составу позднепермским магматитам, развитым в южных районах Монголо-Тувинского микроконтинента.

Тарбагатайский массив (рис. 4) сложен архейско-раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Эти породы прорываются габбро и анортозитами. Указанный комплекс пород перекрыт (видимо, по надвигам) островодужной серией пород (ультрабазиты, габбро, андезиты, сланцы, песчаники, карбонаты), которая по возрасту относится к позднему протерозою.

Обычно этот древний массив считается частью Тувино-Монгольского микроконтинента. Однако слагающие его породы в среднем имеют более основной состав, чем фундамент микроконтинента. Здесь проявился анортозитовый магматизм, неизвестный на Тувино-Монгольском микроконтиненте [11]. По-видимому, Тарбагатайский массив являлся сиалическим основанием одного из островов каледонской Джидинской островной дуги. Слагающие его докембрийские породы прорваны раннепалеозойскими (ордовик - силур?) гранитами и гранодиоритами. Последние перекрываются эффузивно-осадочной толщей нижнего - среднего девона, которая, судя по составу (дациты, андезиты, базальты, песчаники)

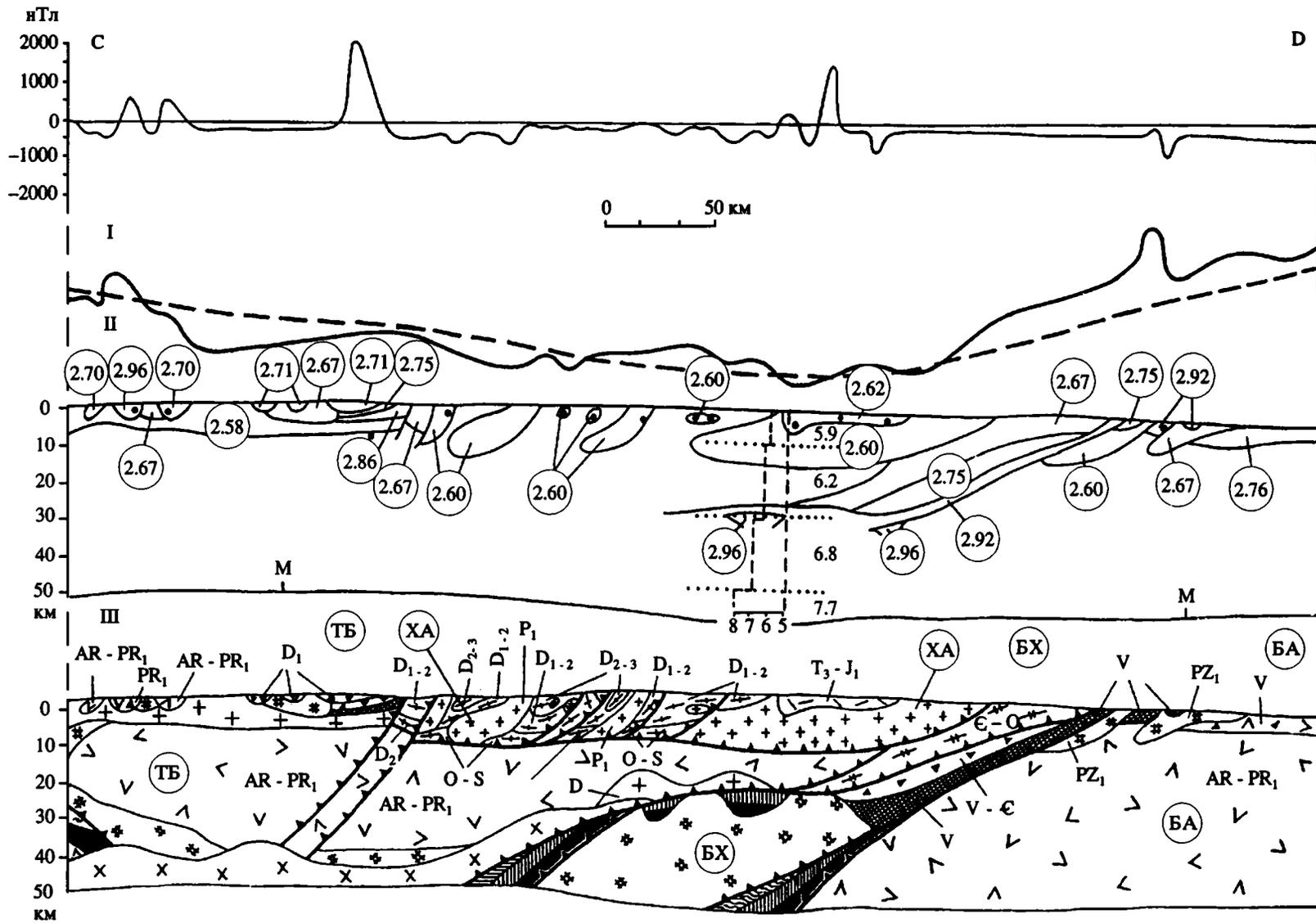


Рис. 4. Сибирско-Монгольский трансект, секция CD (положение секции см. на рис. 1. Условные обозначения см. на рис. 2.

может быть отнесена к формации активной окраины континента андийского типа. Эта толща прорывается девонскими гранитами, которые в отличие от одновозрастных субщелочных образований охарактеризованных выше зон, являются известково-щелочными [11]. Нижнепермская осадочно-вулканогенная толща на Тарбагатайском массиве, сложенная андезитами, риолитами и песчаниками, также характеризуется невысокой щелочностью. Щелочность повышается у прорывающих ее позднепермских интрузий, представленных гранитами и сиенитами. На локальных участках развиты триасовые континентальные отложения межгорных впадин (конгломераты, песчаники, сланцы).

Хангайская складчатая зона (см. рис. 1, 4) образована на месте глубокого прогиба, седиментация в котором, возможно, началась еще в ордовике-силуре. Достоверно установлен практически полный разрез осадочных отложений девона и карбона. Суммарная мощность этих осадков превышает 10 км. Представлены они песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами [1]. Только в низах девона в этих осадках, относимых к турбидитам, встречаются маломощные пласты базальтов. Установлено [23], что в течение всего девона снос осадочного материала происходил с севера. Осадочные толщи прорваны позднекарбонowymi гранитами, гранодиоритами и диоритами и раннепермскими гранитами. Эффузивным аналогом последних является толща риолитов, переслаивающихся с континентальными песчаниками.

Верхняя пермь представлена конгломератами и песчаниками, которые прорываются гранитами и сиенитами, т.е. продукты магматизма приобретают повышенную щелочность. Эта тенденция сохраняется и для верхнетриасово-нижнеюрских эффузивных (андезиты, базальты) и интрузивных (граниты, гранодиориты) пород, которые перекрываются юрскими континентальными отложениями межгорных впадин [23].

Покровно-складчатая Баянхонгорская зона сложена венд-кембрийскими офиолитами, в составе которых наряду с ультрамафитами, габбро и базальтами принимают участие андезиты, граувакки, сланцы, карбонаты, олистостромы и меланжи. Этот комплекс перекрыт толщей флишиоидных турбидитов и сланцев, относимой к кембро-ордовику и прорванной раннепалеозойскими гранитами и гранодиоритами [5]. Породы сильно дислоцированы и надвинуты на Байдрагский массив, т.е. имеют южную вергентность. В раннем мелу в пределах межгорных впадин в Баянхонгорской зоне отлагались конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты.

Фундамент Байдрагского массива (рис. 4, 5) сложен архейско-раннепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами. Его осадочный чехол по возрасту относится к позднему протерозою (ри-

фею) и представлен сланцами, песчаниками, карбонатами с прослоями базальтов. Эти породы прорваны раннепалеозойскими гранитами и перекрываются ордовикско-силурийскими шельфовыми песчаниками, сланцами и карбонатами. Нижнедевонские и нижнекаменноугольные стратифицированные образования представлены континентальными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Указанные толщи интродуцированы гранитами, относимыми к среднему карбону [7].

Средне-верхнекаменноугольная толща андезитов, дацитов, риолитов, переслаивающихся с песчаниками, а также нижнепермские базальты, андезиты и риолиты по своему формационному облику близки к образованиям активных окраин континентов, так как они имеют известково-щелочной состав [11]. Верхнепермские же риолиты, переслаивающиеся со сланцами и песчаниками, являются щелочными и, по-видимому, маркируют этап растяжения, связанный либо с горячим пятном в мантии, либо с тыловой частью активной окраины континента. Еще с одним этапом растяжения связано, возможно, и накопление верхнеюрско-палеогеновых континентальных отложений в узких межгорных депрессиях, тяготеющих к границе Байдрагского выступа с прилегающей к нему с юга Озерной зоной.

В основании разреза Озерной зоны (см. рис. 5) картируются венд-кембрийские офиолиты, в эффузивной составляющей которых наряду со спилитами и диабазами встречаются кераатофиры. Наличие кислых разновидностей эффузивов свидетельствует о принадлежности офиолитов к основанию океанической дуги. Эти комплексы пород прорваны раннепалеозойскими (вторая половина кембрия?) тоналитами и гранодиоритами и надвинуты на Байдрагский массив, т.е. имеют северную вергентность [5], хотя местами фиксируется южная вергентность, что связано с герцинской переработкой структур [16]. В Озерной зоне некоторым развитием пользуются девонские известково-щелочные гранитоиды.

Раннепермские эффузивы (базальты, андезиты, переслаивающиеся с континентальными осадками) могут, как и в предыдущей зоне, относиться к образованиям, характерным для активной окраины континента. Они прорываются позднепермскими гранитами и сиенитами [11]. С ранней юры до палеогена включительно в пределах Озерной зоны развивались глубокие и сравнительно узкие межгорные депрессии, в которых накапливались континентальные кластические отложения. Части их разреза, относящиеся к верхней юре - нижнему мелу и к верхнему мелу - палеогену, содержат небольшие по мощности потоки щелочных базальтов, что позволяет связывать образование межгорных депрессий с рифтогенезом.

Низы разреза Гоби-Алтайской зоны сложены олигомиктовыми песчаниками с линзами карбонатов, которые датируются ордовиком - ранним девонем. По своему формационному облику они могут быть отнесены к образованиям шельфа. Однако на севере зоны в низах толщи олигомиктовых песчаников встречаются редкие прослой базальтов, что может быть связано с рифтингом каледонского основания [16]. Здесь же в сильно дислоцированных песчаниках встречаются пластины гипербазитов. Можно полагать, что это каледонские гипербазиты, которые были вскрыты перед отложением песчаников, а затем в процессе раннегерцинской складчатости были смяты вместе с песчаниками в складки. Высокая пластичность серпентинизированных гипербазитов привела к формированию их пластин и линз, включенных в матрицу осадочных пород.

Шельфовые условия сохранялись здесь до среднего девона, о чем свидетельствует наличие карбонатных толщ нижнего - среднего девона. Со среднего девона до турне здесь накапливались турбидиты, которые можно, видимо, связывать с начальной (незавершенной) стадией раскрытия задугового бассейна. Все перечисленные толщи смяты в складки и нарушены надвигами с общей южной вергентностью. Они прорваны каменноугольными известково-щелочными гранитами и гранодиоритами [16].

Нижнепермские базальты и андезиты, переслаивающиеся с песчаниками и сланцами, соответствуют позднегерцинской стадии развития, когда рассматриваемая зона располагалась вблизи активной окраины континента. Эффузивно-осадочные толщи прорываются гранитами и сиенитами, относимыми к поздней перми [11].

Перечисленная совокупность пород перекрывается маломощным чехлом позднемеловых и палеогеновых кластических континентальных отложений. Широкое распространение чехла свидетельствует о выравнивании территории в это время.

В Заалтайской зоне (см. рис. 5) развиты ордовикско-нижнедевонские олигомиктовые песчаники с линзами карбонатов, которые могут быть отнесены к шельфовым образованиям. Со среднего девона по турне включительно в северной (большей) части зоны происходили излияния дацитов, андезитов и базальтов с антидромным их соотношением. Эффузивные породы переслаиваются с морскими песчаниками [14, 15, 19]. В целом для раннегерцинского этапа геодинамическая обстановка северной части этой зоны напоминает условия активной окраины континента (энсиалическую магматическую дугу), развитию которой сопутствовала лишь начальная незавершенная стадия образования задугового бассейна в Гоби-Алтайской зоне.

В южной части Заалтайской зоны средне-верхнедевонские (возможно, с низами турне) образования представлены хаотическим комплексом, в котором сложно дислоцированные песчаники, сланцы и туфы включают линзы базальтовых лав и гипербазитов [14, 19, 20]. По своей формационной принадлежности этот комплекс отвечает субдукционной клину. Все перечисленные выше породы дислоцированы с отчетливо выраженной южной вергентностью и прорваны каменноугольными известково-щелочными гранитами и гранодиоритами.

Среднекаменноугольные - верхнепермские дациты, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами, соответствуют позднегерцинской стадии развития Заалтайской зоны, когда она являлась активной окраиной континента [11]. Верхнемеловой - палеогеновый маломощный чехол континентальных отложений здесь аналогичен чехлу предыдущей зоны.

Основанием Южно-Гобийской зоны является, по-видимому, Южно-Монгольский микроконтинент с докембрийской корой (гнейсы, кристаллические и железистые сланцы, амфиболиты). В ордовике и силуре кора имела сравнительно небольшую мощность и здесь сохранились шельфовые условия, в которых отлагались олигомиктовые песчаники с линзами карбонатов и сланцев [16]. Эти смятые в складки породы прорваны позднедевонскими (?) гранитами.

Выше залегает умеренно дислоцированная сравнительно мощная вулканогенно-осадочная толща, в низах которой андезиты и базальты переслаиваются с морскими песчаниками и сланцами, а в верхах преобладают дациты в ассоциации с континентальными песчаниками и конгломератами. Эта толща датируется ранним карбоном (визе) - ранней пермью и соответствует, видимо, формации активной окраины континента. Ее дислокации (надвиги) обладают северной вергентностью, что, возможно, связано с "проскальзыванием" вулканогенно-осадочной толщи относительно основания во время очередной коллизии на рубеже ранней и поздней перми. Эти образования прорываются пермскими известково-щелочными гранитами. Залегающие выше континентальные отложения (конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты) датируются поздней пермью-триасом и по своему формационному облику относятся к молассам [16].

В Южно-Гобийской зоне картируются выходы ниже-среднеюрских континентальных кластических отложений, которые накапливались в сравнительно узких депрессиях. Маломощный верхнемеловой - палеогеновый осадочный чехол здесь аналогичен тому, который развит в двух более северных зонах.

Неоген-четвертичные отложения развиты в той или иной степени вдоль всего геотрансекта. На современных поднятиях Прихубсугулья, Хангая и Гобийского Алтая они представлены в основном эллювиальными и де.лювиальными образованиями. В пределах позднеюрско - меловых депрессий и на выровненных частях Заалтайской и Гоби-Алтайской зон развиты преимущественно эллювиальные, озерные, а местами и эоловые образования. Мощность всех этих отложений невелика, обычно до первых десятков метров. Только в рифтовых впадинах Прихубсугулья мощность озерных и эллювиальных неоген-четвертичных отложений достигает нескольких сотен метров [9].

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Направление трансекта выбрано с таким расчетом, чтобы он пересекал максимальное число тектонических зон примерно вкрест их простираения (см. рис. 1). Направление же профилей ГСЗ на территории Сибири продиктовано преимущественно стремлением осветить глубинное строение нефтеносных платформенных районов [17]. В горно-складчатых областях Сибири выполнены в основном точечные ГСЗ [13].

Нужно отметить, что ГСЗ в классическом варианте при использовании рефрагированных и закрытых (широкоугольных) отраженных волн дают информацию о положении раздела Мохоровичича, о структуре поверхности кристаллического фундамента под осадками платформ и межгорных впадин и о существовании одной или двух пологих границ раздела внутри земной коры, которые в весьма общем виде отражают дискретное изменение ее состава и/или состояния с глубиной. Практически такую же по содержанию информацию дает интерпретация данных поверхностных волн, которая выполнена для районов Монголии. Однако последним методом, в отличие от ГСЗ, можно получить лишь модели строения коры, осредненного по довольно крупным площадям. Очевидный недостаток сейсмических данных потребовал более полного использования гравиметрических и магнитометрических материалов.

Гравитационное поле было разделено на две составляющие. Первая составляющая представляет собой влияние изостатической компенсации как топографических масс, так и плотностных неоднородностей верхней части земной коры. Методика выделения таких региональных аномалий силы тяжести, отражающих глубинное строение литосферы, описана ранее [8, 26, 28]. Вторая составляющая гравитационного поля определяется как разность между аномалиями Буге и влиянием изостатической компенсации, вычисленным по этой методике. Указанная составляющая, названная декомпенсационными аномалиями [8, 26, 28],

представляет собой гравитационное влияние плотностных неоднородностей верхней части земной коры.

Первая (региональная) составляющая поля силы тяжести интерпретировалась с учетом имеющихся сведений об изостатической уравновешенности литосферы и о распределении топографических масс на обширной площади, включающей всю Восточную Сибирь и Монголию. В качестве реперных значений толщины коры и литосферы приняты наиболее достоверные сейсмические определения этих параметров в ряде пунктов на территории России. По совокупности перечисленных выше данных построены карты толщины коры и толщины литосферы [29]. Для построения непрерывного профиля глубины раздела М (см. рис. 2 - 5) использована первая карта.

Под Сибирской платформой мощность коры плавно возрастает от 36 до 42 км по направлению к ее горно-складчатому обрамлению. Под горной системой Восточного Саяна (северная часть Ильчирской зоны) толщина коры сравнительно резко увеличивается до 50 - 52 км, а затем постепенно уменьшается до 45 км (см. рис. 2, 3). Далее на юг толщина коры плавно возрастает, достигая под центральной частью Хангайского кайнозойского свода 60 км (см. рис. 4). К Заалтайской Гоби мощность коры снова постепенно уменьшается до 45 км (см. рис. 5).

Скорости сейсмических Р-волн в земной коре изменяются от 5 км/с в ее верхней части до 6.8 - 7.1 км/с у ее подошвы. Средняя скорость в коре близка к 6.4 км/с [13].

Таким образом, земная кора по всему трансекту, судя по мощности и по скоростям сейсмических волн, является типично континентальной. Ее толщина увеличивается под горно-складчатыми сооружениями по сравнению с той, которая фиксируется под Сибирским кратоном.

Декомпенсационные аномалии (локальная составляющая гравитационного поля, которой соответствует разность между сплошной и штриховой толстыми линиями на рис. 2 - 5) использованы для определения морфологии геологических тел, слагающих верхнюю часть земной коры. Сведения о плотностях практически всех разновидностей горных пород получены ранее методом гидростатического взвешивания их образцов с последующей статистической обработкой результатов измерений [18]. По небольшому числу горных пород использованы справочные материалы [22].

Вся совокупность имеющихся данных использована для расчета средневзвешенных значений плотности отдельных литологических комплексов, что необходимо для количественной интерпретации гравитационных аномалий. В качестве весов использовались оцененные по геологичес-

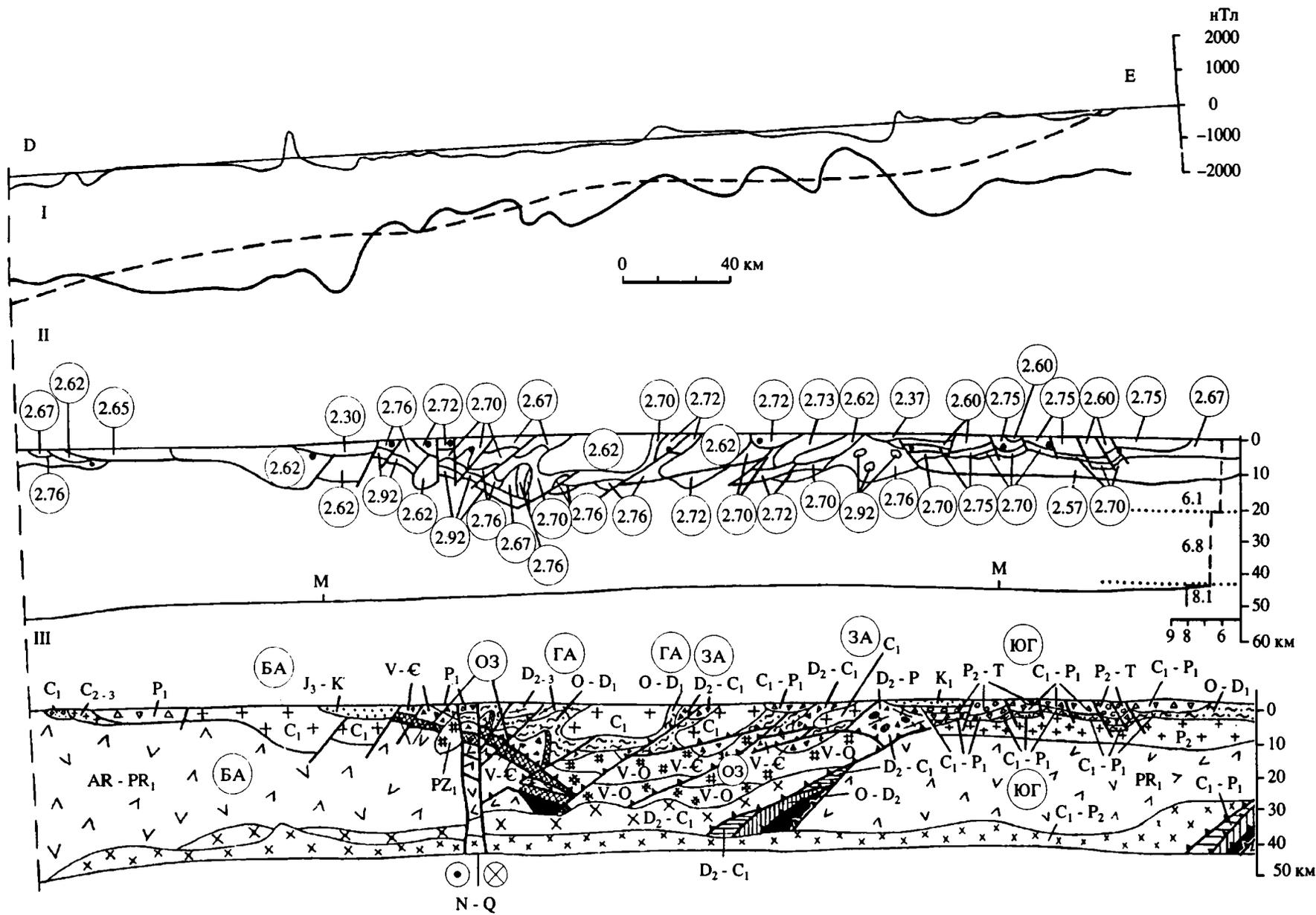


Рис. 5. Сибирско-Монгольский трансект, секция DE (положение секции см. на рис. 1). Условные обозначения см. на рис. 2

ким данным процентные содержания той или иной разновидности горных пород в литологическом комплексе (стратифицированном или интрузивном). В целом отмечается хорошая корреляция между плотностями и гравитационными декомпенсационными аномалиями (см. рис. 2 - 5). Над зонами развития офиолитов, которые обладают повышенной плотностью, наблюдаются положительные аномалии. Над гранитами и районами развития слабо литифицированных мезозойских отложений отмечаются отрицательные аномалии.

При количественной интерпретации гравитационных аномалий методом подбора двумерного разреза учитывались геологические данные: фиксировались известные места выходов тех или иных литологических комплексов и мощности стратифицированных образований. Не выходящие на земную поверхность геологические тела диагностировались по аномалиям и наличию аналогичных образований, экспонированных в окрестностях профиля по простиранию структур. Сам по себе учет геологических данных представляет собой введение дополнительных условий, ограничивающих степень неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии.

Некоторое уменьшение неоднозначности достигалось и использованием результатов интерпретации магнитных аномалий. Региональные магнитные аномалии не интерпретировались в связи с их небольшой интенсивностью и неясностью природы. По локальным аномалиям интегральным методом и методом характерных точек определялось положение центров тяжести магнитоактивных тел (см. рис. 2 - 5). Такой упрощенный подход применялся потому, что магнитные свойства одного и того же геологического тела часто сильно варьируют по площади. Последнее затрудняет использование метода подбора формы тела.

Если центры тяжести магнитоактивных объектов попадали в пределы контуров геологических тел, определенных гравиметрическим методом, и если эти тела, судя по их литологическому составу, в принципе могли обладать повышенной намагниченностью, то результаты интерпретации обоих методов считались удовлетворительными. Если же такое соответствие не наблюдалось, то вводились в рассмотрение другие варианты интерпретации гравитационных аномалий, свободные от подобных противоречий.

Над южной частью Сибирской платформы наблюдаются положительные декомпенсационные аномалии. Максимальная по интенсивности аномалия отмечается над краевым выступом фундамента, где развиты плотные породы среднего - верхнего архея, среди которых значительную часть играют амфиболиты. Эта аномалия рас-

пространяется в пределы Тувино-Монгольского массива, выходящий на поверхность фундамент которого обладает меньшей основностью, а следовательно, и плотностью. В подобной ситуации следует полагать, что фундамент Тувино-Монгольского массива надвинут на плотные породы фундамента Сибирской платформы (см. рис. 2).

Эти соображения в совокупности с геологическими данными о широком развитии тоналитов и гранодиоритов нижнего палеозоя в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и их практическом отсутствии в пределах краевого выступа платформы позволяют полагать, что в венде - кембрии существовала зона субдукции, падавшая под микроконтинент в южном направлении. Закрытие океанического пространства между Сибирской платформой и Тувино-Монгольским массивом и коллизия этих континентальных масс имели место в позднем кембрии - силуре, в результате чего произошло надвигание Тувино-Монгольского массива на краевой выступ платформы. Затем в девоне структура шва была осложнена сдвиговыми (правосторонними?) движениями. Офиолиты в пределах полосы трансекта были денудированы. Они сохранились только на северо-западном продолжении структурного шва.

Над аллохтонами Ильчирской и Джидинской зон, надвинутыми на осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента, отмечаются положительные аномалии, что является совершенно естественным, так как аллохтоны в значительной степени сложены плотными породами офиолитовой ассоциации (см. рис. 2, 3). Мощность надвинутых пластин по геофизическим данным в районе оз.Хубсугул достигает 10 км (фрагменты Ильчирской зоны), а в районе Хангайского шва - 5 - 7 км (фрагменты Джидинской зоны). Геофизические данные показывают, что северная vergentность образований Джидинской зоны согласуется с южным падением реликтов каледонской зоны субдукции.

В пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и Тарбагатайского докембрийского массива отмечаются отрицательные локальные аномалии, которые, судя по геологической обстановке, связаны с девонскими гранитными массивами. Количественная интерпретация аномалий показывает, что эти граниты слагают плоские субгоризонтальные тела мощностью до 10 км. В пределах Тувино-Монгольского массива они при своем становлении использовали границу между осадочным чехлом и фундаментом (см. рис. 3). В Хангайской зоне относительные гравитационные минимумы связаны с пермскими гранитоидами. Эти минимумы наложены на небольшой по интенсивности гравитационный максимум, создаваемый реликтами океанической коры под Хангайским прогибом (см. рис. 4).

Над Баянхонгорской зоной отмечается интенсивная положительная аномалия, обусловленная развитием плотных пород офиолитовой ассоциации, содержащей, как указывалось выше, и андезиты. Значительная часть этих образований наджунта на Байдрагский выступ древних пород. К северу пластины офиолитов погружаются под Хангайский прогиб. Изображенная на разрезе сложная картина распределения плотных пород, представляющих реликты океанической коры, отражает один из возможных вариантов интерпретации, который базируется на анализе геологических данных. Здесь выделяются реликты двух зон субдукции, имевших северное падение (см. рис. 4). Первая, каледонская (венд - ордовик), зона субдукции была связана с океанической островной дугой, а вторая, герцинская (силур - девон), реликты которой в настоящее время расположены под Хангайским прогибом, игравшем в силуре и девоне роль преддугового бассейна, относилась к активной окраине континента. С последней зоной субдукции связан ареал девонского (преимущественно интрузивного) магматизма, целостность которого возрастает с юга на север.

Положительные гравитационные аномалии в пределах Байдрагского массива обусловлены неоднородностями его фундамента, возможно, обогащением отдельных его частей амфиболитами. Отрицательные аномалии, наблюдающиеся в южной части массива, связаны с каменноугольными гранитами, возникшими при турнейской коллизии массива с Южно-Монгольским (Южно-Гобийским) микроконтинентом.

Узкой Озерной зоне соответствует слабая положительная аномалия, которая позволяет полагать, что слагающие зону толщи, содержащие офиолиты с кератофирами, имеют общее южное падение, т.е. венд-кембрийская зона субдукции погружалась на юг под океаническую островную дугу (см. рис. 5). Над коллидировавшей перед поздним ордовиком (?) островной дугой в Гоби-Алтайской зоне в девоне начал развиваться задуговой бассейн раннегерцинской зоны.

Отрицательные аномалии в Гоби-Алтайской и Заалтайской зонах соответствуют телам каменноугольных гранитов, связанных с турнейской (раннегерцинской) коллизией Южно-Монгольского микроконтинента и Байдрагского массива, к которому ранее причленилась каледонская островная дуга. Мощность гранитных массивов по вертикали достигает 10 - 15 км. На севере Заалтайской зоны отрицательные аномалии чередуются с положительными, которые связаны с остатками комплексов среднедевонско - раннекаменноугольной магматической дуги. В этих комплексах наряду с кислыми вулканитами присутствуют андезиты и базальты, плотность которых повышена. Реликты комплексов магматической

дуги по гравиметрическим данным прослеживаются до глубин около 30 км.

На юге Заалтайской зоны интенсивным максимумом отмечается раннегерцинский субдукционный клин (см. рис. 5). Количественная интерпретация этой гравитационной аномалии показывает, что создающее ее тело действительно имеет клиновидную форму и распространяется до глубины около 15 км. Таким образом, пространственное распределение формаций, в установлении которого значительную роль сыграла интерпретация геофизических данных, указывает на существование здесь в среднем девоне - раннем карбоне зоны субдукции, падавшей на север, что согласуется с южной вергентностью всех толщ. Замыкание океанического бассейна, разделявшего зону каледонид и Южно-Монгольский массив, произошло в турне [15].

Над Южно-Гобийской зоной отмечается интенсивный гравитационный минимум, который не может быть объяснен ни составом докембрийского фундамента Южно-Монгольского микроконтинента, ни перекрывающими его шельфовыми отложениями ордовика - нижнего девона, ни позднегерцинскими (визе - ранняя пермь) вулканогенно-осадочными образованиями, ни позднепермскими - триасовыми молассами, ни мало мощными отложениями верхнего мела и кайнозоя. Мы полагаем, что указанная отрицательная аномалия силы тяжести связана с позднепермскими гранитами, внедрившимися между докембрийским фундаментом и его чехлом. Вертикальная мощность этого обширного тела гранитов оценивается в 5 - 7 км.

ГЕОДИНАМИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА В ФАНОРОЗОЕ

Анализ геологических и геофизических данных позволяет сделать вывод, что земная кора вдоль Сибирско-Монгольского трансекта сложена в значительной степени докембрийскими массивами, разделенными шовными покровно-складчатými зонами. Последние сложены в основном породами, относящимися к острводужным комплексам (Ильчирская, Джидинская, Баянхонгорская и Озерная каледонские зоны). Иногда покровно-складчатые зоны включают формации преддуговых прогибов, субдукционных клиньев (Хангайская и Заалтайская раннегерцинские зоны) и задуговых бассейнов (Гоби-Алтайская герцинская зона).

Некоторые части микроконтинентов носят следы переработки в режиме активных окраин андийского типа. К ним относятся северная окраина Тувино-Монгольского микроконтинента (каледонская активная окраина), части того же микроконтинента и Тарбагатайский массив, распо-

женные севернее Хангайской зоны (раннегерцинская активная окраина) и, наконец, Южно-Гобийская зона (позднегерцинская активная окраина).

Нужно отметить, что геофизические материалы дают информацию о строении верхней части коры до глубин 15 - 20, иногда 25 км. Какая-либо информация о нижней части коры практически отсутствует. Мы взяли на себя смелость изобразить в нижней части коры ее "подслаивание" (underplating) над зонами субдукции (см. рис. 2 - 5). При этом мы исходили из следующих соображений. Проявления магматизма в островных дугах и на континентальных активных окраинах предполагает генерацию больших количеств магмы, связанных с явлением субдукции. Большая часть этой магмы не достигает земной поверхности, а кристаллизуется в виде интрузий в земной коре. Уровень становления этих интрузий зависит от состава магмы. Так, например, тоналиты, представляющие продукты дифференциации толеитовой магмы, проникают до верхних этажей коры. Средние дифференциаты той же магмы в силу высокой плотности должны кристаллизоваться преимущественно в средней части коры. И, наконец, недифференцированная магма может "подслаивать" кору, увеличивая ее толщину. Исходя из этих идей, мы схематически отразили на разрезах такое "подслаивание". Чтобы не создавать ненаблюдаемых гравитационных аномалий, "подслаиваемые" основной магмы показано на уровне "базальтового" слоя, а интрузии тоналитов и диоритов показаны в средней части коры, валовый состав которой близок к этим образованиям.

Историю развития в фанерозое той части Центральной Азии, которая пересекается Сибирско-Монгольским трансектом, можно представить следующим образом. В венде - раннем кембрии Монголо-Тувинский микроконтинент был окружен океаническими пространствами. Для южной части Сибирской платформы был характерен режим пассивной окраины континента. Северная часть Тувино-Монгольского микроконтинента являлась активной окраиной. Под нее погружалась зона субдукции, о чем свидетельствует широкое развитие раннепалеозойских тоналитов и гранодиоритов в пределах этого микроконтинента.

В современной системе координат Тувино-Монгольский массив, включая Байдрагский выступ, был вытянут в субмеридиональном направлении. В примыкавших к нему с запада и востока океанических бассейнах существовали цепи островных дуг, причем зоны субдукции погружались в стороны от микроконтинента.

Во второй половине кембрия началась коллизия микроконтинента с Сибирской платформой и островными дугами. Коллизионные движения с западной системой дуг (плотная "упаковка" террейнов в единый континентальный массив) про-

должались, по-видимому, до конца ордовика. Коллизионное взаимодействие Тувино-Монгольского микроконтинента с восточной системой островных дуг продолжалось до позднего ордовика (Джидинская и Баянхонгорская зоны), а местами - до позднего силура (Ильчирская зона). Мы считаем, что три последние зоны входили в единую цепь восточных островных дуг. Тарбагатайский и Хамардабанский древние массивы являлись сиаллическим основанием отдельных крупных островов этой цепи.

Мы полагаем, что увеличенный в размерах за счет подобной аккреции Тувино-Монгольский микроконтинент в девоне (возможно, уже в конце силура) начал испытывать деформацию с вращением его южной части (Байдрагский выступ) против часовой стрелки. В результате этого началось сближение северной и южной частей микроконтинента. Расположенная между ними океаническая литосфера поглощалась за счет субдукции под северную часть микроконтинента, которая играла роль активной континентальной окраины со специфическим девонским магматизмом. Хангайский прогиб, судя по сносу кластического материала с севера, являлся преддуговым бассейном (накопление турбидитов происходило на широкой преддуговой подводной террасе, частично - в океаническом желобе).

Судя по отсутствию проявлений каменноугольного магматизма, субдукция в это время прекратилась. В карбоне в Хангайской зоне существовал неширокий остаточный прогиб, в который кластический материал сносился как с севера, так и с юга. Коллизионные явления здесь закончились в ранней перми, когда осадки Хангайского прогиба были смяты в складки и когда здесь широко проявился известково-щелочной гранитоидный магматизм. Раннепермские отложения в Хангае в пределах полосы трансекта относятся к континентальным молассам.

По сути дела, при трактовке развития Хангайского прогиба мы используем идею Л.П. Зоненшайна и др. [7] о постепенном закрытии Монголо-Охотского палеоокеана в направлении с запада на восток. Однако в отличие от этих исследователей мы считаем, что уменьшение площади указанного океана началось уже в девоне, а не в перми.

Нужно отметить, что в герцинскую эпоху древняя структура была усложнена. Так, дугообразная конфигурация Озерной и Джидинско-Баянхонгорской каледонских зон обязана, по-видимому, своим происхождением именно герцинским деформациям. В это же время в Саянской и Джидинской шовных зонах проявились крупномасштабные сдвиговые движения (Главный Саянский и Болнайский разломы).

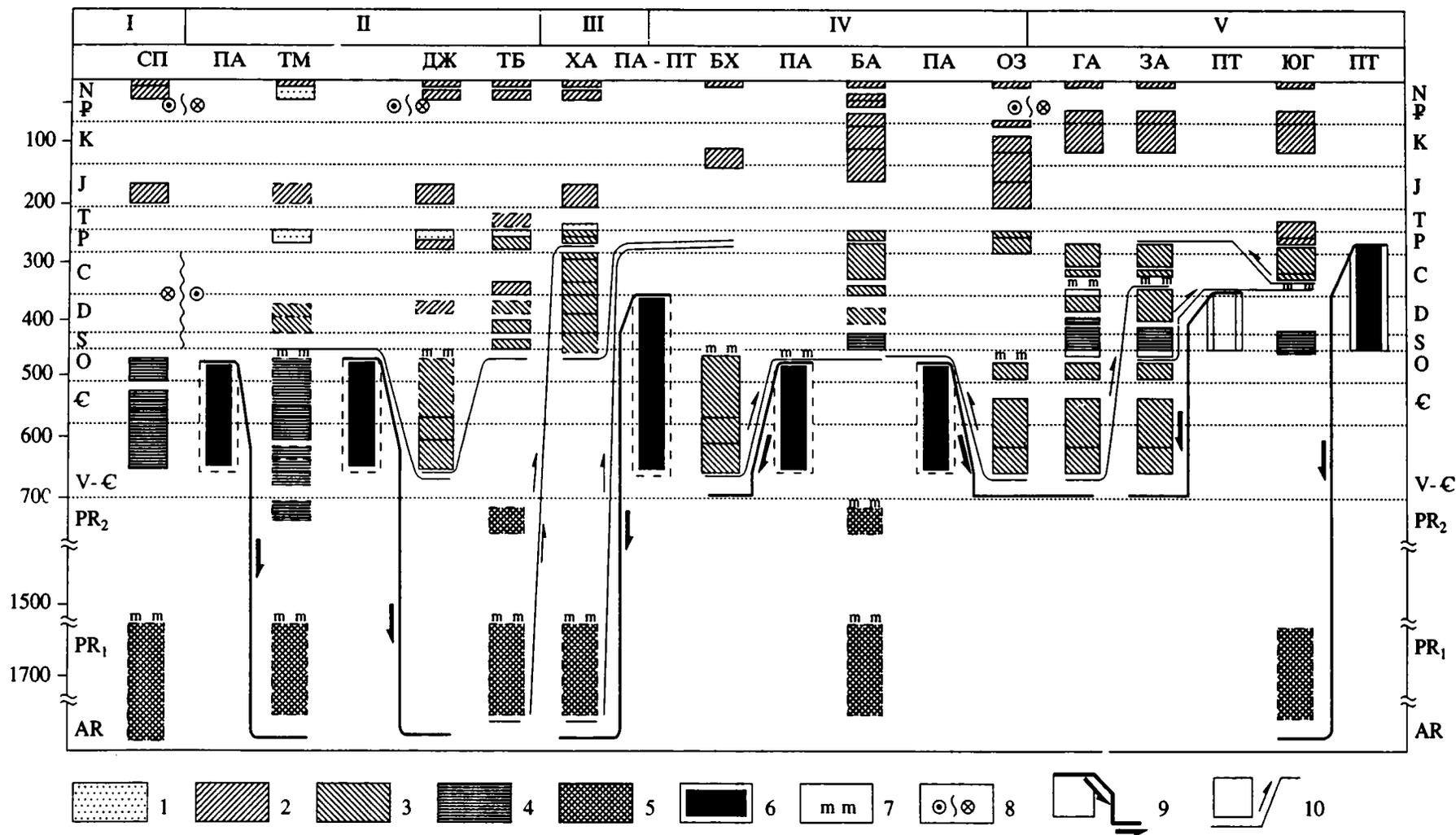


Рис. 6. Пространственно-временная диаграмма террейнов Сибирско-Монгольского трансекта.

1 - 6 - палеогеодинамические обстановки: 1 - континентальный рифт, 2 - предгорные и межгорные прогибы орогенных этапов, 3 - магматические дуги, 4 - шельфы, 5 - раннедокембрийский фундамент, 6 - океаны; 7 - главные фазы регионального метаморфизма; 8 - сдвиги (показан левосторонний); 9 - зоны субдукции (наклонная часть линии соответствует времени субдукции); 10 - главные надвиги. I - древняя платформа, II и IV - каледонский складчатый пояс, III и V - герцинские складчатые пояса. ПА - Палеоазиатский океан, ПТ - Палеотетис, остальные сокращения см. на рис. 1 и 2.

К югу от увеличенного в размерах за счет каледонской аккреции Тувино-Монгольского массива в ордовике - раннем девоне в Гоби-Алтайской и Заалтайской зонах существовали шельфовые условия осадконакопления. В отдельных местах на севере Гоби-Алтайской зоны в шельфовых отложениях встречаются прослои базальтов, что свидетельствует о начале разрушения шельфа в условиях растяжения. Возможно, в это время начал открываться Палеотетис в более южных районах. С другой стороны, не исключена вероятность, что такое разрушение являлось локальным явлением, и Палеотетис сохранился с более древних времен.

С начала среднего девона в Заалтайской зоне начали развиваться островодужные формации с антидромной последовательностью магматизма. Видимо, в южной части этой зоны возникла зона субдукции, погружавшаяся под северную континентальную окраину. Однако в Гоби-Алтайской зоне имеются признаки зарождавшегося задугового бассейна, о чем упоминалось выше. По-видимому, в этих зонах имело место превращение активной окраины в островодужную систему. Положение зоны субдукции, падавшей на север, маркируется формациями субдукционного клина, развитыми на южной окраине Заалтайской зоны.

В раннем карбоне (турне) произошла коллизия всей описанной выше системы структур с Южно-Монгольским (Южно-Гобийским) микроконтинентом, в результате чего раннегерцинский океан прекратил свое существование. Зона субдукции переместилась к югу от Южно-Гобийского микроконтинента, в пределах которого в карбоне и ранней перми развивались формации активной окраины континента андийского типа [11, 12]. Судя по появлению в поздней перми континентальных моласс, накопление которых продолжалось и в триасе, и внедрению позднепермских гранитоидов, в это время произошла коллизия Северо-Китайской платформы с Сибирским континентом. Здесь имеется в виду время коллизии в районе рассматриваемого трансекта. В других местах Сибирско-Китайского структурного шва это столкновение могло произойти в несколько иное время. На герцинском и более поздних этапах развития региона в Озерной зоне проявились сдвиговые дислокации, значительно усложнившие структуру этого шва.

После формирования единого континента неоднократно, в поздней перми - триасе, поздней юре - раннем мелу и в позднем кайнозое, проявился щелочной магматизм, связанный, видимо, с горячими пятнами в мантии. Ареалы щелочного магматизма тяготели к каледонским структурным швам - к Ильчирской, Джидинской, Баянхонгорской и Озерной зонам. В некоторых случаях подобный магматизм сопровождался

рифтообразованием. Так, в Озерной зоне в юре - раннем мелу образовались рифтоподобные депрессии. В позднем кайнозое на границах аллохтонов Ильчирской и Джидинской зон возникли Хубсугульская и Тункинская впадины Байкальской рифтовой зоны.

Связанный, по-видимому, с горячим пятном астеносферный диапиризм, которому сопутствовали проявления щелочных базальтов, в позднем кайнозое имел место как в Байкальской рифтовой зоне, развивавшейся в обстановке растяжения, так и в горных областях Западной Монголии, для которых характерно сжатие. Видимо, такие различия геодинамических обстановок в областях астеносферного диапиризма связаны с Индо-Евразийской коллизией [27] и ориентировкой древних ослабленных зон. Вектор сжатия ориентирован на северо-восток и не препятствует растяжению коры в ослабленных зонах, имеющих примерно такое же простирание. В ослабленных зонах, имеющих субширотное и северо-западное простирание, растяжение, которое связано с горячими пятнами, блокируется сжатием со стороны Индостана [29]. В области сжатия имеют место сдвиговые смещения по древним шовным зонам. В субширотных Озерной, Болнайской и Саянской зонах происходят левосторонние сдвиговые смещения. Нужно отметить, что по отношению к аналогичным герцинским движениям в Саянской зоне (Главный Саянский разлом) современные сдвиговые смещения имеют, по-видимому, противоположный знак.

Изложенные в статье представления о взаимном положении тектонических зон, включая закрытые океанические бассейны, и об истории формирования Азиатского континента суммированы на пространственно-временной диаграмме террейнов (рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ современной структуры коры и попытки палеогеодинамических реконструкций приводят к выводу, что в зонах субдукции практически поглощается вся океаническая кора. Поэтому более или менее точные палинспастические реконструкции возможны на основе палеомагнитных исследований с привлечением данных палеоклиматологии.

Азиатский континент, образованный за счет аккреции террейнов, состоит преимущественно из блоков докембрийской коры, разделенных коллизионными зонами разной ширины, в которых отмечаются в основном островодужные формации, а иногда формации преддуговых и задуговых прогибов, образующие сложные покровно-складчатые сооружения.

Обилие докембрийских образований в Восточной Сибири привело к возникновению концепции "древнего темени Азии". Мы считаем неправомерным объединять все выходы докембрийских пород в единый фундамент, на котором якобы закладывались узкие подвижные зоны. Современные размеры этих зон ничего не говорят о ширине первичных океанов, которые по имеющимся (еще малочисленным) палеомагнитным данным могли достигать первых тысяч километров [24]. В этом аспекте древние микроконтиненты следует рассматривать как структурные элементы более молодых тектонических зон. Так, Тувино-Монгольский микроконтинент является структурным элементом области каледонид, а Южно-Монгольский (Южно-Гобийский) микроконтинент принадлежит к области герцинид.

Авторы сознают спорность многих вопросов, поднятых в настоящей работе. Эта спорность вытекает из недостатка геологических данных, касающихся датировок стратифицированных и магматических образований, из отсутствия детальных сейсмических исследований, и, наконец, может быть из-за трудностей получения согласованных решений в сравнительно большом коллективе сотрудников, участвовавших в этом исследовании. Предлагаемые разработки представляют собой один из первых шагов в осмысливании имеющихся материалов в рамках концепции тектоники плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А., Благоданов В.А., Борзаковский Ю.А., Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Филиппова И.Б., Хасин Р.А. Основные черты стратиграфии Монгольской Народной республики // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной республики. М.: Наука, 1970. С. 8 - 63.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 136 с.
3. Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Проблема выделения раннего докембрия в Центрально-Азиатском поясе палеозойид // Геол. и геофиз. 1990. № 11. С. 3 - 9.
4. Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500000. Под ред. В.Г. Кузнецова и П.М. Хренова. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 10 с.
5. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 191 с.
6. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Наука, 1990. 326 с.
8. Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геол. и геофиз. 1985. № 8. С. 104 - 108.
9. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Арвисбаатар Н. Строение кайнозойских впадин Прихубсугуля по гравиметрическим данным // Геол. и геофиз. 1989. № 10. С. 130 - 136.
10. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии и кембрии. М.: Наука, 1982, 114 с.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23 - 55.
12. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойид Евразии. М.: Наука, 1975. 320 с.
13. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
14. Руженцев С.В. Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблема Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геол. и разв. 1985. № 6. С. 12 - 19.
15. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. № 4. С. 28 - 40.
16. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 111 - 117.
17. Сейсмические модели главных геоструктур территории СССР. Под ред. С.М. Зверева и И.П. Косминской. М.: Наука, 1980. 183 с.
18. Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры по геофизическим данным // Сов. геология. 1969. № 5. С. 47 - 63.
19. Суетенко О.Д., Головченко Е.В., Добров Г.М., Цукерник А.В. Палеозойские структуры Заалтайской Гоби // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 64 - 74.
20. Томуртогов О. Особенности строения и истории развития серпентинитового меланжа хребта Барун-Сайхан // Развитие геосинклиналей Монголии. Улан-Батор. 1984. С. 81 - 102.
21. Томуртогов О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии // Автореф. докт. дисс. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
22. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недр, 1984. 445 с.
23. Филиппова И.Б. Хангайский синклиниорий, основные черты строения и развития // Геотектоника. 1969. № 5. С. 76 - 78.
24. Храмов А.Н. Глобальная палеогеография эпох раннего и среднего палеозоя по результатам палеомагнитных исследований // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л.: Наука, 1981. С. 113 - 132.
25. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.
26. Cordell L., Zorin Yu.A., Keller R. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. N B4. P. 6557 - 6558.

27. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*. 1975. V. 89. N 8. P. 419 - 426.
28. *Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh.* Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1989. V. 168. P. 327-337.
29. *Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere in the Mongolia-Siberian mountainous province // *J. Geodyn.* 1990. V. 11. P. 327 - 342.

Central Siberia-Mongolia Transect

**Yu. A. Zorin, V. G. Belichenko, Ye. Kh. Turutanov, V. M. Kozhevnikov,
S. V. Ruzhentsev, A. B. Dergunov, I. B. Pilippova, O. Tomurtogoo,
N. Arvisbaatar, Ts. Bayasgalan, Ch. Byamba, P. Khosbayar**

Analysis of geologic and geophysical data for the Central Siberia-Mongolia transect running approximately along 100°E shows that the Phanerozoic Asian continent was forming through accretion of terranes, most of which were microcontinents with a Precambrian basement. These terranes are separated by variably wide suture zones. Also interpreted as unique terranes, such zones are in fact deformed and heavily denudated magmatic arcs. The suture zones record formations of magmatic arcs proper, sometimes with complexes of fore-and back-arc basins. The bulk of the oceanic crust was almost entirely subducted in the respective zones. The registered belts of ophiolites as a rule are pertained to the basement of oceanic island arcs. Stages of accretion of the Asian continent have been differentiated in Caledonian, Early Hercynian and Late Hercynian.

УДК 551.243.4(234.852)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО АЛЬПИНОТИПНОГО ШАРЬЯЖА

© 1993 г. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Свердловск

Поступила в редакцию 21.02.92 г.

Формационный анализ среднепалеозойских магматических комплексов на Среднем Урале и геодинамические реконструкции, выполненные на его основе, позволили установить внутреннее строение и механизм формирования поздневизейского альпинотипного шарьяжа, перекрывшего Восточно-Уральский микроконтинент. Образование покровной структуры связывается с коллизией девонской островной дуги и тылового микроконтинента, следствием которой явилось тектоническое расслаивание столкнувшихся литосферных блоков. Офиолиты задугового моря были обдуцированы на осадочный чехол сиалического блока, а в тыловой прогиб орогена последовательно соскальзывали пластины все более древних вулканогенных комплексов палеодуги, перекрывая более молодые. Соскальзывание сопровождалось внутрикоровым расщеплением, сгуживанием пачек осадочного чехла и образованием фронтальных олистостромов. Шарьяж запечатан магматическими внедрениями постколлизионных гранитоидов краевого вулcano-плутонического пояса C_{1-2} и подновлен в процессе позднепалеозойской межконтинентальной коллизии, сопровождавшейся формированием гранитных плутонов и изостатическим всплыванием континентальных блоков.

Межконтинентальные складчатые пояса, одним из которых является Урал, представляют собой сложные коллизионные структуры, включающие фрагменты разновозрастных островных палеодуг, осадочных и вулканогенных комплексов тыловых морей, микроконтинентов и окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов. Можно с уверенностью предполагать, что до завершающей, межконтинентальной коллизии имели место более ранние аналогичные события и, в частности, замыкание задуговых морей, приращение островных палеодуг (на Урале – силурийской и девонской) к микроконтинентам и континентальному краю, формирование надвигов и олистостромов. Вместе с тем конкретные примеры, иллюстрирующие механизм и историю образования крупных коллизионных структур, характер постколлизионного магматизма относятся преимущественно к мезозойско-кайнозойским орогенам [8, 23, 29].

В результате работ последних лет в наиболее сжатой части Урала на широте Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы были выявлены реликты крупного альпинотипного ретрошарьяжа, сложенного офиолитами и островодужными девонскими вулканидами и перекрывшего значительную часть Восточно-Уральского микроконтинента (рис. 1). Фронтальные останцы шарьяжа удалены от сутурной Серовско-Маукской зоны на расстояние, превышающее 100 км [3]. Вместе с девонскими вулканогенными комплексами перемещен целый ряд рудных

объектов: колчеданные Султановское, Касаргинское, Тептяргинское месторождения и самое крупное в этой структуре – Сафьяновское, открытое лишь в 1986 г. Аллохтонное залегание рудоносных вулканогенных комплексов и руд, осложняющее методику их поисков, потребовало специальных геотектонических исследований и геодинамических реконструкций.

Офиолиты и островодужные вулканогенные образования, слагающие тыловые и фронтальные клиппы шарьяжа, обнажены в восточных зонах Среднего Урала – Петрокаменской, Алапаевской, Режевской, Рефтинской и Кунашакской. Они традиционно рассматривались как продукты вторичной эвгеосинклинали, заложившейся на сиалической коре, или щелевидных трогов, которые отделены от главной Тагило-Магнитогорской мегазоны (палеоокеанической области) континентальным поднятием [5, 6, 14, 17]. При подобной трактовке не находили удовлетворительного объяснения такие особенности строения этих зон, как пространственное совмещение крупных блоков земной коры, сложенных исключительно вулканогенными, пирокластическими продуктами и только известняками того же возрастного диапазона ($D_1 - C_1$) [18], а также полная аналогия возрастной последовательности и химизма восточных вулканических формаций с вулканидами главной палеоокеанической области [7]. Последнее обстоятельство не согласуется и с геофизическими данными [1], согласно которым мощности вулканогенных образований не превы-

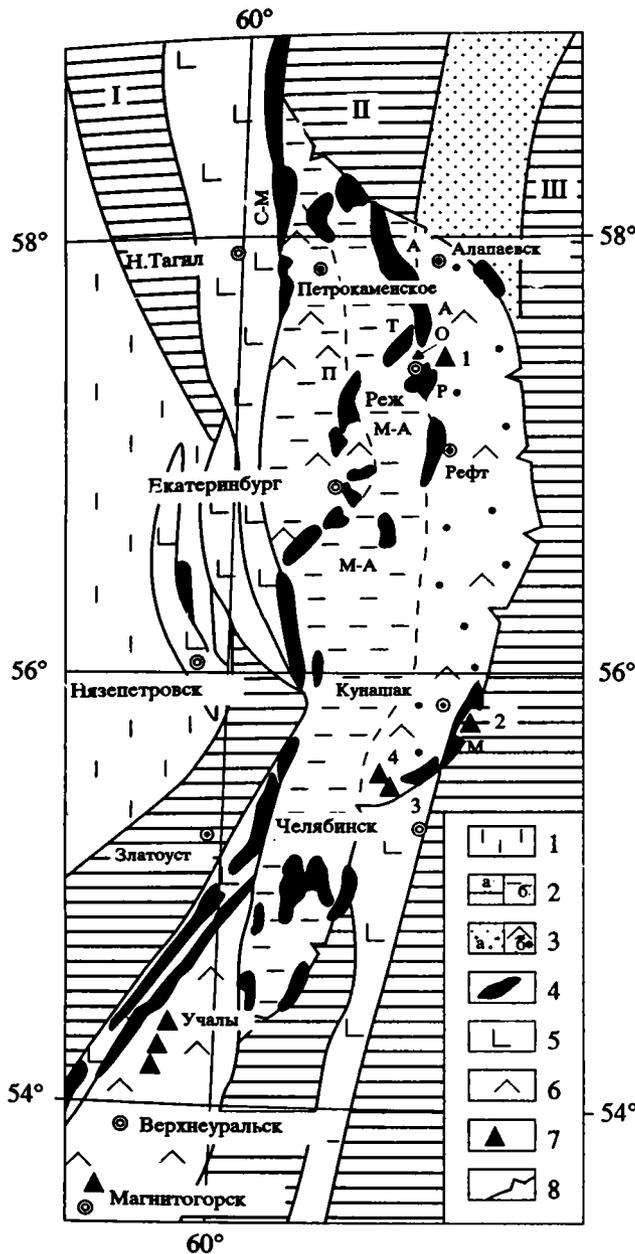


Рис. 1. Палеотектоническая схема Среднего Урала.

1 – комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 2 – Центрально-Уральский (I), Восточно-Уральский (II) и Зауральский (III) микроконтиненты, обнаженные (а) и перекрытые девонскими островодужными комплексами альпийнотипного шарьяжа (б); 3 – осадочный чехол Восточно-Уральского микроконтинента (а), в том числе под останцами шарьяжа (б); 4 – альпийнотипные гипербазитовые массивы (А – Алапаевский, Р – Режевский, М – Муслумовский, П – Первомайский, О – Останинский, Т – Точильногорский); 5, 6 – островодужные комплексы: 5 – силурийские, 6 – девонские; 7 – колчеданные месторождения (1 – Сафьяновское, 2 – Султановское, 3 – Касарганское, 4 – Телтяргинское); 8 – фронт шарьяжа. С-М – Серовско-Маукская сутура; М-А – Мурзинско-Адуйский блок.

шают здесь 2 - 4 км, а полоса наиболее крупных их выходов – “Восточно-Уральский прогиб” – не имеет отражения в глубинном строении земной коры. Гранито-гнейсовый слой под базальтоидными инициальными вулканитами и офиолитами залегает на небольшой глубине (2 км), мощность его достигает 46 - 50 км. Вышеперечисленные противоречия снимаются, если допустить аллохтонное залегание девонских островодужных комплексов на Среднем Урале. На основе этой концепции и новых геологических данных была разработана геодинамическая модель коллизионной структуры, образовавшейся при столкновении девонской островной дуги с западным краем Восточно-Уральского микроконтинента.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНОГО ШАРЬЯЖА

Среднеуральский альпийнотипный шарьяж в современном виде не является компактной, единой структурой, он сильно эродирован. Лучше всего сохранились его тыловые и фронтальные останцы, которые сложены разлинзованными пластинами (дуплексами), представляющими относительно однородные фрагменты островодужной палеоструктуры. Эрозия почти полностью уничтожила центральную часть покрова, лежащую на максимально приподнятом Мурзинско-Адуйском блоке сиалического фундамента, где следами шарьяжа являются изолированные субгоризонтальные пластины альпийнотипных гипербазитов (см. рис. 1). В основу палеорекострукции островной дуги и геодинамической модели последующей коллизионной структуры была положена последовательная развертка структурных единиц шарьяжа в закономерный латеральный ряд фациальных зон для каждой геологической эпохи, начиная с раннего девона.

Все геологические образования в районе Среднеуральского шарьяжа могут быть подразделены на автохтонные комплексы микроконтинента, аллохтонные продукты коллизии (обдущированные фрагменты сложной островодужной системы) и постколлизионные, запечатывающие интрузивные образования.

В основании шарьяжной структуры залегают допалеозойские (рифейские?) кристаллические сланцы Восточно-Уральского микроконтинента (см. рис. 1) и отложения его осадочного чехла. Кристаллические сланцы включают биотитовые, гранат-биотитовые, графит-биотитовые разности с горизонтами кварцитов, амфиболитов и мраморов (мурзинский полиметаморфический комплекс). Субстратом их являются аркозовые и граувакковые обломочные породы, глинистые сланцы с примесью углеродистого биогенного вещества, известняки [6]. По сейсмическим данным,

поверхность допалеозойского континентального блока полого погружается на запад и на восток под углом около 35° [20].

Осадочный чехол микроконтинента сохранился лишь фрагментарно. Он представлен аркозовыми песчаниками и конгломератами, аргиллитами и кремнистыми сланцами ордовикского, ранне- и позднесилурийского возраста [15]. С пражского по визейское время в его составе преобладали известняки [18], а со среднего визе, наряду с карбонатными, появляются отложения угленосной формации. Кремнистый тип разреза сохранился в Кунашакском, Троицком и других районах к северу и к югу от Челябинска, известняковый – на севере в Режевском, Алапаевском районах (першинская, покровская, алапаевская пластыни известняков [11]).

Фаунистически датированный сводный вулканогенный разрез аллохтонных пластин начинается с пражско-эйфельского быньговского комплекса базальт-порфиритовой формации, слагающего значительную часть Петрокаменской зоны [17]. Вулканы его интенсивно кливажированы и представлены мелководными пирокластическими фациями малокалиевых, низкостронциевых и низкоглиноземистых пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезитов-базальтов. Геохимически вулканы идентичны разновозрастным образованиям Ирландского хребта (энсиматическая островная дуга на Южном Урале к западу от Магнитогорска и Учалов). В современной геологической структуре Среднего Урала они лежат, по геофизическим данным, на погружающемся к западу сиалическом блоке Восточно-Уральского микроконтинента [20].

В пражско-раннеэйфельское и в позднеэйфельско-живетское время формировались две офиолитовые ассоциации. Ранняя, синхронная с быньговским базальт-порфиритовым комплексом, образует крупные выходы в Адуйской зоне, в западной части Режевского и в Алапаевском районах, присутствует в Сафьяновском, Касаргинском и Султановском рудных полях. Она включает гипербазиты (альпинотипные Режевский, Алапаевский, Первомайский, Муслумовский и другие массивы, см. рис. 1), офиолитовые высокоглиноземистые габбро, комплексы параллельных диабазовых даек и дифференцированные толеитовые эффузивы островодужного типа. Среди последних, наряду с низкотитанистыми спилитами, содержащими 0.5 - 1.1% TiO_2 , выявлены магнетиальные натриевые базальты и андезиты, близкие к марианит-бонинитовым сериям, а также железистые толеитовые андезиты и локально проявленные кремнекислые накопления в виде лав, аквагенных туфов и кремнистых туффитов с радиоляриями и конодонтами (данные А.В. Коровко, устное сообщение). Геохимичес-

кие характеристики инициальных вулканитов – в первую очередь низкое содержание титана, циркония (30 - 70 г/т), рубидия (0 - 15 г/т), стронция (100 - 250 г/т), TR (30 - 40 г/т) – свидетельствуют о выплавках из деплетированного мантийного источника [25]. С этими эффузивными комплексами связаны практически все известные в Среднеуральском шарьяже проявления колчеданной минерализации, в том числе и Сафьяновское месторождение. По возрасту и химизму они соответствуют натриевой базальт-липаритовой (спилиткератофировой) формации Баймакской зоны Южного Урала, находящейся юго-западнее Магнитогорска, и низам карамалыташского комплекса севера Магнитогорской зоны [10].

Более поздняя офиолитовая ассоциация (позднеэйфельско-живетская [16]) включает альпинотипные гипербазитовые массивы Останинский и Точильногорский, а также диабазы и спилиты глинского комплекса в Режевском районе. В отличие от вышеописанных эффузивов, глиские толеиты по геохимическим характеристикам близки к океаническим, т.е. к продуктам выплавки из недеплетированной мантии. Они содержат 1.5 - 2% TiO_2 , более 100 г/т циркония, суммарное количество редкоземельных элементов составляет 80 - 90 г/т при $\Sigma Ce / \Sigma Y$ меньше единицы. Из южноуральских толеитовых комплексов они наиболее сходны с домбаровским, киёмбаевским и шульдакским комплексами, которые рассматриваются как образования задуговых зон спрединга [22].

Аллохтонное, субгоризонтальное залегание гипербазитовых массивов и спилитов подтверждено данными бурения [9, 18, 25], причем в подошве раннеэйфельских комплексов вскрыты фамен-турнейские граувакки, субщелочные базальты позднего девона или андезит-дацитовые пирокластолиты живетского возраста, т.е. фрагменты комплексов зрелой островной дуги, а позднеэйфельская офиолитовая ассоциация залегает непосредственно на отложениях осадочного чехла микроконтинента – на известняках (C_{1v}), угленосной формации (C_{1v_2}), а также на олистостроме (C_1), реже на кристаллических сланцах Мурзинско-Адуйского блока.

Живетские вулканогенные накопления представлены околожерловыми и моласоидными образованиями андезит-дацитовой формации. Эффузивные фации – известково-щелочные роговообманковые андезиты, мегафириновые кварцевые плагиолипариты и гибридные андезитодациты – являются фрагментами небольших вулканических построек центрального типа. В моласоидных пачках наряду с обломками перечисленных эффузивов присутствует ксеногенный обломочный материал – спилиты, толеитовые дациты, порфириновые базальты, оруденелые апоспилитовые и аподацитовые метасоматиты, изредка –

сульфидные рудокласты. Внутри крупных, слабо разлинзованных пластин (дуплексов) эти отложения перекрывают вулканы спилит-кератофиновой и базальт-порфириновой формаций, сохраняя первичные геологические взаимоотношения. Мелкие тектонические чешуи могут лежать на вулканогенных и осадочных комплексах разного возраста (до визейского включительно). Наиболее крупные пластины живетских вулканитов установлены в долинах рек Реж и Нейва на востоке Режевского и Алапаевского районов, на р. Пышма к западу от г. Сухой Лог, а также в Петрокаменной и Адуйской зонах. Наши данные подтвердили сделанный ранее вывод о фациальной и вещественной идентичности их с одновозрастным улутауским островодужным комплексом Южного Урала [7].

Франские вулканогенные накопления Среднеуральского покрова, как и аналогичные эффузивы Магнитогорской зоны, отделены от живетских прерывистым горизонтом кремнистых туффов и темносерых кремней с конодонтами нижнего франа [16]. Выше лежащие вулканические молассоиды франского возраста содержат кроме обломков порфириновых K-Na базальтов, преобладающих в составе кластического материала, примесь ксеногенных глыб кварц-рогообманковых гибридных андезитодацитов, марианитоподобных базальтов, кремней, известняков с макро- и микрофауной эйфеля, живета и франа, т.е. включают продукты размыва островодужных толеитовых и известково-щелочных эффузивов. Околожерловые фации франских вулканитов представлены агглютинатами и грубообломочными туфами краснокаменно измененных K-Na базальтов и андезитобазальтов, высокоглиноземистых и высокостронциевых, аналогичных колтубанской андезитобазальтовой формации Магнитогорской зоны [7, 25]. Пластины этих вулканитов присутствуют в Режевском и Кунашакском районах.

Фамен-турнейские образования представлены вулканогенным и вулканогенно-осадочным типами разреза. Вулканы, не имеющие широкого распространения, относятся к трахит-базальтовой формации. В Режевском районе они установлены в Сафьяновском рудном поле в виде тектонических линз, залегающих в подошве и кровле колчеданосного раннеэйфельского комплекса. Самые нижние из них лежат в плоскости надвига на осадочных породах континентального чехла (визейские известняки). Сходное залегание можно предполагать для аналогичных пород в окрестностях Касаргинского месторождения к северу от Челябинска. Здесь с субщелочными базальтоидами фамена и их интрузивными комагматами – монцодиоритами, сиенитами – ассоциирует Теченское железо-скарновое месторождение.

Вулканогенно-осадочный тип фамен-турнейского разреза представлен пластинами граувакковых песчано-глинистых отложений, литологически и по возрасту близких к флишоидам зилаирского комплекса Магнитогорской зоны [19]. В основании граувакковых песчаников залегает пачка зеленовато-серых кремней с конодонтами позднего франа [16], а выше в разрезе картируются частые прослои известковистых туффов и известняков с фауной фамена и раннего турне [6]. Вместе с позднеэйфельской офиолитовой ассоциацией флишоиды $D_3 - C_1$ занимают самое нижнее положение в структуре Среднеуральского шарьяжа.

Завершают сводный вулканогенный разрез образования турне-визейского возраста – калиевые подушечные базальты с высокими содержаниями TiO_2 (1.5 - 3%) и стронция (300 - 400 г/т), выходы которых известны вблизи г. Артемовский, и трахилипариты, образующие здесь же обширную пластину (покровский комплекс) с тектоническими окнами девонских известняков и спилитов [12]. Трахилипариты и калиевые афировые базальты являются возрастными и формационными аналогами бимодального березовского комплекса Магнитогорской зоны.

Интрузивные породы, залегающие на площади Среднеуральского шарьяжа, могут быть разделены на три группы. Первую составляют аллохтонные гипабиссальные комагматы вулканитов. Это небольшие (не более 1 - 2 км в поперечнике) штоки и дайки, прорывающие близкие по составу и возрасту вулканы аллохтона. Примером являются массивы рогообманковых диоритовых порфиринов и гранодиорит-порфиринов не красовского комплекса в низовьях р. Рефт и в районе г. Алапаевск (комагматы андезит-дацитовой живетской формации), а также монцодиориты Гостьковского и Надыро-Мостовского массивов, комагматичные трахит-базальтовой формации фамена. Вторую группу составляют автохтонные мезоабиссальные гранодиориты, кварцевые диориты и монцодиориты C_{1-2} (кривчанский, соколовский комплексы в Режевском районе, Верх-Исетский плутон и его сателлиты в Петрокаменной зоне и др.), которые прорывают офиолиты и более поздние девонские островодужные комплексы, находящиеся в аллохтонном залегании. Они внедрялись после тектонического причленения (коллизии) девонской островной дуги к микроконтиненту и после шарьирования островодужных комплексов на осадочный чехол последнего [18]. Эти интрузивы являются частью протяженного вулканоплутонического каменноугольного пояса, следящегося от районов Северного Урала (г. Верхотурье) в южное Зауралье, где сохранились комагматичные им андезитовые эффузивы [26]. Геохимические характеристики (Rb – 20 - 55 г/т, Sr – до 2000 г/т и т.д.) позволяют

сопоставить эти магматиты с образованиями современных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов кордильерского типа. Третью группу составляют водные плутонические граниты Мурзинско-Адуйского комплекса, принадлежащие к позднепалеозойскому гранитному поясу Урала. Они обнажены в пределах одноименного, наиболее приподнятого и глубоко эродированного сиалического блока, среди гнейсов и кристаллических сланцев автохтонного основания шарьяжа. Граниты этой формации малоподвижны, залегают обычно вблизи места своего формирования и не имеют гипабиссальных и вулканических комагматов [24]. Их выплавки фиксируют этап завершающей коллизии противостоящих континентов – Восточно-Европейского и Киргизско-Казахстанского [21].

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДЕВОНСКОЙ ПАЛЕОДУГИ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

В основу реконструкции среднеуральского фрагмента девонской островной дуги положены данные о геологическом строении ее южноуральской части, сохранившей характерные черты первичной эпиконтинентальной структуры. В наименее сжатом ее сечении (широта г. Магнитогорска) реликты пражско-эйфельской цепи вулканических островов (Ирендыкский хребет) с запада и с востока обрамлены островодужными низкотитанистыми толеитами баймакского (D_2ef_1) и карамалыташского ($D_2ef_2 - gv$) комплексов соответственно [10]. Восточнее, в Домбаровской и Западно-Мугоджарской зонах последним сменяются живетскими высокотитанистыми толеитами океанического (окраинноморского) типа [22] с характерным комплексом параллельных даек задуговой спрединговой зоны. И ирендыкские пирокластиты базальт-порфиритовой формации, и подушечные толеитовые лавы перекрыты андезитовыми и плагиолипаритовыми эффузивами и вулканогенной молассой позднеживетского возраста (островодужная формация зеленых туфов). В тыловой (восточной) части Ирендыкской палеодуги расположены реликты вулканических построек центрального типа, сложенные K–Na порфирированными базальтами и андезито-базальтами колтубанского комплекса D_3f , которые перекрыты продуктами размыта островной дуги – зилаирскими флишоидами $D_3 - C_1$ – с линзами субщелочных базальтовых эффузивов. В северном направлении эта структура сужается до тектонического выклинивания на широте Челябинска, а вдоль ее восточного борта, на краю Восточно-Уральского микроконтинента, появляется серия аллохтонных пластин Кулуевская, Сухтелинская, Айдырлинская и др., – имеющих форму “седловидных мульд” и сложенных “магнитогорскими” островодужными комплексами с офиолитами в подошве.

На Среднем Урале аналогичную, но более крупную аллохтонную пластину слагают вулканические Петрокаменской и Адуйской зон, составляющие северное окончание ирендыкского островодужного комплекса и его толеитового обрамления. Как и в Магнитогорской зоне, к западу от этих вулканических образований расположены образования аккреционного клина (амагматичная в девоне островная дуга), сложенные расланцованными “тагильскими” комплексами ордовикско-позднесилурийского возраста (рис. 2). От тылового Восточно-Уральского микроконтинента вулканические цепи и здесь отделялись краевым морем с корой океанического типа. В нем синхронно с базальт-порфиритовым вулканизмом островной дуги в эйфеле происходили излияния толеитовых лав, сначала островодужных низкотитанистых, затем океанических. Наличие их свидетельствует о длительности режима задугового спрединга и позволяет предполагать миграцию очагов магмогенерации в задуговом море с участков деплетированной мантии вблизи энсиматической юной островной дуги на неистощенную, более мощную часть мантийного надсубдукционного клина, т.е. с запада на восток. Это выражается в закономерном возрастании в этом направлении содержания титана, циркония, редких земель в составе магматических выплавов. Ранние толеитовые магмы задугового моря, более обогащенные летучими за счет дегидратации океанической коры, при замедлении и прекращении спрединга имели возможность для кристаллизационной дифференциации с образованием вулканических серий, завершившихся вулканогенно-осадочным колчеданобразованием. Сходная эволюция толеитовых расплавов установлена в современных краевых морях к западу от Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг, где в рифтовых зонах накапливаются сначала бимодальные толеитовые вулканические и сульфидные руды, затем – толеиты океанического типа [28].

Вследствие закономерной миграции известково-щелочного вулканизма островной дуги в сторону тылового моря, т.е. с запада на восток, эйфельские базальт-порфириновые и задуговые толеитовые вулканические в живетское время были перекрыты андезит-дацитовыми пирокластитовыми. Накопление этих пород, сопровождавшееся палингенным кремнекислым и мантийным андезитовидным интрузивным магматизмом, активно наращивало островодужную кору, и последующие фран-фаменские вулканические уже обладали чертами, характерными для образований зрелой островной дуги. Сходные базальт-андезитобазальтовые эффузивы и тесно ассоциирующие с ними субщелочные разности в современных островодужных системах тяготеют к тыловым час-

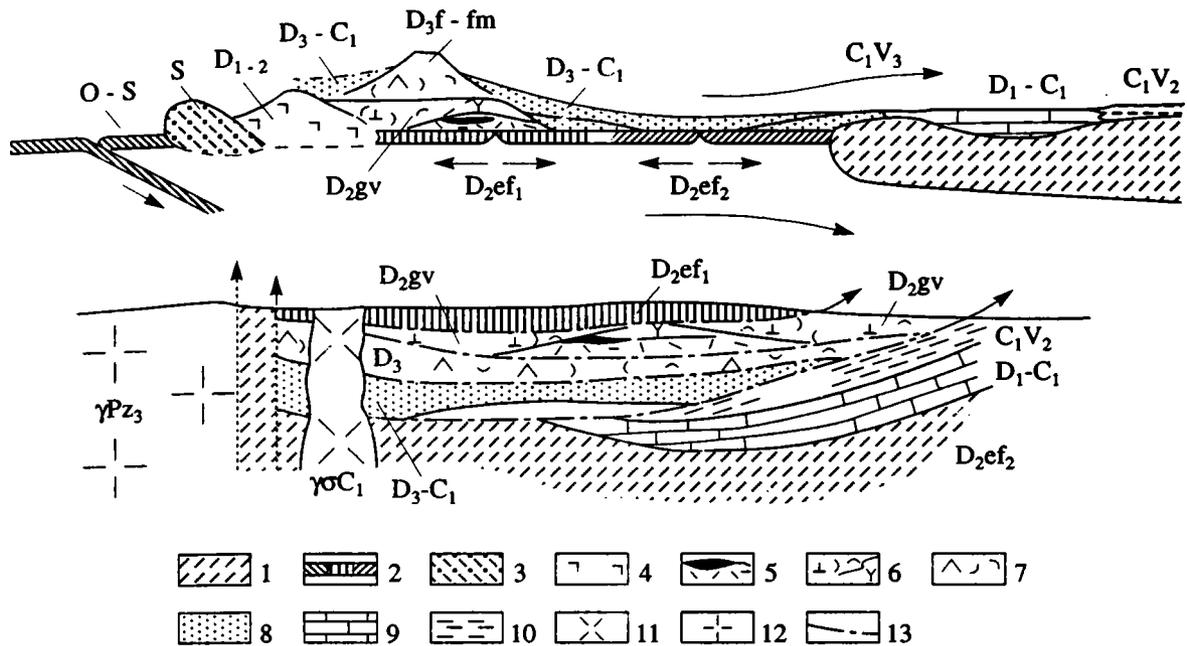


Рис. 2. Реконструкция девонской островной дуги на Среднем Урале и схематизированный разрез альпийского шельфа (внизу).

1 – кора континентального типа (Восточно-Уральский микроконтинент); 2 – кора океанического типа; 3 – расланцованные вулканиты силурийской островной дуги (часть аккреционного клина); 4 – базальт-порфиритовая формация юной островной дуги (в аллохтоне – Петрокаменская зона); 5 – кремнекислые вулканиты островодужной толейтовой формации с колчеданными рудами; 6 – андезит-дацитовая формация (зеленые туфы); 7 – андезитобазальтовая и трахит-базальтовая формации; 8 – флишоидно-граувакковые толщи зрелой островной дуги; 9 – платформенные известняки; 10 – угленосная формация; 11 – гранитоиды постколлизийного вулcano-плутонического пояса; 12 – граниты этапа межконтинентальной коллизии; 13 – границы шарьяжных пластин. Стрелками показано направление движения блоков земной коры при спрединге, субдукции и шарьяровании. Индексы указывают на время формирования комплексов и тектонических движений.

тям барьерных зон и их подводным склонам [2]. Задуговое спрединговое море на этой стадии постепенно закрывается, заполняясь граувакковыми флишоидными осадками $D_3 - C_1$. Поэтому обстановка растяжения в тылу зрелой и практически приреченной к континентальному краю островной дуги реализовывалась не в условиях тонкой океанической коры, как раньше, а в достаточно мощной коре, близкой к континентальной, что обусловило калиевый, трахилипарит-базальтовый состав бимодальных вулканитов визе.

Синхронно с многоэтапным и латерально мигрирующим островодужным вулканизмом на протяжении всего описанного отрезка геологического времени (с конца раннего девона по визейское время) на Восточно-Уральском микроконтиненте и его склоне, обращенном на восток, шло известковистое осадконакопление без примеси вулканомиктового материала, что свидетельствует о достаточной удаленности этой области от активной островной дуги и о наличии естественной преграды для донных течений.

КОЛЛИЗИОННАЯ И ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ ИСТОРИЯ ДЕВОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В результате коллизии структур зрелой островной дуги и тылового микроконтинента в послесредневизейское время, сталкивающиеся разнородные блоки земной коры испытали тангенциальное сжатие, в результате которого образовались пологие плоскости скалывания. Более тяжелые офиолитовые комплексы краевого моря в значительной части были поглощены на западе в сутурной Серовско-Маукской зоне, но частично были обдуцированы на сиалический блок, т.е. на восток, в соответствии с направлением субдукции. Более легкие известково-щелочные вулканиты с ростом орогена могли испытывать только гравитационное оползание во флишевый трог перед его фронтом и в тыловую часть, на осадочный чехол микроконтинента. Скольжение на восток облегчалось не только направлением тангенциального сжатия, но и наличием "смазки" в виде пластичных глинистых и углисто-глинистых пород в предколлизийной угленосной толще C_1V_2 ,

а также в виде серпентинизированных гипербазитов в офиолитах задугового (восточного) бассейна. Известковистый чехол параавтохтона при этом срывался с основания и выдавливался вперед, частично смешиваясь с аллохтонными чешуями.

В строении Среднеуральского шарьяжа, несмотря на кажущуюся хаотичность, просматривается определенная закономерность: в тыловой прогиб растущего орогена (зона столкновения островной дуги и континентального блока) соскальзывали последовательно все более древние комплексы. Как показало бурение в Режевском районе, проводившееся в связи с поисками асбеста и при детальной разведке Сафьяновского колчеданного месторождения, самые нижние пластины шарьяжа, обдущированные первыми, представлены офиолитами позднеэйфельской зоны задугового спрединга (глинский толеитовый комплекс, Останинский гипербазитовый массив и их аналоги). Вышележащие пластины сложены субщелочными базальтоидными вулканитами и граувакками фамена из тыловой части зрелой островной дуги, а самые верхние – меланократовыми комплексами ее основания (см. рис. 2).

В деталях структура отдельных клиппов шарьяжа безусловно сложнее. Например, в верхней надрудной пластине Сафьяновского рудного поля выявлены два уровня серпентинизированных гипербазитов, разделенных тектоническими линзами раннеэйфельских спилитов, фаменских граувакковых песчаников, фаменских и живетских известняков. Нижняя подрудная пластина фаменских вулканогенно-осадочных пород, лежащая на визейских известняках параавтохтона, расщеплена на выклинке линзой углисто-глинистых и кремнистых сланцев среднего визе мощностью до 180 м. Средняя рудовмещающая пластина кремнекислых раннеэйфельских пирокластолитов в целом имеет форму, близкую к плитообразной, но линзы верхних спилитов и гипербазитов местами вдавлены в нее, что привело к заметным пережигам мощности (с 450 до 150 м). По падению рудовмещающая пластина в пределах изученной части клиппа не оконтурена, а по восставанию выклинивается, расщепляя тонкослоистые тефроиды фамена. Морфология выклинка свидетельствует о внутрикоровом шарьировании кремнекислого комплекса.

Гравитационное соскальзывание сопровождалось формированием олистострома. Известково-кремнисто-сланцевые отложения с олистолитами диабазов, габбро, спилитов, радиоляритов, эйфельских и живетских известняков, плагиогранитов широко развиты в восточном обрамлении Мурзинско-Адуйской зоны.

Шарьяж запечатан постколлизийными гранодиоритами и монцодиоритами C_{1-2} , что позволяет

датировать время коллизии девонской островной дуги с микроконтинентом узким временным интервалом – после среднего визе (возраст наиболее молодых комплексов параавтохтона), но до позднего карбона. Поздневизейская шарьяжная структура подновлялась в процессе межконтинентальной позднепалеозойской коллизии, окончательно сформировавшей уральскую складчатую систему. Преобладающее направление шарьирования на этом этапе – западное, в сторону Восточно-Европейской платформы [21], но на широте жесткого Уфимского выступа, где сжатие было максимальным, выжимание палеоокеанических и островодужных комплексов было веерообразным, и происходило как на запад с образованием Нязепетровских аллохтонов (см. рис. 1), так и на восток, на смежный континентальный блок. В результате Среднеуральский покров был подновлен как ретрошарьяжная структура. Очень вероятны также продольные сдвиговые смещения аллохтонных пластин вместе с подстилающими сиалическими блоками в северном и южном направлении от оси максимального тангенциального сжатия, аналогично выявленным для коллизионных орогенов Североамериканских Кордильер, Гималаев и других горных поясов [30].

Возраст двух крупных этапов коллизии запечатлен в веществе серицитолитов (кварц-серицитовые и карбонатно-серицитовые сланцы), трасирующие разломные зоны разных порядков. По данным К-Аг радиологического датирования этих пород в Сафьяновском рудном поле [25], получено две изохроны с возрастными 350 ± 2 млн. лет (позднекаменноугольный этап) и 267 ± 6 млн. лет (позднепалеозойский этап).

Таким образом, формирование коллизионной структуры на Среднем Урале было длительным, и отдельные этапы его завершались проявлениями постколлизийного магматизма. Тектоническое расслаивание литосферы при коллизионных процессах и гравитационное оползание все более древних комплексов по мере роста орогена обусловили обратную стратификацию шарьированных пластин, при которой молодые образования зрелой островной дуги были перекрыты более древними офиолитами и толеитовыми производными ее меланократового основания. В процессе длительного тангенциального сжатия верхние хрупкие ярусы тектонических пластин, сталкиваясь, затормаживались, а более пластичные нижние – нагнетались в сутурную зону, утолщая корни орогена. Снятие тангенциального сжатия с окончанием коллизии обусловило изостатическое всплывание сиалического ядра в основании орогенной структуры и, как следствие, растяжение, грабенообразование в верхнем слое шарьяжей. Так, по-видимому, могли образоваться триасовые грабены на Среднем и Южном Урале.

Аналогичный механизм коллизионного шарьяжеобразования достаточно типичен для внутриконтинентальных складчатых поясов, что нашло отражение в геодинамических моделях Р. Бруна [27], Н. Прайса и М. Одли-Шарля [29], В.Е. Хаина и Л.И. Лобковского [23], подчеркивающих большую роль крупномасштабного горизонтального скалывания при тектоническом (коллизионном) расслаивании островодужной коры. Сходная последовательность геологических процессов установлена при геодинамических реконструкциях зоны Карпатских шарьяжей [8], в мезозоидах северо-востока Азии [13] и для Центрально-Азиатского складчатого пояса [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Н.Г. Особенности глубинного строения восточной области Урала // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 15 - 21.
2. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 318 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.
4. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
5. Золоев К.К., Попов Б.А., Автонеев С.В., Контарь Е.С. Геологическое строение и металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 7 - 15.
6. Коровко А.В., Двоглазов Д.А., Пуртов В.А. Новые данные о металлогенической специализации островодужных магматитов восточного склона Среднего Урала // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. Свердловск: Свердл. горный ин-т, 1987. С. 12 - 20.
7. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
8. Кропоткин П.Н. Шарьяжи Мармарошской зоны Восточных Карпат // Геотектоника. 1991. № 1. С. 59 - 68.
9. Кузовков Г.Н., Федоров Ю.А., Старцев И.Н. Основные особенности строения Останинского ультрабазитового массива // Ежегодник-1982. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 72 - 75.
10. Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
11. Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 22 - 33.
12. Олерский В.П., Александров В.А. Петрология, состав, возраст и генезис Покровского липаритового плато // Палеовулканизм и оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 178 - 181.
13. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
14. Плюснин К.П. Палеотектонические аспекты тектонического районирования Урала // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1980. С. 9 - 17.
15. Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник-1986. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 4 - 7.
16. Пучков В.Н., Коровко А.В., Иванов К.С. О находках девонских конодонтов в вулканогенно-осадочных толщах Режевской зоны // Ежегодник-1989. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 3 - 4.
17. Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 72 с.
18. Смирнов В.Н., Пучков В.Н., Ведерников В.В., Коровко А.В., Двоглазов Д.А. Тектоническая схема восточной части Среднего Урала // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 138 - 139.
19. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 220 с.
20. 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.
21. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
22. Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
23. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20 - 31.
24. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 3 - 31.
25. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 47 - 58.

26. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структурах Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76 - 85.
27. Bruhn R.L. Continental tectonics: selected topics // Rev. geophys. 1987. Vol. 25. N. 6. P. 1293 - 1304.
28. Frayer P., Taylor B., Langmuir C.N. Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima backarc rifts // Earth and Planet Sci. Lett. 1990. Vol. 100. N. 2. P. 161 - 178.
29. Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rupture // Tectonophysics. 1987. Vol. 140. N. 2. P.121 - 129.
30. Vanchez A., Nicolas A. Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy // Tectonophysics. 1991. Vol.185. N. 3/4. P. 183 - 201.

Рецензент: А.С. Перфильев

Geodynamic Reconstruction of the Middle Uralian Alpine Type Nappe

R. G. Yazeva, V. V. Bochkaryov

The formational analysis of the middle Paleozoic magmatic complexes in Middle Urals and the geodynamic reconstructions, made on its basis, enabled us to establish the inner structure and the formation mechanism of the late Visean Alpine type nappe, covering the East Uralian microcontinent. The nappe structural formation is believed to relate to the collision of the Devonian island arc with the back-arc microcontinent, which caused the tectonic layering of the collided lithospheric blocks. The ophiolites of the back-arc sea obducted on the sialic block sedimentary cover, while plates of increasingly ancient paleoarc volcanic complexes successively slid down into the back orogenic deep, overlapping younger complexes. The plate sliding was accompanied by the intracrustal splitting, by piling up of the sedimentary cover units and by the formation of frontal olistostromes. The nappe is sealed with magmatic intrusions of post-collisional granitoids of the marginal volcanic igneous belt C_{1,2} and it was renewed in the process of late Paleozoic intercontinental collision, which went parallel to the formation of granite plutons and to isostatic rising to surface of continental blocks.

УДК 551.248.1+551.251(47-13)

РИФЕЙСКИЙ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ ПОЯС ЮГО-ЗАПАДНОЙ И ЮЖНОЙ ОКРАИН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

© 1993 г. О. С. Ступка

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН Украины, г. Львов

Поступила в редакцию 28.05.91 г.

С новых теоретических позиций решается вопрос о тектонической природе комплекса зеленых сланцев добруджинского типа, которые прослеживаются почти на 2000 км вдоль юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы. Показано, что слагающие комплекс породы относятся к миогеосинклинальным образованиям и документируют зону, представляющую собой палеоаналог современных пассивных окраин. Комплекс слагает узкую валообразную структуру покровного типа. Это зона тектонического сгущивания пород батиклинали, сформировавшаяся на дорифейском фундаменте, который представлял единое целое с основанием Восточно-Европейской платформы.

Вдоль юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы широко развита мощная (от 5 до 7 - 8 км) толща пород, смятая в складки, которую обычно называют "зелеными сланцами". Мнения о тектонической природе зоны распространения последних разноречивы. Н.П. Семененко поместил зеленые сланцы в Галицийскую складчатую систему докембрия V (1200 - 500 млн. лет), а В.С. Журавлев отнес их к Англо-Галицийской рифейской полосе. При этом оба исследователя оставили открытым вопрос о западной границе галицид. После выхода в 1969 г. обобщающей работы М.В. Муратова о строении складчатого основания Средиземноморского пояса зону распространения зеленых сланцев стали рассматривать как реликт той материковой коры байкальского возраста, которая якобы образовалась в конце докембрия или начале кембрия на всем пространстве между Восточно-Европейским и Африканским континентами и подвергалась деструкции и переработке в последующие тектонические эпохи. Это представление стало настолько привычным, традиционным, что, по существу, не подвергалось критическому рассмотрению и до настоящего времени, переходя из работы в работу, воспринимается как некая неоспоримая истина. Но уже появились данные, которые входят в противоречие с подобным представлением. Назрела необходимость осмыслить новые и давно известные факты в свете новых научных концепций.

Площадь выходов зеленых сланцев на дневную поверхность невелика и ограничена зоной Центральной Добруджи и районом Орловки (севернее р. Дунай). В Добрудже эта довольно монотонная терригенная толща флишоидного характера расчленяется [26] на четыре серии: инфра-

раувакковую (хлоритовые и хлорит-серицитовые филлиты с прослойками кварцита и пропластками метаграувакк), нижних граувакк (ритмичное чередование граувакк и пелитовых пород) и верхних граувакк, породы которой слагают большую часть Центральной Добруджи. Они представлены чередованием граувакк и слабо метаморфизованных сланцев зеленого и фиолетового цвета. В пачках граувакк известны прослои, часто линзовидные, аркозовых микроконгломератов. Хорошо выражены микро- и макроритмы, видны механоглифы, косая слоистость и знаки ряби. Завершает разрез четвертая серия, супраграувакк, сложенная пелитовыми отложениями зеленого или сиреневого цвета с тонкими прослоями известковистых песчаников. В разрезе встречаются частицы основного вулканического пепла, который местами образует маломощные слои, состоящие исключительно из туффоцитов с основным пирокластическим материалом.

Обнажение в окрестностях с. Орловки достигает высоты 25 м и имеет местное название "Каменная горка". Слагающие его породы представлены пестроцветными (от бледно-зеленой до кирпичевой окраски) кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Они сильно дислоцированы, разлинзованы и гофрированы, характерен кливаж. Породы прорваны дайками керсантитов и порфиринов, жилами кварца, а в верхней части обнажения - жилой диабазом мощностью до 1 м. Падение пород западное, под углом 25° - 30°, тогда как общая структура участка представляется [18] как фрагмент моноклинали, падающей на юго-юго-восток под углом 30° - 35°. Мощность толщи около 1000 м.

Севернее Добруджинского выступа зона разветвления зеленосланцевого комплекса, по данным

бурения и геофизики, прослеживается вдоль р. Дунай почти до г. Исакча, а также охватывает значительную часть площади, представляющую Румынскую равнину. Далее эти образования протягиваются от р. Дунай до г. Галац и далее в направлении района Фрумушица - Текуч, где в междуречье низовьев рек Серет и Прут вскрываются под эпиконтинентальными отложениями среднего - позднего миоцена и раннего плиоцена, мощность которых в пределах Молдавии составляет 300 - 600 м, а на территории Румынии увеличивается до 2000 - 3000 м. Так, в нижнем Припрутье в районе г. Рени (скв. 97), с. Слободзея Маре (скв. 73), Валены (скв. 1-р, 2-р) и Фрумушица, т.е. в пределах Нижнепрутского выступа, встречены темно-серые тонкорассланцованные кварц-биотит-мусковитовые и зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, которые залегают в виде крутопадающих пластов с почти вертикальной сланцеватостью. Петрографический состав вендских образований Западного Причерноморья указывает на то, что значительная масса терригенного материала поступала в бассейн со стороны Добруджи в результате интенсивного размыва формации зеленых сланцев [15]. Следовательно, в начале венда породы комплекса были уже смяты и метаморфизованы.

Далее зеленые сланцы по простиранию уходят под покровы Предкарпатского прогиба и Карпат, и их продолжение вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы прослеживается вплоть до юго-восточной Польши.

На территории Украинского Предкарпатья зеленые сланцы вскрыты более чем 20 скважинами в районе Ходнович, Мостиск, Шегини, Пынян и др. Во всех пунктах они представлены вишневыми, красными и зеленовато-серыми филлитами и хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями зеленовато-серых очень крепких кварцитов, кварцитовидных песчаников и кремнистых аргиллитов. Породы дислоцированы (углы падения слоев $70^\circ - 90^\circ$) и вскрываются непосредственно под тортоном на глубинах от 2000 до 4000 м.

В юго-восточной части Польши, между Свентокшискими горами и Карпатами, от г. Перемышль на востоке до городов Краков, Заверце и Люблинец на западе, на глубинах от 200 - 300 до 3000 - 4000 м вскрыты дислоцированные серицитовые, серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-эпидотовые и хлорит-альбит-мусковитовые сланцы с прослоями кварцевых песчаников и примесью туфогенного материала, которые В. Пожарыски и Г. Томчик объединяют в жешувские слои, а К. Лыдка и Л.И. Филатова [13] – в петровицкую свиту. Над ними полого залегают либо платформенные отложения раннего палеозоя, либо миоцена, либо, как это имеет место в Силезско-Краковской впадине (скв. Гочалковице-10), красноватые венда. Образованную сланцами структуру польские геологи называют антиклинорием Ниж-

него Сана или ассинтским Малопольским массивом, а В.В. Глушко – Лежайским массивом.

Сравнивая зеленые сланцы предгорий Карпат с таковыми Добруджи, Е. Гловацкий и П. Карнковский [27] указывают на их полную аналогию и, вслед за Р. Зубером, приходят к выводу, что те и другие представляют собой части единой складчатой зоны, которая под покровом миоцена и карпатского флиша протягивается от юго-восточной Польши до Добруджи. Предположение о наличии подобной гряды под названием Лежайско-Добруджинской принимается в настоящее время многими исследователями. Породы, слагающие эту гряду, ныне входят в состав экзотических конгломератов мел-палеогенового флиша Восточных Карпат и раннемиоценовых моласс Предкарпатского прогиба [7, 20]. В Румынии – это конгломераты Плешу, Пьетричка и Бребу, а в украинской части Предкарпатья – слободские и трускавецкие.

Восточнее Добруджинского выступа зона развития зеленых сланцев прослеживается, по данным бурения и геофизики, через северо-западный сектор Черного моря, Равнинный Крым и Предкавказье. Известны также гальки и валуны зеленых сланцев в раннемеловых конгломератах районов Белогорска и Старого Крыма, в среднеюрских конгломератах битакской свиты и позднеюрских конгломератах Демерджи и Чатырдага. Скважинами зеленые сланцы вскрыты под нижнемеловыми отложениями в относительно немногих пунктах. Близ г. Зуя (скв. 13, 25, 29) они залегают на сравнительно небольшой глубине (215 - 370 м) и представлены серицитовыми хлорит-кварц-карбонатными, хлорит-эпидот-карбонатными, тальковыми и тальк-кварц-хлоритовыми сланцами с прослоями черных кварц-карбонатных сланцев. Северо-восточнее в районе Нижнегорска скв. 6-р на глубине 2745 м вошла в зеленые сланцы, которые образовались при динамотермальном метаморфизме глинисто-карбонатных, карбонатных и вулканогенно-осадочных пород [17]. Серицит-альбитовые, слюдисто-хлоритовые и другие сланцы осадочного происхождения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, были подсечены скважиной Усть-Салгирская-1 на глубине 2823 м. Все породы интенсивно дислоцированы: углы падения слоев варьируют от 15° в районе г. Зуя до $45^\circ - 80^\circ$ в двух других пунктах.

Подобные образования вскрыты в северо-западной части Равнинного Крыма скважинами Елизаветинская-2 (1769 - 1859 м) и Борисовская-1 (4970 - 4990 м), где основные разности пород представлены карбонатно-кварц-слюдистыми, серицит-кварц-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми и кварц-мусковит-серицитовыми сланцами с прослоями известняков [2]. По составу и степени метаморфизма к описанным сланцам близки катаклазированные породы, вскрытые под меловыми

отложениями в скв. № 2 (3676 - 3820 м) и № 4 (3804 - 4102 м) в северо-западной части Черного моря на поднятии Голицына.

Наличие метаморфических пород в грубообломочном флишоидного типа материале позднего силура - раннего девона о-ва Змеиный свидетельствует о существовании в это время к востоку от Добруджи суши. Судя по вещественному составу пород, в геологическом строении суши принимали участие и образования зеленосланцевой фации, подобные тем, которые известны в Добрудже [23].

Многочисленные обломки сланцев отмечены также в нижнемеловых песчаниках района сел Крыловки, Новофедоровки и городов Саки и Евпатория (Равнинный Крым), что указывает на наличие еще одной зоны бывшего развития зеленых сланцев южнее Тарханкутского полуострова (Каламитское поднятие).

Среди пород, слагающих гальки готерив-барремских конгломератов и белогорские глыбы, описаны тальковые, хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-альбитовые, серицит-кварцевые и серицит-эпидотовые сланцы. Гальки метаморфических пород играют значительную роль (20% от объема галечного материала) и среди юрских конгломератов. По составу среди них выделяются кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы [8]. В толще конгломератов, кроме галек сланцев, присутствуют гранитоиды, обломки которых представлены хорошо окатанными гальками и валунами. Конгломераты с относительно повышенным их содержанием приурочены к району горы Демерджи, горы Туклук-Сырт (восточнее Судака) и мыса Меганом. Среди гранитоидов выделяются две разновидности: 1) розовые аплитовидные и аплит-пегматоидные катаклазированные и 2) средне- и крупнозернистые розовые биотитовые некатаклазированные [26], калий-аргоновые датировки которых (956, 960, 975 и 1100 млн. лет) могут рассматриваться двояко: либо как соответствующие времени образования гранитов, либо же – проявлению наложенных процессов. Однако как бы ни решался вопрос, эти значения и в том, и другом случае отвечают гренвиллско-дальсландским событиям, но не раннебайкальским, как это еще традиционно считается. Добавлю к этому, что аплит-пегматоидные граниты характеризуются высоким содержанием калия. Между тем присутствие в рассматриваемом регионе нормальных гранитов байкальского возраста не подтверждается какими-либо убедительными данными.

Кварц-мусковитовые, кварц-серицитовые, кварц-мусковит-хлоритовые сланцы вскрыты на ряде площадей Западного и Центрального Предкавказья, где полоса их распространения прослеживается в юго-восточном направлении от Тихо-

река через Кропоткин, Невинномысск вплоть до г. Кисловодска [6, 10]. В скв. Южно-Леушковская-2 под переметой пермской 15-метровой пачкой пестроцветной гравийной конгломератобрекчии в интервале 3350 - 3775 м вскрыта тектоническая брекчия, состоящая из альбит-мусковитовых сланцев, а ниже и до забоя (3801 м) – те же сланцы, но без следов катаклаза [5].

Метаморфизм пород в пределах всей зоны распространения зеленых сланцев региональный, но очень слабый и не превышает начальных ступеней зелено-сланцевой фации. В. Мутыхак и Л. Ионеси [28] даже считают, что формация зеленых сланцев Центральной Добруджи не идентична фации зеленых сланцев метаморфических серий. В некоторых зонах, прилегающих к Большому Кавказу, сланцы имеют минеральные ассоциации, отвечающие среднетемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации. Первоначально исходные образования (пелитовые, карбонатные и редко вулканогенные породы основного состава) были изменены до фации зеленых сланцев, а затем дополнительно претерпели воздействие позднепалеозойских гранитоидов [11].

Породы зеленосланцевого комплекса всюду интенсивно дислоцированы, собраны в сильно сжатые складки (углы падения слоев изменяются от 60° до 90°), рассланцованы, кливажированы в разных направлениях, разбиты трещинами, которые залечены карбонат-кварцевой минерализацией, с множеством зеркал скольжения и следами милонитизации. Местами породы сильно раздроблены и раздавлены с образованием тектонической брекчии. Одновременно намечается еще одна характерная особенность комплекса, а именно – практически полное отсутствие магматических образований, если не считать маломощных прослоев туффитов с основным пирокластическим материалом. Характерно отсутствие магматических образований и продуктов региональной гранитизации – и более ранней – плагиогранитизации, и более поздней – калиевой микроклинитизации.

В настоящее время нет оснований для определения возраста зеленых сланцев более точно, чем средний - поздний рифей. Они не вскрыты скважинами на полную мощность. Их нижний возрастной предел, как и взаимоотношение с дорифейскими образованиями, недостаточно ясны. Споро-пыльцевые находки и радиометрические измерения дают основание рассматривать породы комплекса в качестве миогеосинклинального аналога эпиконтинентальных образований полесской серии (средний рифей), которая, как известно, залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на гетерогенном дорифейском фундаменте. Что касается верхней границы комплекса, то она носит ярко выраженный несогласный характер. В разных местах на его размытой по-

верхности залегают отложения венда-кембрия, раннего палеозоя или миоцена.

В современной структуре зеленосланцевый комплекс образует систему валообразных поднятий, дающих в совокупности субширотную складчатую зону. Хорошо выраженная связь аномалий силы тяжести с общей геологической структурой региона позволяет наметить контуры этой зоны. Так, к востоку от Нижнепрутского выступа вплоть до меридиана Бакальской косы фиксируется полоса региональных положительных гравитационных аномалий, ограничивающая с юга гравитационную депрессию причерноморских минимумов. Далее к востоку ее непосредственным продолжением является Азово-Майкопская полоса положительных аномалий, которая прослеживается через восточную часть Равнинного Крыма, Азовское море и Предкавказье на расстоянии около 600 км [9]. Еще восточнее, в фундаменте Терско-Каспийского краевого прогиба, данная зона может быть намечена по характеру трансформированного магнитного поля [12]. Северное ограничение зоны на всем протяжении выражено взбросо-надвигами в направлении древней платформы. Структура обладает ярко выраженной линейностью при ориентировке оси параллельно краю Восточно-Европейской платформы и асимметричным профилем в поперечном разрезе. На профилях ГСЗ раздел Мохо под зоной образует прогиб, аналогичный "корням гор", причем увеличение толщины коры происходит только за счет утолщения "гранитного" слоя, в результате чего между поверхностью последнего и разделом Мохо наблюдается обратное соотношение, тогда как в прилегающих с севера и юга участках фиксируется согласное залегание всех границ и разделов. Все это указывает на определяющую роль в формировании валообразного поднятия односторонне направленного тангенциального сжатия.

Западное окончание валообразного поднятия под острым углом примыкает к Добрудже, которая является составной частью Лежайско-Добруджинской гряды. Последняя обнаруживает поразительные черты сходства с валообразным поднятием: 1) гряда также приурочена к краевой части Восточно-Европейской платформы и протягивается немногим более чем на 900 км в северо-западном направлении в виде узкой полосы шириной от 40 до 50 км, за исключением района Покутско-Буковинских Карпат [3], где ее ширина не превышает 25 - 30 км; 2) гряда гравиметрически выражена как хорошо очерченная зона относительного максимума; 3) на сейсмических разрезах под грядой установлено значительное утолщение земной коры за счет "гранитного" слоя, мощность которого увеличена почти вдвое; 4) в формационном отношении гряда сложена теми же средние (?) - верхнерифейскими породами комплекса зеленых сланцев; 5) породы дислоцирова-

ны, с углами падения слоев до 90°, раздроблены, разбиты трещинами и интенсивным кливажем, милонитизированы. Граница северо-восточного ограничения распространения зеленых сланцев трассируется по Краковецкому надвигу и далее в юго-восточном направлении через г. Роман до г. Аджуд. Затем граница резко поворачивает к востоку, где совмещается с одним из крупных субширотных разломов – Тротуш, который проходит [28] по северной периферии погребенного складчатого комплекса Добруджи.

Из сравнения структуры Лежайско-Добруджинской гряды с геологическим строением валообразного поднятия достаточно определенно следует, что между ними наблюдаются не только черты сходства, но и тождества. А это едва ли случайно. Такая аналогия убеждает в том, что эти две области принадлежали к генетически единой структурно-тектонической зоне.

В самом деле, по своим формационным особенностям зеленосланцевый комплекс очень однообразен и выдержан на значительном расстоянии. Эта мощная амагматичная толща характеризуется отчетливо выраженным ритмичным чередованием песчаников с глинистыми прослоями. Хорошо просматриваются крупные, средние и мелкие ритмы, слоистость с постепенным уменьшением вверх по разрезу размеров зерен; видны косая слоистость и знаки ряби. Такое внутреннее строение разреза с четко выраженной градиционной текстурой представляет собой характерную черту турбидитного осадконакопления и отвечает обстановке внутреннего шельфа и континентального склона. Подобного типа образования в терминах геосинклинальной системы понятий относятся к категории миогеосинклинальных, т.е. документируют зону, представляющую собой палеоаналог современных пассивных окраин. Толща формировалась на дорифейской континентальной коре, которая составляла продолжение коры Восточно-Европейской платформы. Прослеживаясь почти на 2000 км, зеленосланцевый комплекс хорошо подчеркивает обширность материковой окраины древнего Восточно-Европейского континента, а формационные особенности комплекса, его однообразие и выдержанность на значительное расстояние – простоту структуры области седиментации. Наличие такой протяженной шельфовой области подтверждает существование сопряженного с ней обширного океанического бассейна, в данном случае бассейна Прототетис.

Выбранный автором подход к проблеме тектонической природы этого бассейна исходит из предположения о том, что к рубежу 1600 млн. лет весь сиалический материал был сконцентрирован в едином суперконтиненте – Пангее. При этом обращает на себя внимание то, что в пределах суперконтинента (будь то в реконструкции Дж. Пайпера [29] или Р. Дитца и Дж. Холдена) Восточно-Европейский массив, по-первых, был причленен

не к Африканскому, а к Северо-Американскому кратону, что подтверждают геологические, геофизические и палеомагнитные данные, и, вторых, занимал его краевую область, а та часть массива, которая ныне выделяется как южная окраина, граничила с океаническим бассейном [19]. Последний был частью Палео-Тихого океана и служил той зоной, которая разграничивала полярно расположенные одна относительно другой крупнейшие, со свойственной им неодинаковой тектонической активностью в течение очень большого интервала времени, тектонические категории – структуры Северного и Южного ряда [25]. Это особое положение в структуре земной коры косвенно указывает на океанический характер бассейна Прототетис.

Слагающие зеленосланцевый комплекс породы относятся, как было отмечено, к миогеосинклинальным образованиям, которые теперь рассматриваются как комплексы последующих этапов развития дорифейской континентальной коры. Из этого следует, что зону распространения зеленых сланцев нельзя принимать за область становления новой позднекембрийской сиалической оболочки. Нельзя и по той причине, что такая трактовка, в свете концепции стадийного формирования континентальной коры, помимо возраста складчатых деформаций и метаморфизма, которые только и свойственны зеленосланцевому комплексу, включает еще и возраст магматизма, гранитизации, гранитоидного интрузивного магматизма и др., т.е. такие проявления эндогенных процессов, которые являются определяющими в континентальном корообразовании, но продукты которых в составе данного комплекса не известны. Так, обращает на себя внимание отсутствие среди обломочного материала в экзотических конгломератах Предкарпатья плагиогнейсов, пород плагиогранитного или габбро-диорит-гранодиоритового состава, микроклиновых гнейсов или калиевых гранитов, которые можно было бы классифицировать как элементы разреза зеленосланцевого комплекса. Правда, в мелкогалечных конгломератах, известных в толще зеленых сланцев Добруджи, встречаются гальки гранитоидов, но они, по мнению И. Атанасиу, принадлежат к гранитам ныне погребенного дорифейского фундамента.

Становление зеленосланцевого комплекса как структурно-вещественной единицы не было связано с процессами гранитизации и метаморфической переработки пород эвгеосинклинального ряда, а обязано надвиганию на край Восточно-Европейского континента его батальных осадков. Естественно возникает вопрос о геодинамическом механизме этого явления. Однако каких-либо прямых геологических данных, которые давали бы определенный ответ на этот вопрос, еще нет. Проще всего предположить, что произошло столкновение края Восточно-Европейско-

го континента то ли с островной дугой, то ли с микроконтинентом. Но поскольку явных следов, указывающих на существование такой островной дуги или микроконтинента, не выявлено, то подобное решение вопроса представляется проблематичным. Ведь нельзя объяснить конкретное явление допущением, которое само требует доказательств. Кроме того, решение данного вопроса упирается еще и в такую сложную и нерешенную проблему, как ширина океана Прототетис. Вместе с тем несомненно, что процесс тектонического скупивания пород батиклинали был частью общего процесса тектонического развития Средиземноморского пояса. В этой связи хотелось бы обратить внимание на важнейшую особенность тектонического развития пояса в позднем рифее, которая, на мой взгляд, могла иметь отношение к геодинамическому механизму этого явления. Особенность заключается в том, что происходило смещение эндогенной активности с юга на север [21, 24], а горизонтальные движения начали приобретать однонаправленный характер. Как подметили В.Е. Хаин, А.Л. Книппер и А.А. Белов, такая динамика тектонических движений стала основной тенденцией развития пояса в фанерозое.

Процесс предвендского тектонического скупивания не сопровождался ни ремобилизацией и анатексисом древних комплексов, ни гранитообразованием и вещественным преобразованием пород за счет гранитизации (тем более микроклинизации), а завершился всего лишь складчатостью и региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Нет следов присутствия наземных вулканических накоплений известково-щелочного состава. Таким образом, породы байкальского возраста, которые отвечали бы комплексам-показателям зарождения нового гранитно-метаморфического слоя и отражали бы стадию развития континентальной коры, на данной территории отсутствуют. Отсутствие моласс подчеркивает еще одну существенную особенность байкальского этапа в данном регионе – резко редуцированность орогенеза.

Имеющиеся в настоящее время немногочисленные и разрозненные данные дают основание предполагать, что зеленосланцевый комплекс подвергался деформациям и в последующие этапы развития региона. Один из таких этапов можно приурочить к позднему палеозою. Именно тогда к южному краю Евразии присоединилась Гондвана, произошли наиболее сильные сжатие и скупивание пород на пространстве Палеотетиса и завершилась одна из глобальных эпох образования новых массивов континентальной коры в Северной Евразии [16, 22]. Тектонические движения были столь интенсивными, что затрагивали различные уровни в коре и мантии и при общем смещении масс с юга на север приводили к срывам верхних горизонтов коры [1]. Следующий этап деформаций можно связать со второй половиной

мезозойской эры. Это видно, например, в Добрудже, где зеленые сланцы ее Центральной зоны надвинуты по разлому Печиняга-Камена на палеозойские отложения и верхнеюрские известняки Кыржелари-Доробанцу покрова Мэчин и на триасовые образования зоны Тулча [28]. И, наконец, еще один этап. В конце раннего - среднем миоцене отмечается последняя фаза общего сжатия всей Карпато-Балканской системы. Трудно допустить, чтобы это глобальное явление, получившее резкое выражение в верхних частях литосферы в виде протяженных складчато-шарьяжных деформаций, не затронуло зеленосланцевый комплекс Лежайско-Добруджинской гряды. Именно с этим периодом связывается появление в молассах Предкарпатского прогиба мощных (1500 м) толщ конгломератов, в которых основную массу (до 80%)

обломочного материала составляют зеленые сланцы.

В заключение хотелось бы обратить внимание на следующий момент. Образования позднего протерозоя известны в строении почти всех складчатых зон, обрамляющих с юга и юго-запада Восточно-Европейскую платформу. В местах выхода на поверхность они слагают разновеликие и структурно разобщенные блоки и массивы, которые в большинстве своем входят в состав сложных покровных сооружений; образуют отдельные покровные пластины и системы шарьяжных пластин, часто очень сложных в деталях строения; известны в виде узких протяженных зон чешуйчатого строения. В ряде районов они вскрываются скважинами под чехлом более молодых отложений, где также с большой степенью вероятности

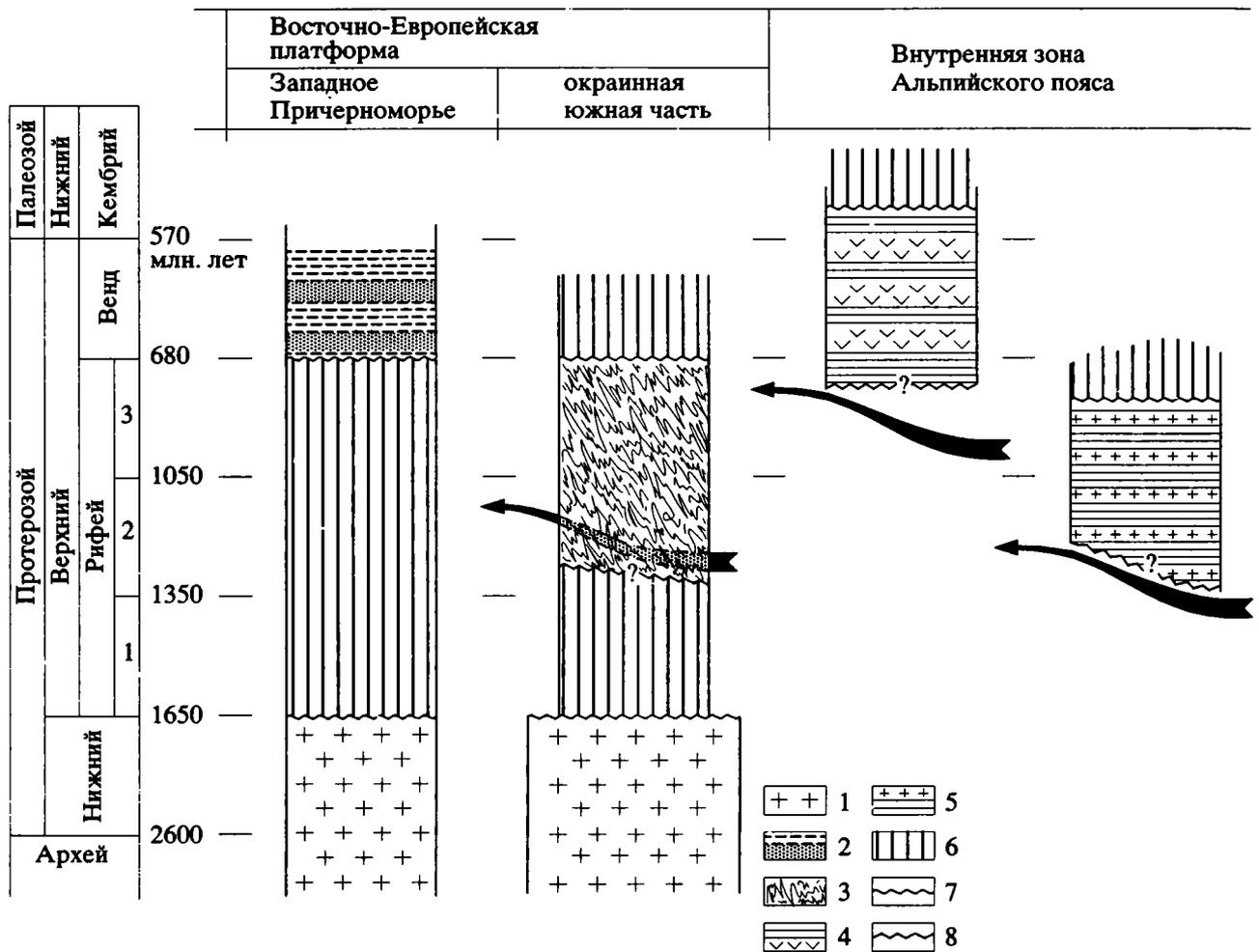


Рис. 1. Схема корреляции позднедокембрийских структурно-вещественных комплексов складчатых зон, обрамляющих с юга и юго-запада Восточно-Европейскую платформу.

1 – дорифейский фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 - 5 – структурно-вещественные комплексы: 2 – песчано-глинистая толща венда (основание платформенного чехла Восточно-Европейской платформы), 3 – зеленосланцевый, 4 – зеленокаменно-сланцевый (включает слабо метаморфизованные, не выше зеленосланцевой фации, серии; разрез насыщен мощными толщами вулканитов), 5 – гнейсово-сланцевый (преобладают разнообразные гнейсы и слюдяные сланцы, с которыми ассоциируют диориты, гранодиориты и плаггиограниты); 6 – отсутствие отложений; 7, 8 – несогласия: 7 – стратиграфическое, 8 – тектоническое. Стрелками показано только перемещение аллохтонов.

можно предполагать присутствие покровно-складчатых структур. С одной стороны, установлено их большое разнообразие, с другой – выделены черты сходства, позволившие эти образования сгруппировать [20, 21] в четыре структурно-вещественных комплекса: гнейсово-сланцевый, зеленокаменно-сланцевый, зеленосланцевый и песчано-глинистый (рис. 1). Слагающие их породы столь резко различны по своим структурным особенностям, стратиграфическому положению, формационным рядам и степени метаморфизма, что их объединение в единый байкальский комплекс представляется неправомерным. Они принадлежат к разным тектоническим и временным единицам. Первые два комплекса с их ранне-мезозойскими образованиями в южноальпийских фациях, а гнейсово-сланцевый, к тому же, с палеозойскими отложениями, имеющими в отдельных случаях гондванские черты, представляют собой образования разных и разновозрастных структурно-формационных палеозон. Они сформировались в геодинамических обстановках, которые определялись добайкальским развитием южной части Средиземноморского пояса. Таким образом, они первоначально располагались вдали от своего современного положения и латерально один относительно другого, но в настоящее время тектонически совмещены и являются частью сложнодислоцированной покровной структуры внутренней зоны Альпийского пояса. К отдельно комплексу принадлежат неизмененные песчано-глинистые отложения венда, слагающие нижнюю часть платформенного чехла в юго-западном секторе Восточно-Европейской платформы. И лишь зеленосланцевый комплекс является вещественным и структурным выражением геологической эволюции рассматриваемого региона в байкальскую эпоху.

Итак: 1) в позднем докембрии на южной и юго-западной окраинах Восточно-Европейского континента не было создано сколько-нибудь заметных количеств новой сиалической коры; 2) протяженная и узкая валлообразная структура, сложенная зеленосланцевым комплексом, – не остаток гипотетического “обширного складчатого пояса байкалид, который образовался на всем пространстве между Восточно-Европейским и Африканским континентами” [14, с. 67], и вовсе не “область раннебайкальского припая к древней платформе” [4, с. 32], которая якобы нарастила последнюю, а зона тектонического скупивания пород батиклинали, сформировавшаяся на дорифейском фундаменте, который составлял единое целое с основанием Восточно-Европейской платформы.

Результаты проведенного исследования выходят за рамки регионального значения и отражают установленную еще Н.А. Штрейсом [25] закономерность планетарного характера, сущность которой заключается в том, что байкальская складчатость интенсивно проявилась в южном, гон-

дванском, ряду, а в северном полушарии почти не выражена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А.А. Палеозой Кавказа и проблема Палеотетиса // Геотектоника. 1986. № 3. С. 81 - 90.
2. Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Менкес И.А. Новые данные о геологическом строении Бакальской полосы (Крым) // Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 56. Киев: Наук. думка, 1981. С. 90 - 96.
3. Буров В.С., Глушко В.В., Досин Г.Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат // Геотектоника. 1980. № 5. С. 51 - 58.
4. Вишняков И.Б., Глушко В.В., Поляновская Г.М., Софьяров Э.И. и др. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и Техника, 1981. С. 22 - 35.
5. Воскресенский И.А., Корнев Г.П., Любофеев В.Н. Новые данные о строении фундамента Скифской плиты в пределах Западного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 4. С. 903 - 904.
6. Геологические формации Западного Предкавказья / Алексин А.Г., Шарданов А.Н., Юдин Г.Т. и др. М.: Наука, 1973. 156 с.
7. Геология СССР. Т. XLVIII. Карпаты. М.: Недра, 1966. 540 с.
8. Геология СССР. Т. VIII. Крым. М.: Недра, 1969. 576 с.
9. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 360 с.
10. Лебедев Г.И. Фундамент Северного Кавказа. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1980. 126 с.
11. Лебедев Г.И., Богданов К.И., Снежко В.А. Новые данные о фундаменте Центрального Предкавказья // Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра, высшей школы. Естественные науки. 1980. № 3. С. 57 - 60.
12. Летавин А.И. Принципы тектонического районирования и структура фундамента молодой платформы юга СССР // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972. С. 20 - 28.
13. Лыдка К., Филатова Л.И. Обзор стратиграфии и некоторые закономерности строения докембрия юго-восточной части Польши // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. № 4. С. 53 - 66.
14. Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плехотный Л.Г., Черняк Н.И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. 1968. № 4. С. 54 - 69.
15. Няга А.И. Литолого-минералогическая характеристика разреза древних образований параметрической скв.4-р и их стратиграфическое положение // Геолого-литологические исследования в Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1972. С. 37 - 52.
16. Пейве А.В., Куниптер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование и тектоническое районирование материков // Геотектоника. 1984. № 4. С. 6 - 9.
17. Савицына А.А. О минеральном составе метаморфических пород восточной части Равнинного Крыма // Минералогический сборник Львовского ун-та. 1968. Вып. 2. № 22. С. 195 - 199.

18. *Слюсарь Б.С.* Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье // Геотектоника. 1984. № 4. С. 90 - 105.
19. *Ступка О.С.* Некоторые вопросы тектоники и развития Причерноморья в позднем протерозое // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1983. Вып. 60. С. 19 - 32.
20. *Ступка О.С.* Геодинамическая эволюция и структура земной коры Юга европейской части Советского Союза в докембрии. Киев: Наук. думка, 1986. 224 с.
21. *Ступка О.С.* Тектоника и особенности развития континентальной коры Юга европейской части СССР в позднем докембрии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 38 с.
22. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. Масштаб 1 : 5000000) / Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. М.: Наука, 1980. С. 222.
23. *Ткаченко Г.Г., Пазюк Л.И., Самсонов А.И.* Геология острова Змеиного // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1969. Вып. 3. С. 3 - 19.
24. *Хаин В.Е., Божко А.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
25. *Штрейс Н.А.* О происхождении Гондваны // Гондвана. М.: Наука, 1964. С. 7 - 47.
26. *Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И.* Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма // ГБГА. VII конгресс. София. Доклады. Ч. III. София: Изд-во Болгарской АН, 1965. С. 379 - 384.
27. *Glowacki E., Karnkowski P.* Porównanie gornego prekambriu (ryfeju) przedgorza Karpat srodkowych z seria, zielonych lupkow Dobrudzy // Kwartalnik Geologiczny. 1963. T. 7. N. 2. P. 187 - 197.
28. *Mutihac V., Ionesi L.* Geologia Romanici. Bucuresti: Ed. techn., 1974. P. 648.
29. *Piper J.D.A.* The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. N. 1. P. 61 - 89.

The Riphean Greenschist Belt in the South-Western and Southern Margins of the East European Platform and Its Tectonic Nature

O. S. Stupka

New theoretical approaches are used to solve the problem of tectonic nature of the Dobrudzha type greenschist complex, traced for about 2000 km along the south-western and southern margins of the East European platform. It is shown, that the rocks making up the complex are miogeosynclinal formations; they characterize the zone being paleoanalogue of the present-day passive margins. The complex composes a narrow covering swelling structure. This is a zone of tectonic merging of bathyclinal rocks; the zone was formed on the pre-Riphean basement, which had been united with that of the East European platform, forming a single whole.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕТАМОРФИЗМА

© 1993 г. Е. П. Васильев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 22.01.92 г.

Взаимосвязь процессов регионального метаморфизма и структурообразования проявляется на разных (мега-, мезо-, микро-) уровнях пространственной организации геологических систем. На мезоуровне проблема такой взаимосвязи еще не получила адекватного освещения. Детальные исследования выявляют многочисленные случаи локальных неоднородностей метаморфизма, связанных с такими местными факторами, как стресс, тепловыделение при деформациях, неоднородности флюидонасыщенности и вязкостных свойств отдельных фрагментов толщ, флуктуации тектонических полей напряжений, эффекты сверхдавления и декомпрессии. Эти же факторы определяют структурную организацию метаморфических толщ и составляют предмет тектонофизики. Следовательно, на мезоуровне метаморфизм должен рассматриваться в тесной связи с тектонофизической обстановкой формирования синметаморфических деформационных структур. Это положение иллюстрируется на примере метаморфических комплексов Восточной Сибири.

Проблема соотношения процессов петрогенезиса и структурообразования относится к числу наиболее важных и сложных в геологии метаморфических комплексов. Она была поставлена еще в начале столетия, но активно развивается с 50-х годов. При этом обозначились три направления исследований по проблеме, каждое из которых соответствует определенному уровню пространственной организации геологических систем. Первое направление – изучение наиболее общих закономерностей проявления метаморфизма в подвижных областях, его соотношения с мегаструктурными элементами земной коры. Метаморфизм здесь рассматривается с позиций общей тектоники или геодинамики [8, 13, 15, 29]. Второе направление охватывает исследование взаимоотношений деформации и метаморфической перекристаллизации на уровне минеральных зерен и их агрегатов. Это область, где наиболее тесно смыкаются структурное и метаморфическое направления петрологии [11, 12, 24] и все большее значение приобретают экспериментальные исследования [33]. Разработки по этим двум направлениям наиболее продвинуты в том смысле, что они затрагивают не только пространственно-временные, но и причинно-следственные связи структурообразующих и метаморфических процессов.

Третье направление, которое и составляет предмет дальнейшего обсуждения, охватывает явления макро- и мезомасштаба, доступные для изучения непосредственно в обнажениях или при геологическом картировании. Традиционно это область структурной геологии и практической петрографии. Данное направление, будучи в масштабном и смысловом отношении связующим между первыми двумя, имеет, однако, ряд особенностей, и прежде всего слабую разработанность

вопросов причинно-следственных связей и конкретных механизмов взаимодействия деформационных и метаморфических процессов на мезоуровне. В значительной мере это обусловлено сложившимися представлениями о характере проявления метаморфизма, заключенного в самом термине “региональный”. Принято считать, что на относительно небольших площадях термодинамические параметры такого метаморфизма имеют устойчивый характер, а если и испытывают вариации (например, в зональных комплексах), то последние выдерживают на значительных территориях, подчиняясь геоструктурам мегауровня.

В своей основе такое представление базируется на модели метаморфизма, по которой давление определяется глубиной погружения, а температура – величиной теплопотока (геотермического градиента). Вероятно, в силу этого исследования на мезоуровне в основном ограничивались корреляцией этапов деформаций с соответствующими эпизодами метаморфизма. На этом пути достигнуты большие успехи, прежде всего по расшифровке эволюции метаморфических комплексов. Особенно плодотворной оказалась разработка представлений о тектоно-метаморфических циклах [16].

Между тем по мере возрастания детальности и разносторонности изучения метаморфических комплексов становится все более очевидным многообразие обстановок проявления метаморфизма, зачастую не укладывающихся в рамки традиционных моделей. В интересующем нас плане наиболее важно установление локальных неоднородностей метаморфизма, многочисленных случаев латеральных и объемных вариаций его *PT*-параметров. Сейчас уже не кажутся экзотичными факты мозаичного распределения давлений [10], пятнистой перемежаемости разли-

чных фаций [28], существования обращенных метаморфических градиентов [6, 30]. В свете подобных фактов геотермально-литостатические построения, даже в динамичных вариантах субдукции и коллизии, не могут претендовать на роль исчерпывающих моделей метаморфизма. Все отчетливее проглядывается роль таких факторов, как стресс, тепловыделение при деформациях, неоднородности флюидонасыщенности и вязкостных свойств отдельных фрагментов толщ, флуктуации тектонических полей напряжений, эффекты сверхдавления и декомпрессии. Но с другой стороны, это в большинстве как раз те факторы, которые определяют структурную организацию метаморфических толщ и составляют предмет тектонофизики – учения о механизме образования деформационных элементов структуры земной коры [7]. Следовательно, на мезоуровне метаморфизм не может рассматриваться вне связи с тектонофизической обстановкой формирования синметаморфических деформационных структур.

К числу наиболее ранних исследований метаморфогенного минералообразования с тектонофизических позиций следует, вероятно, отнести работы К. Беннингтона и Г. Рамберга [26, 31]. Они предполагали, что при гетерогенных деформациях в условиях дифференциальных напряжений возникают градиенты химических потенциалов. В результате в участках повышенного давления предпочтительно кристаллизуются минералы с высокой плотностью, тогда как материал с меньшей плотностью удаляется в участки относительно пониженного давления (замки складок, трещины растяжения). Несколько позднее Н.Г. Судовиков [22] рассмотрел с этих же позиций петрогенную роль будинаж-структур.

Наиболее четко тектонофизический подход к изучению метаморфизма сформулировал А.Н. Чередниченко [25], по представлениям которого основные физические и химические свойства пород изменяются в зависимости от вида и интенсивности их напряженного состояния. Решающую роль он отводил пластическим деформациям, связывая с ними такие явления, как метаморфическая перекристаллизация, вторичная сегрегация химических компонентов (в том числе рудных), образование полосчатости метаморфических пород и др.

Надо сказать, что вопрос о вкладе тектонических напряжений и деформаций в энергетику и термодинамику метаморфизма пока остается предметом дискуссий. Тем не менее по некоторым количественным оценкам он может быть значительным и даже решающим [9, 18, 32].

Весьма показательны в отношении взаимосвязи деформаций и метаморфизма на мезоуровне зональные комплексы, где по мере изменения степени метаморфизма закономерно сменяются деформационные стили и соответствующие структурные парагенезисы толщ. Первоначально эта связь считалась жестко детерминированной: каж-

дой структурной зоне приписывалась определенная метаморфическая градация и определенный уровень глубинности. Такая точка зрения наиболее отражена в работе Д. Холланда и Р. Ламберта [27], предложивших общую схему связи реологических свойств горных пород и метаморфических фаций. Во всем диапазоне метаморфизма от диагенеза до гранулитовой фации ими выделены пять “структурных режимов”, отвечающих определенным метаморфическим ступеням.

Вместе с тем детальные исследования показывают, что структурные зоны не всегда фиксированы по отношению к метаморфическим и в разных комплексах могут занимать различные позиции в метаморфическом *PT*-поле [2, 16, 20]. В этой связи рассмотрим структурную зональность метаморфических комплексов юга Восточной Сибири – слюдянского гранулитового, хамардабанского андалузит-силлиманитового типа и патомского кианит-силлиманитового типа.

В пределах слюдянского и хамардабанского комплексов поэтапно, в течение раннего и затем позднего протерозоя, сформировалась непрерывная прогрессивная последовательность метаморфических зон от хлорит-мусковитовой ступени зеленосланцевой фации до высших ступеней гранулитовой фации (рис. 1). Палеозойская зональность патомского комплекса занимает метаморфический диапазон от диагенеза до кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации (рис. 2). Сопутствующая последовательность структурных зон идентична для обеих районов и в целом отвечает стандартной последовательности, описанной во многих зональных комплексах. В порядке возрастания степени метаморфизма выделяют пять структурно-деформационных зон.

Зона I отвечает области диагенеза и начального метаморфизма и характеризуется вязкоупругими деформациями литифицированных толщ (складки продольного изгиба) и хрупкими дислокациями. В зоне II ведущим механизмом деформации является продольное сплющивание и ламинарное течение вдоль поверхностей секущего кливажа, обусловленного массовым новообразованием чешуйчатых и пластинчатых минералов и интенсивным флюидовыделением в условиях низких ступеней метаморфизма [17]. Кливаж течения затухает к границе с зоной III и в последней сменяется послойной кристаллизационной сланцеватостью. В этой зоне доминирует линейная складчатость продольного вязкого изгиба с пластическим перераспределением вещества пород вдоль поверхностей напластования. В целом вязкость пород в зоне III выше, чем в зоне II.

Зона IV совпадает с высшей ступенью амфиболитовой фации. Здесь возрастание температуры при сохранении водонасыщенности пород приводит к резкому снижению их вязкости, развитию палингенеза (парциального плавления) и метаморфно-метасоматической гранитизации.

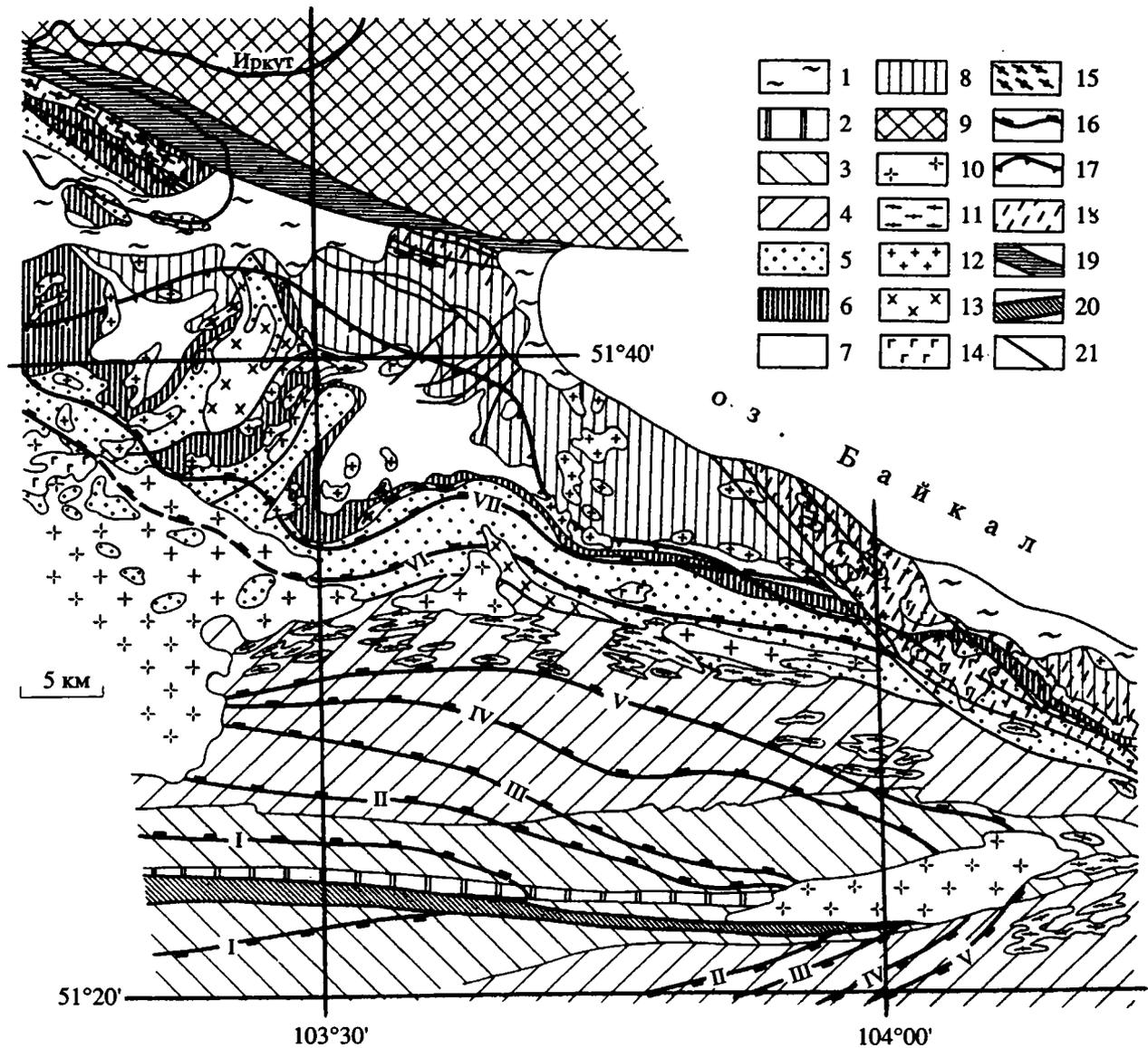


Рис. 1. Схема метаморфизма Южного Прибайкалья. Составлена с использованием материалов Л.З. Резницкого, В.Н. Вишнякова, Г.И. Бозарева, С.В. Губы.

1 – кайнозой; 2 – венд; 3, 4 – рифей, хамар-дабанская серия: 3 – шубутуйская, 4 – корниловская свиты; 5, 6 – нижний протерозой, хангарульская серия: 5 – безымянская, 6 – харагольская свиты; 7, 8 – верхний архей, слюдянская серия: 7 – перевальная, 8 – култукская свиты; 9 – нижний архей, шарьжалгайская серия; 10, 11 – хамар-дабанский комплекс гранитоидов (рифей - венд): 10 – граниты, 11 – гранитогнейсы; 12 - 15 – раннепротерозойские магматиты: 12 – гранит-пегматиты, 13 – сиениты, 14 – габброиды, 15 – чарнокитоиды; 16 – изограды метаморфизма (I – биотита, II – граната, III – ставролита, IV – силлиманита, V – калиевого полевого шпата, VI – Гр-Кор-Орт парагенезиса, VII – Гип-Кор-Орт парагенезиса); 17 – северная граница распространения парагенезисов с волластонитом; 18 – полидиафорез, связанный с глубинными разломами; 19 – Главный Саянский глубинный разлом; 20 – Утуликская зона смятия; 21 – разрывные нарушения.

При этом формируются гранитогнейсовые купола, сопровождаемые чрезвычайно сложной "мигматитовой" складчатостью. Весь комплекс структур свидетельствует о высокой мобильности толщ. Зона V отвечает гранулитовой фации метаморфизма, в условиях которой породы имеют минимальную водонасыщенность и как следствие – относительно повышенную вязкость. Упрочению пород способствует также высокое общее

давление. Базисными структурами пятой зоны являются складки продольного изгиба с послонным течением, в чем есть определенное сходство с зоной III. Но в отличие от линейных структур последней в зоне V широко развита интерференционная складчатость, структуры горизонтального вращения, гигантского отслаивания и мегабудинажа.

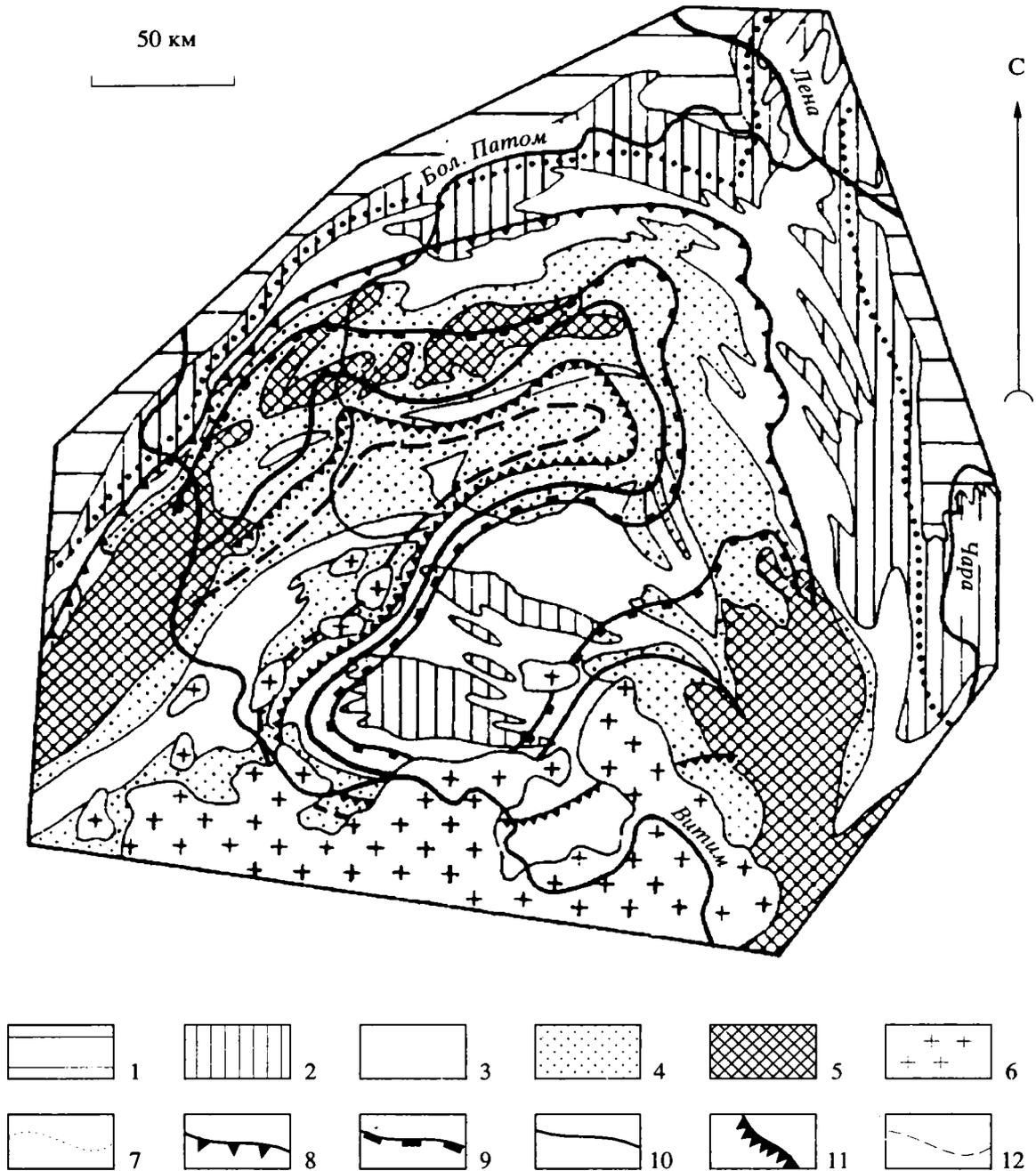


Рис. 2. Схема метаморфизма Патомского нагорья. Составил А.И. Иванов с использованием материалов ПГО "Иркутскгеология".

1 – кембрий - силур; 2 – верхний рифей - венд; 3 – средний - верхний рифей; 4 – нижний - средний рифей; 5 – нижний протерозой; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – граница распространения метаморфических пород; 8 - 13 – изограды метаморфизма: 8 – хлорита, 9 – биотита, 10 – граната, 11 – ставролита, 12 – кyanита.

В целом структурная зональность отражает неоднородность реологического поведения толщ при деформациях в условиях градиента температуры и давления. Вместе с тем отдельные зоны специфичны по динамическим (тектонофизическим) условиям образования структур. В зонах I, III, V резко преобладают структуры тангенциального

сжатия, тогда как в зонах II и IV механизм деформаций не столь однозначен: тангенциальное сжатие в них сочеталось с вертикальными перемещениями высокопластических разуплотненных масс.

Положение структурных зон в *PT*-поле метаморфизма представлено на диаграмме (рис. 3),

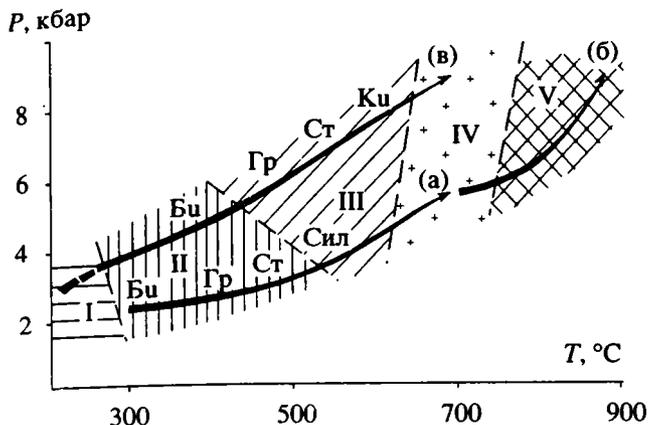


Рис. 3. Приближенная PT -диаграмма структурно-метаморфической зональности. Данные по метаморфизму заимствованы из [4, 14, 19].

Стрелы-тренды (латеральные сечения) метаморфической зональности комплексов: а – хамар-дабанского, б – слюдянского, в – патомского. Цифрами и штриховкой обозначены структурные зоны, охарактеризованные в тексте. Обозначения минералов: Би – биотит, Гр – гранат, Ст – ставролит, Сил – силлиманит, Ки – кианит.

способ построения которой изложен в [2]. На ней видно различие в положении и PT -диапазонах структурных зон хамар-дабанского и патомского комплексов. Особого внимания заслуживает факт значительного расширения в сторону высоких давлений температурного интервала зоны III, представленной складками тангенциального сжатия. Иначе говоря, в метаморфической фацальной серии повышенного давления (патомский комплекс) эти складки занимают наибольший PT -диапазон. Отсюда можно заключить, что именно тангенциальное сжатие (стресс) обусловило развитие минеральных ассоциаций повышенного давления в данной фацальной серии. Этот вывод коррелируется и с тем же фактом, что во всех рассматриваемых комплексах метаморфическая зональность является существенно латеральной по давлению. Так, по простиранию одних и тех же стратиграфических горизонтов хамар-дабанского комплекса величина равновесного давления местами возрастает от 2.5 до 4.5 кбар на расстоянии 15 км, что соответствует градиенту 0.13 кбар/км. На отдельных участках патомского комплекса он достигает 0.18 кбар/км, а в слюдянском – 0.3 – 0.4 кбар/км, что даже несколько выше литостатического. Еще раз подчеркнем, что это именно латеральные градиенты, никак не связанные с глубиной погружения. Таким образом, направленное тектоническое давление как сугубо тектонофизический фактор может оказывать существенное влияние на характер метаморфизма, и в частности определять тип метаморфической фацальной серии.

Уже говорилось, что вариации реологических свойств и соответствующих деформационных стилей толщ в зональных комплексах обусловлены изменениями степени метаморфизма. Однако правомерно предположение и об обратной связи, т.е. о влиянии стиля деформаций на характер метаморфизма. Как показывают термодинамические расчеты, последовательность развития минеральных ассоциаций при метаморфизме определяется не только PT -параметрами, но и в значительной мере скоростью удаления воды [1], которая в свою очередь зависит от структурной организации толщ. В частности, развитие секущего кливажа вызывает резкое повышение их проницаемости и соответственно скорости дегидратации. При прочих равных условиях в кливажированных породах должны развиваться минеральные ассоциации относительно низкого давления (P_{H_2O}), но более высокотемпературные (“сухие”), по сравнению с породами, лишенными кливажа.

Петрогенная роль синметаморфического структурообразования весьма многообразно проявилась в слюдянском кристаллическом комплексе, сформировавшемся в три этапа структурно-метаморфической эволюции (рис. 4) [21]. К первому этапу (AR_2) относится проявление в слюдянской серии линейной складчатости северо-западного плана и метаморфизма, не превышавшего, вероятно, уровня амфиболитовой фации. После этого слюдянская серия была несогласно перекрыта нижнепротерозойской хангарульской серией (рис. 5, I).

Во второй этап под действием косоугольного сжатия, направленного с северо-запада, и сдвиговых движений в зоне краевого шва Сибирской платформы линейные складки слюдянской серии испытали продольный изгиб и правостороннее вращение с образованием наложенных складок типа горизонтальных сигмоид. В то же время хангарульская серия деформировалась в пологошарнирные складки северо-восточного простирания. Обе системы складок формировались при одинаковой ориентировке вектора сжатия, но разной – вектора растяжения (см. рис. 5, II, левая и правая диаграммы). Вследствие такой дисгармонии между култукской свитой и хангарульской серией возникли своеобразные структуры гигантского горизонтального отслаивания, заполнявшиеся по мере раздвижения пластичной существенно мраморной толщей перевальной свиты. В этих структурах давление было пониженным по отношению к общему фону; напряжения перераспределялись таким образом, что вектор сжатия был субвертикальным и равным литостатической нагрузке, а вектор растяжения ориентирован в направлении отслаивания, т.е. на северо-восток (см. рис. 5, II, средняя диаграмма).

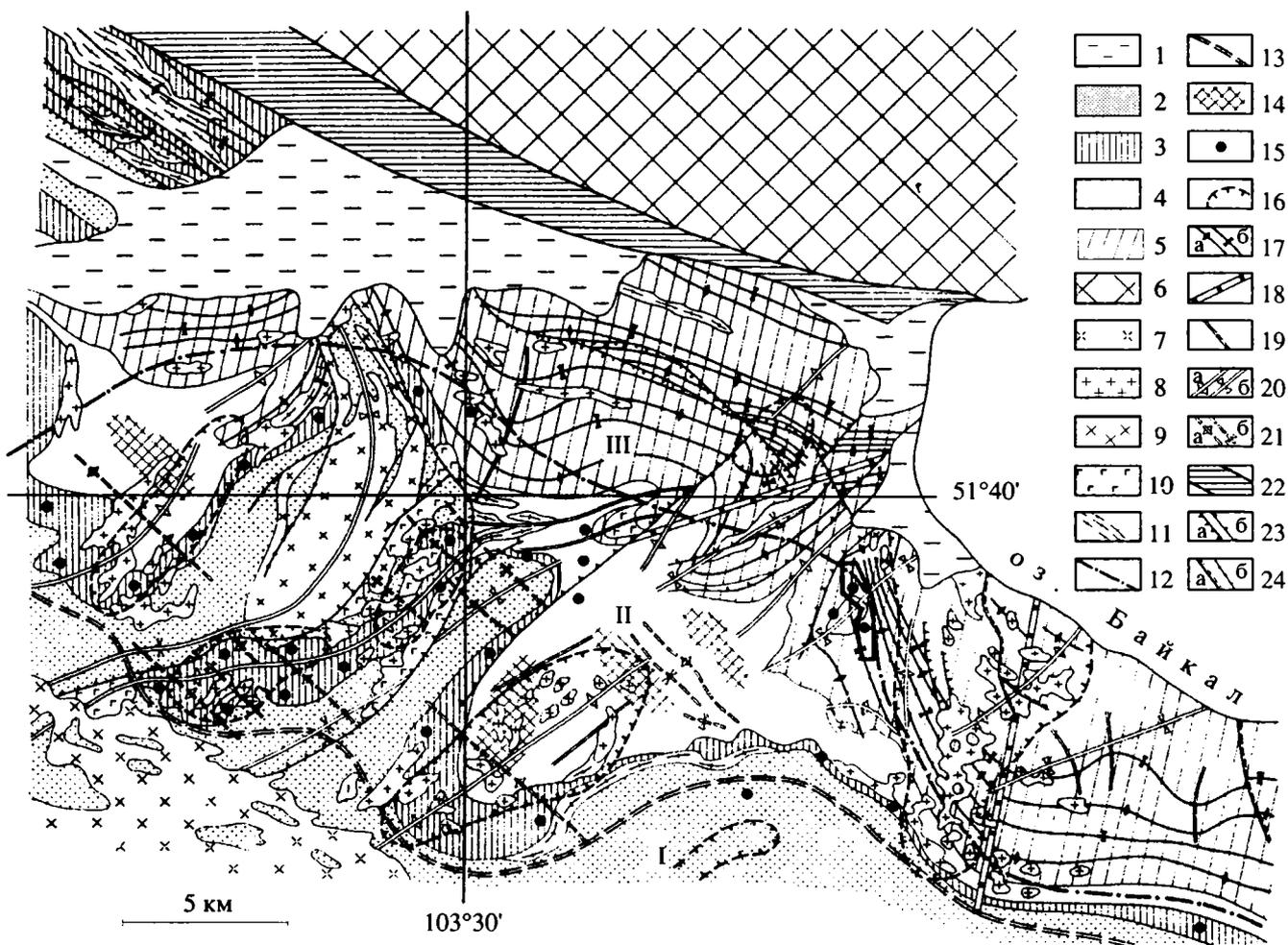


Рис. 4. Структурно-метаморфическая схема слюдянского кристаллического комплекса (центральная часть).

1 – кайнозойские отложения; 2 – безымянская, 3 – харагольская, 4 – перевальная, 5 – култукская; 6 – раннеархейский шарыжалгайский комплекс; 7 – рифейские граниты; 8 – 11 – раннепротерозойские магматиты; 8 – гранит-пегматиты, 9 – сиениты, 10 – метагабброиды, 11 – чарнокитоиды; 12, 13 – метаморфические границы: 12 – северная парагенезисов с волластонитом, 13 – южная парагенезисов с гиперстеном в метapelитах; 14 – гигантокристаллические мраморы; 15 – проявление метаморфогенного волластонита; 16 – контуры полей развития магнетизальных скарпов; 17 – оси складок ранней генерации (а – антиклиналей, б – синклиналей); 18 – оси изгибов Слюдянской сигмоиды; 19 – оси других горизонтальных складок; 20 – оси поперечных складок (а – антиклиналей и антиформ, б – синклиналей и синформ); 21 – оси складок поздней (рифейской) генерации (а – антиформ, б – синформ); 22 – тектониты зоны Главного Саянского разлома; 23, 24 – разрывные нарушения: 23 – син- и позднескладчатые (а – взбросо-сдвиги, б – взбросы и надвиги), 24 – постскладчатые (а – сбросо-сдвиги, б – неустановленного типа). Цифрами обозначены зоны метаморфизма: I – гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (волластонитовой субфации по давлению), II, III – гиперстен-кордиерит-ортоклазовой фации (II – волластонитовой, III – кварц-кальцитовой субфаций по давлению). Многоугольником показано местоположение рис. 6.

С деформациями второго этапа был сопряжен максимальный метаморфизм слюдянского комплекса. Он был отчетливо зональным, что выражено повышением равновесных T и P в направлении к Главному Саянскому разлому на расстоянии 15 км от 700° - 750° до 800° - 850° и от 4 - 5 кбар до 9 - 10 кбар. Латеральный PT -градиент фиксируется также распределением волластонитовых парагенезисов в кремнисто-карбонатных породах. В приразломной зоне их образованию препятствовало высокое общее давление, но с удалением от

разлома условия метаморфизма все более приближались к равновесной кривой волластонитообразования, и на определенном расстоянии необходимые для этой реакции $T-P_S-P_{CO_2}$ соотношения уже могли достигаться за счет локальных флуктуаций. В этом заключается петрологический смысл разделения комплекса на волластонитовую и кварц-кальцитовую субфации (см. рис. 4).

Устанавливается несколько порядков структур, с формированием которых были связаны локальные вариации общего и флюидного давления

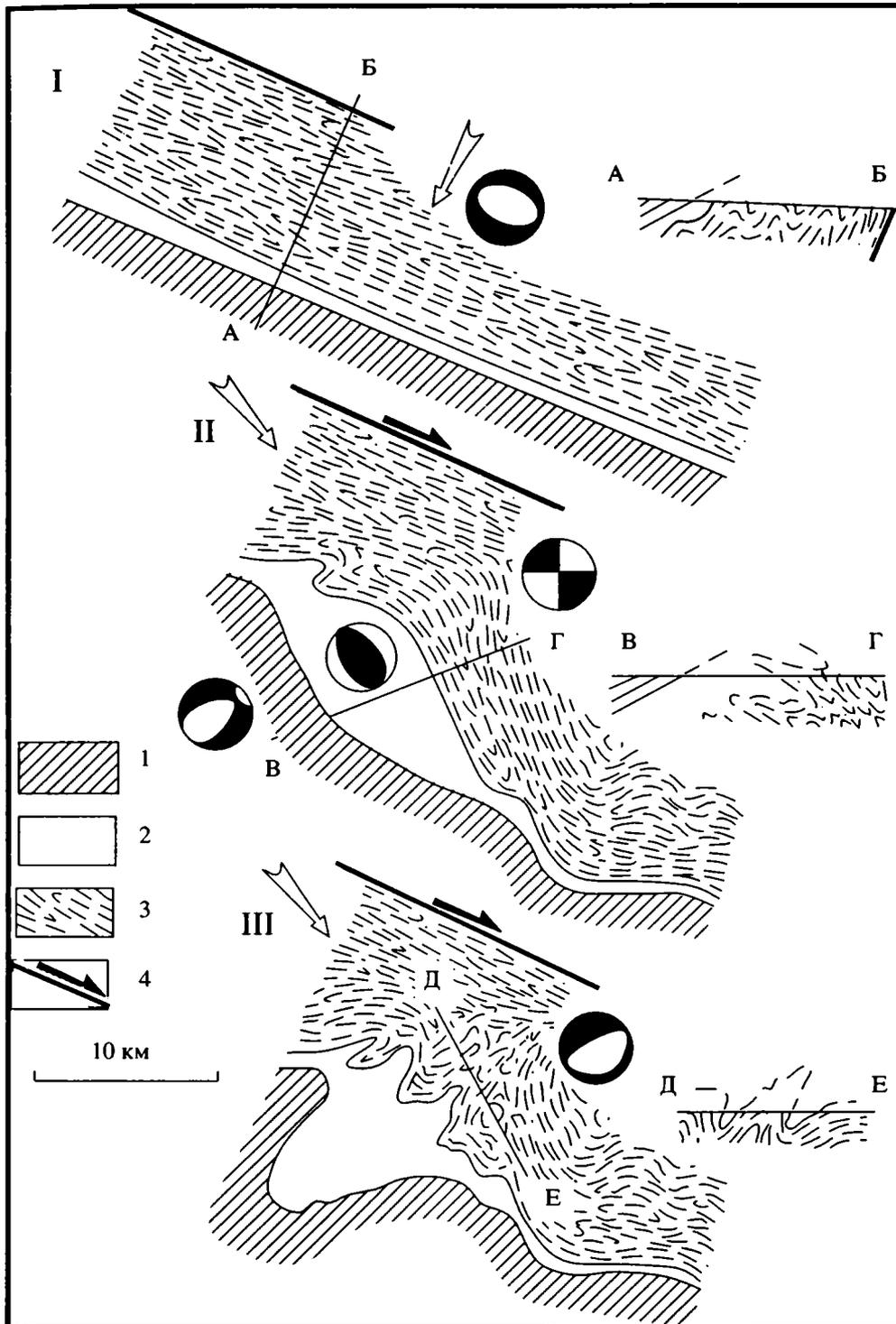


Рис. 5. Палеоструктурные схемы слюдянского комплекса (I – на период позднеархейской складчатости и начала раннего протерозоя; II – на основной этап раннепротерозойской складчатости; III – на заключительный этап раннепротерозойской складчатости).

1 – хангарульская серия; 2 – перевальная свита; 3 – култукская свита; 4 – юго-западная граница зоны Главного Саянского разлома и направление сдвиговых движений по нему (на схемах I и II местоположение разлома показано условно). На круговых диаграммах черным залиты квадранты сжатия.

в ходе прогрессивного гранулитового метаморфизма слюдянского комплекса. Структурой первого порядка является вся зона сочленения слюдянской и хангарульской толщ, где в ходе раннепротерозойской складчатости неизбежно возникали локальные аномалии давления в силу различия планов деформаций граничащих толщ. Второй порядок представляют структуры гигантского горизонтального отслаивания. К более высоким порядкам относятся разномасштабные синскладчатые будинаж-структуры. Петрогенная роль всех этих структур заключалась в том, что с ними так или иначе было связано снижение $P_{\text{общ}}$ и (или) $P_{\text{CO}_2}(X_{\text{CO}_2})$ до критических параметров волластонитообразования [3]. Наиболее масштабно это проявилось в структурах гигантского горизонтального отслаивания. Как показывает тектонофизический анализ, при их образовании возникали аномалии давления (декомпрессии). Они фиксируются, в частности, по массовому развитию во внутренних частях этих структур гигантокристаллических мраморов, состав, структура и геохимическая специфика которых свидетельствуют об условиях относительно пониженного общего давления [5]. В свою очередь это должно было сказываться на режиме давления летучих, прежде всего P_{CO_2} : происходил отсос CO_2 в зоны отслаивания и соответственно – снижение $P_{\text{CO}_2}(X_{\text{CO}_2})$ в окружающей раме, что способствовало протеканию здесь реакции волластонитообразования в породах кремнисто-известкового состава.

В этом находит объяснение приуроченность большинства метаморфогенных проявлений и месторождений волластонита и периферии структур гигантского отслаивания. Контролирующими структурами более высокого порядка, определяющими конкретное местоположение и масштабы отдельных волластонитопроявлений, являлись зоны интенсивного линзового синметаморфического будинажа, что иллюстрируется на примере крупнейшего Асямовского месторождения (рис. 6). Будинирование сопровождается возникновением значительных градиентов напряжений с достаточно продолжительными периодами релаксации, сопоставимыми с длительностью реакций минералообразования [23]. Сброс давления в межбудинных пространствах вызывает взаимосвязанные изменения ряда других интенсивных термодинамических параметров во всем объеме зоны будинажа. В кремнисто-карбонатных породах это стимулирует прежде всего жестко лимитируемые фугитивностью углекислоты реакции карбонатизации–декарбонатизации, в частности развитие волластонита по кварц-кальцитовым парagenезисам [3].

Третий этап эволюции слюдянского комплекса протекал на фоне снижения параметров метаморфизма и структурно выразился поперечной складчатостью (см. рис. 5, III). С нею было сопряжено внедрение аляскитовых гранит-пегматитов и становление формации постмагматических магнезиальных скарнов. Поля развития тех и других пространственно совпадают, тяготея к поперечным антиформам (см. рис. 4). Легко заключить, что для локализации гранитоидов и метасомати-

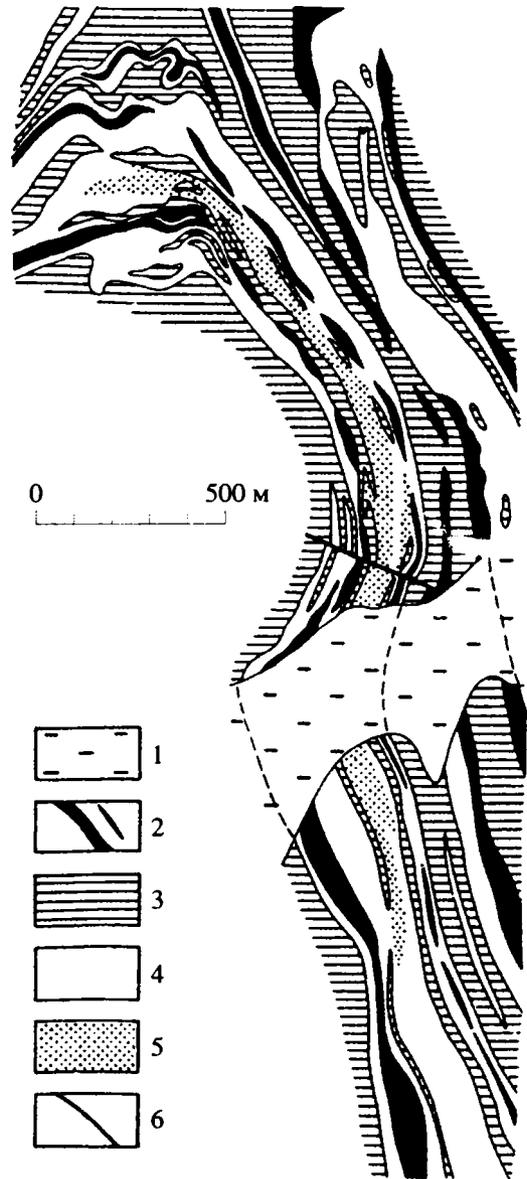


Рис. 6. Схема Асямовского месторождения волластонита.

1 – рыхлые отложения; 2 – кристаллосланцы амфибол-двупироксеновые; 3 – гнейсы биотитовые; 4 – мраморы и кальциферы с кварц-кальцитовыми парagenезисами в кремнисто-известковых разновидностях; 5 – волластонитсодержащие карбонатные породы; 6 – разрывные нарушения.

тов наиболее благоприятными оказались ослабленные (разуплотненные) зоны растяжения в сводах этих структур. На этом фоне отчетливо проявлена ведущая роль позднего блокового будинажа в формировании специфического промышленного типа флогопитопроявлений – гигантокристаллических лестничных флогопитовых жил [3].

Высказанные положения далеко не исчерпывают обсуждаемую проблематику, равно как приведенные примеры не отражают все разнообразие тектонофизических обстановок метаморфизма. Цель настоящей статьи – подчеркнуть необходимость исследования метаморфизма с тектонофизических позиций. Она диктуется все возрастающей детальностью изучения метаморфических комплексов вообще и метаморфогенной минерации в частности. Как известно, тектонофизический подход уже давно оправдал себя при изучении рудных полей и месторождений гидротермально-метасоматического и магматического генезиса. Несомненно, он будет плодотворным и в применении к метаморфогенным месторождениям.

Хотя специальные исследования по тектонофизике метаморфизма пока крайне редки, тем не менее отдельные аспекты проблемы уже достаточно хорошо разработаны. Ближайшей задачей является выделение типовых тектонофизических обстановок метаморфизма и их систематизация. Синтез тектонофизического анализа синметаморфических структур и детального петрологического картирования позволит вывести познание метаморфических комплексов на новый уровень.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакшеев С.А., Макрыгина В.А., Карнов И.К.* Расчет минерального состава метапелитов с подвижным поведением воды методом минимизации термодинамических потенциалов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 1. С. 176 - 179.
2. *Васильев Е.П., Иванов А.И.* Структурная зональность в метаморфических комплексах южного обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 48 - 54.
3. *Васильев Е.П., Вишняков В.Н., Резницкий Л.З.* Структурные факторы метаморфизма и метасоматоза в докембрии Южного Прибайкалья // Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского филиала СО АН СССР, 1977. С. 55 - 69.
4. *Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н.* Проблемы метаморфической зональности Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 264 - 272.
5. *Воробьев Е.И., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н.* Стронций и барий в кальцитах карбонатных пород Слюдянского флогопитовых месторождений (Юго-Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1975. № 12. С. 1807 - 1815.
6. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 350 с.
7. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3 и 4. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 454 с.
8. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
9. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 206 с.
10. *Добрецов Н.Л., Хлестов В.В.* Метаморфизм и его связь с другими геологическими явлениями // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 27 - 33.
11. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
12. *Казаков А.Н.* Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
13. *Кейльман Г.А., Пучков В.Н.* Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 6. С. 20 - 28.
14. *Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
15. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
16. *Миллер Ю.В.* Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
17. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
18. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И.* Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата: Наука, 1974. 208 с.
19. *Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 343 с.
20. *Синица С.М.* Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
21. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
22. *Судовиков Н.Г.* Будинаж и его значение в петрологии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1957. Вып. 7. С. 38 - 73.
23. *Тохтуев Г.В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых средах. Киев: Наук. думка, 1972. 122 с.
24. *Флинн Д.* Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49 - 77.
25. *Чередниченко А.Н.* Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
26. *Bennington K.O.* Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ // J. Geology. 1956. V. 64. P. 558 - 577.
27. *Holland J.G., Lambert R.St.T.* Structural regimes and metamorphic facies // Tectonophysics. 1969. V. 7. P. 197 - 217.
28. *Koshukharova S.* Differential evolution of the metamorphism in the Precambrian volcano-sedimentary suites of Rhodope massif // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980. С. 280 - 293.

29. *Miyashiro A.* Evolution of Metamorphic Belts // *J. Petrol.* 1961. V. 2, 3. P. 277 - 311.
30. *Peacock S.M.* Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients // *J. Geophys. Res.* 1987. B. 92. N.12. P. 12763 - 12781.
31. *Ramberg H.* The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago: Univ. Chicago Press, 1952. 330 p.
32. *Reitan P.H.* The temperatures of metamorphism: how are they attained? // *Indian Miner.* 1988. V. 42. N. 3 - 4. P. 155 - 163.
33. *Rutter E.H., Brodie K.H.* Experimental approaches to the study of deformation/metamorphism relationships // *Miner. Mag.* 1988. V. 52. N. 1. P. 35 - 42.

Tectonophysical Aspect of Metamorphism

Ye. P. Vasiliev

Interdependence of processes of regional metamorphism and structure formation can be discerned at various (mega-, meso-, micro-) levels of the spatial arrangement of geologic systems. At the meso-stage, this interrelation has not been adequately characterized. Detail studies show numerous cases of local variations of metamorphism due to such locally important factors as stress, heat release under deformations, variations of the fluid content and viscous properties of individual fragments of rocks, fluctuations of the tectonic fields of stress, and effects of super-pressure and decompression. The same factors are responsible for the structural arrangement of metamorphic sequences, and make up the subject for tectonophysics. Hence metamorphism at the meso-level should be considered in close connection with the tectonophysical environment of synmetamorphic deformation structures. The above is illustrated with East Siberian metamorphic complexes.

УДК 551.24:552.23 (479.2)

ЮРСКО-МЕЛОВАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

© 1993 г. В. Г. Засеев*, И. И. Абрамович**

*Геологический институт АН АзССР, Баку

**Всесоюзный геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 15.03.91 г.

Систематизация и статистическая обработка более 2 тыс. химических анализов вулканических пород юрского и мелового возраста, распространенных в пределах Сомхето-Кафанской палеоостроводужной системы, выявили отчетливую зональность в распределении концентрации калия, типичную для современных островных дуг. Латеральный петрохимический тренд свидетельствует о том, что в байосе вдоль северной окраины Тетиса функционировала Сомхето-Карабахская зона субдукции, а начиная с юга еще одна – Лачинско-Кафанская зона, в которой океаническая литосфера поглощалась в южном направлении. Ориентировка линии изоконцентрации калия и другие характеристики петрохимического тренда указывают на фрагментированность островодужной системы и позволяют оценивать роль син- и постсубдукционных геодинамических процессов.

Два последних десятилетия ознаменовались решительным пересмотром представлений, касающихся истории развития структур Кавказа – бесменного тектонического полигона геологов. В полной мере это относится к Закавказскому срединному массиву, в пределах которого выделяется Сомхето-Кафанская система островных дуг, обрамлявших Тетис в мезозойское время.

Общий стиль тектонической эволюции Сомхето-Кафанской системы рассмотрен в работах В.Е. Хаина, Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе, Г.С. Закариадзе, Л.П. Зоненшайна, М.Б. Лордкипанидзе, Ю.В. Карякина, А.С. Остроумовой и ряда других геологов. Общеизвестно представление, что Сомхето-Кафанская островодужная система формировалась в результате взаимодействия Евразийской и Аравийской литосферных плит, разделенных акваторией Тетиса. Наряду с этим некоторые существенные вопросы, касающиеся особенностей геодинамического режима, и в частности расположения зон Беньофа, направления их наклона, остаются дискуссионными [3, 5, 7 - 16].

В.Е. Хаин [16], вероятно, первым высказал предположение, что в течение юрского и мелового периодов, закрытые Тетиса происходило в результате двусторонней субдукции – под Закавказскую дугу на севере и под Иранский микроконтинент на юге. Аналогичных представлений, имея в виду юрский период, придерживается И.П. Гамкрелидзе [5]. Многие другие геологи, в числе которых Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер, М.Б. Лордкипанидзе и Ю.В. Карякин [3, 7 - 12], полагают, что в течение мезозоя на рассматриваемом участке Тетиса функционировала только одна зона субдук-

ции, погружающаяся в северном направлении. При этом некоторые геологи ее располагают южнее Севано-Акеринского офиолитового шва. В работах С.О. Ачигезяна, К.М. Мурадяна излагаются существенно иные версии геодинамической эволюции рассматриваемой территории.

Как известно [2, 6], значительную помощь в восстановлении условий формирования островодужных систем оказывает детальное изучение латеральной петрохимической зональности соответствующих вулканических ареалов, и в первую очередь трендов концентрации калия. Имея это в виду, авторы систематизировали все оказавшиеся доступными химические анализы вулканических пород юрского и мелового возраста в этом регионе. Общее количество учтенных и подвергнутых математической обработке анализов превысило 2 тысячи. Распределение проанализированных образцов по площади оказалось более или менее равномерным, хотя ряд участков петрохимически охарактеризован недостаточно, что, естественно, принималось во внимание при формулировке геологических выводов.

Латеральные петрохимические тренды изучались раздельно для четырех возрастных срезов: байосского, батского, позднеюрского - раннемелового и позднемелового¹. Исходные петрохимические данные приводились к фиксированному значению $SiO_2 = 50\%$ в соответствии с методикой, разработанной и апробированной во ВСЕГЕИ [6]. Как показал опыт аналогичных исследований [2],

¹ Не исключено, что вулканическая деятельность в пределах Сомхето-Кафанской островодужной системы началась еще в ранней юре. Однако значительных выходов пород такого возраста пока что не установлено.

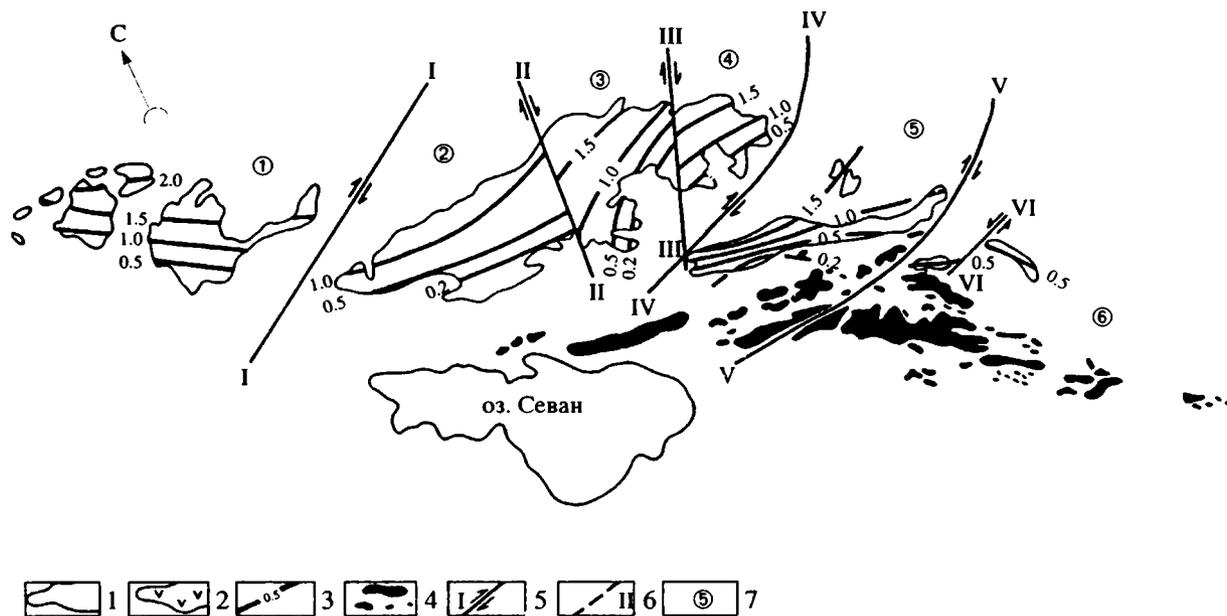


Рис. 1. Тренд-поверхности содержания K_2O в байосских вулканических породах Сомхето-Кафанской островодужной системы.

1, 2 – контуры вулканических ареалов: 1 – рассматриваемого, 2 – предшествовавших этапов; 3 – изолиния содержания K_2O , масс.%; 4 – выходы офиолитов Севано-Акеринской зоны; 5 – основные разломы, активные на данном этапе развития островодужной системы: I – Иджеван-Казахский, II – Дзегамчайский, III – Шамхорчайский, IV – Хаилар-Хачбулагский, V – Мровдаг-Зодский, VI – Тертерский, VII – Зод-Аскеранский, VIII – Окузарат-Мартунинский (Кафанский); 6 – те же разломы, пассивные на данном этапе; 7 – фрагменты островодужной системы: 1 – Алавердский, 2 – Бердский, 3 – Шамхорский, 4 – Дашкесанский, 5 – Мровдагский, 6 – Карабахский, 7 – Агдамо-Мардакертский, 8 – Лачинский, 9 – Кафанский.

таким путем удастся не только исключить недоброкачественные данные, но и минимизировать дисперсию химического состава, обусловленную воздействием локальных факторов – эволюции расплава на пути его подъема к земной поверхности и условий становления магматических тел. Иначе говоря, упомянутая методика в большей или меньшей мере элиминирует влияние фракционирования расплава и метаморфо-метасоматических преобразований пород. Предполагается, что после подавления влияния перечисленных выше факторов значения концентрации калия в основном отражают вариации глубинных условий магмогенеза и, следовательно, более тесно коррелируют с параметрами геодинамических процессов.

Ранее проведенными исследованиями (работы Р.Н. Абдулаева, Ю.В. Карякина и др.) было установлено сходство химического состава эффузивов и сопутствующих им, по всей видимости, коматматических субвулканических образований. Авторы на более представительном материале убедились в справедливости этого вывода. Поэтому вся последующая обработка данных проводилась для всей совокупности пород без выделения их фациальных разновидностей.

Для уменьшения влияния возможных лабораторных ошибок и других несущественных для поставленной задачи факторов пространственно

сближенные пробы пород группировались и соответствующие значения концентрации калия осреднялись. Полученные таким путем генерализированные значения использовались для построения тренд-поверхностей. Все операции выполнялись в Вычислительном центре ВСЕГЕИ.

Рассмотрение характера петрохимических трендов целесообразно провести последовательно для каждого из четырех тектономагматических этапов развития Сомхето-Кафанской островодужной системы.

БАЙОССКИЙ ЭТАП

Контуры вулканических ареалов и относящиеся к ним изолинии K_2O показаны на рис. 1. Проявления вулканизма на этом этапе ограничены полосой восток – юго-восточного простирания от Сомхетских гор до Карабахского нагорья². Повсеместно выявляется отчетливая тенденция возрастания концентрации калия в северных румбах. Это однозначно свидетельствует в пользу представлений о северном погружении соответствующей палеозоны Беньюфа. Диапазоны и градиенты латеральной изменчивости концентрации ка-

² Мы сознательно не рассматриваем здесь Кафанскую зону, поскольку большинство специалистов полагают, что наиболее ранние вулканические проявления в ее пределах относятся к батскому этапу.

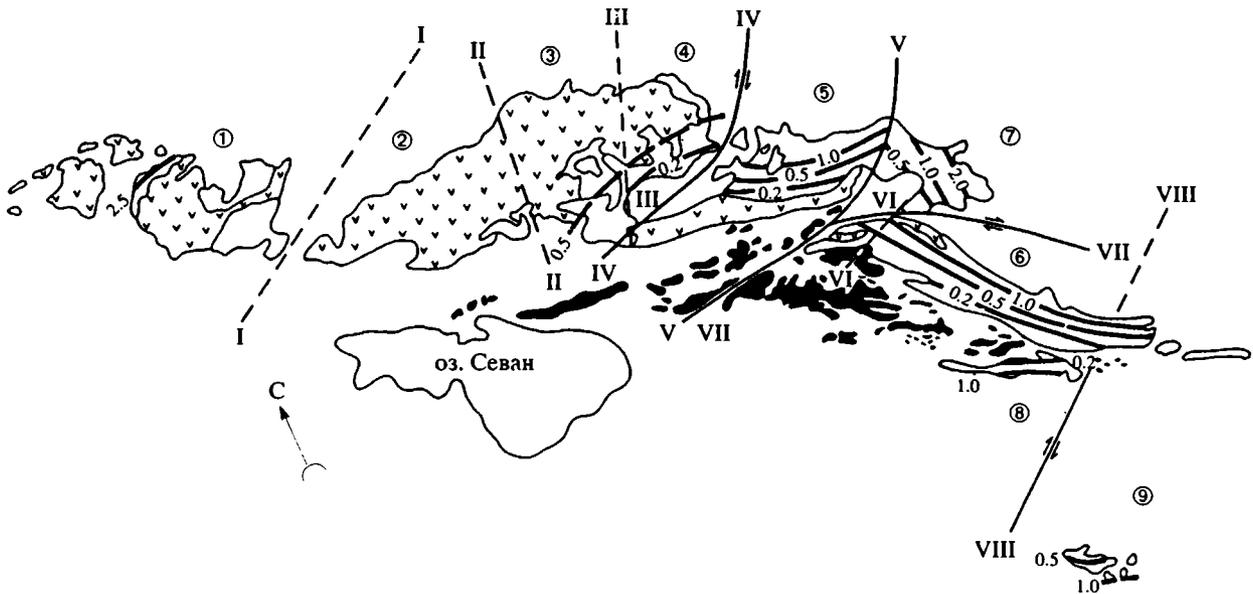


Рис. 2. Тренд-поверхности содержания K_2O в батских вулканических породах Сомхето-Кафанской островодужной системы. Условные обозначения см. на рис. 1.

лия более или менее постоянны в пределах всего вулканического пояса, хотя можно говорить о некоторой тенденции общего снижения значений K_2O по простирацию пояса в юго-восточном направлении.

Обращают на себя внимание нарушения непрерывности в простираии изолиний, что подчеркивает фрагментацию вулканического пояса, создаваемую поперечными разломами, установленными ранее К.Н. Паффенгольцем, В.Е. Хаиным, Э.Ш. Шихалибейли и другими геологами. Такого рода фрагментация, как известно, весьма характерна практически для всех современных островных дуг. При переходе от одного фрагмента дуги к другому заметно меняется ориентировка петрохимического тренда: одноименные изолинии оказываются смещенными одна относительно другой, хотя диапазоны вариации содержания K_2O остаются практически постоянными. Это обстоятельство заставляет предполагать существенные изменения взаимного расположения фрагментов дуги уже после их формирования. Есть основания выделять сдвиговую и ротационную компоненты их относительного перемещения. По Инджеван-Казахскому разлому фиксируется небольшой сдвиг юго-восточного фланга Алавердского фрагмента относительно Бердского. Шамхорский и Дашкесанский фрагменты, вероятно, испытали ротацию против часовой стрелки; северо-западный фланг Мровдагского фрагмента со значительной амплитудой сдвинут относительно Дашкесанского фрагмента по Хаилар-Хачбулакскому разлому, в то время как юго-восточный фланг Мровдагского фрагмента по Мровдаг-Зодскому разлому сдвинут относительно Карабахского фрагмента. Последний в свою

очередь расщечен Тертерским сдвигом. Все это согласуется также с результатами палеомагнитных исследований, проводившихся в последние годы М.И. Исаевой и ее коллегами.

Анализ петрохимических данных, таким образом, позволяет предполагать, что в байосское время в пределах рассматриваемой акватории Тетиса существовала одна островная дуга с окраинным морем, расположенным к северу от нее³.

БАТСКИЙ ЭТАП

В батское время интенсивная вулканическая деятельность сместилась в юго-восточном направлении (рис. 2). Северо-западнее Ханлар-Хачбулакского разлома, в Алавердском, Бердском и Шамхорском фрагментах дуги, вулканизм проявился весьма незначительно, и петрохимическая его изученность недостаточна, так что судить о характере петрохимических трендов в этой части островодужной системы затруднительно. В Дашкесанском фрагменте выявляется унаследованный характер петрохимического тренда, однако диапазон и градиент концентрации K_2O ниже, чем в ареалах байосского возраста. Наибольшая экстенсивность вулканических излияний установлена в пределах Мровдагского, Карабахского и Агдамо-Мардакертского фрагментов. При этом ориентировка тренда в целом такая же, как на предыдущем этапе эволюции островодужной системы.

³ На основании исследований А.С. Остроумовой, И.Я. Цен-тер и некоторых других геологов северо-восточнее Сомхето-Карабахской дуги реконструируется еще одна — Саатлы-Кюрдамирская дуга, связанная с первой единым тыловым бассейном [13].

Диаметрально противоположную петрохимическую зональность обнаруживают вулканические ареалы в пределах Лачинского и Кафанского фрагментов. Концентрация калия в них возрастает в южном направлении. При этом латеральные диапазоны и градиенты концентрации калия здесь существенно ниже.

Отмеченное позволяет предположить, что где-то на рубеже байоса и бата в рассматриваемом регионе произошла существенная перестройка геодинамического режима. Океаническая литосфера начала поглощаться не только в северном, но и в южном направлении. Иначе говоря, восточная часть океанического бассейна оказалась с двух сторон обрамленной островными дугами: Сомхето-Карабахской на севере и Лачинско-Кафанской на юге. Это позволяет предполагать, что именно южная часть бассейна начиная с батского времени испытывала наибольшее сокращение. Судя по соотношению диапазонов и градиентов латеральной изменчивости концентрации калия, более энергичная субдукция происходила в северном направлении. В западной части бассейна направление субдукции не изменилось, но интенсивность его заметно уменьшилась.

Причиной такого перераспределения тектономагматической активности могла быть частичная блокировка северо-западного фланга Сомхето-Карабахской зоны субдукции мелкими островами и подводными возвышенностями океанического блока [7, 12]. Однако более вероятной причиной представляется общее вращение Сомхето-Карабахской дуги по часовой стрелке с полюсом где-то

в районе северной части оз. Севан. В этом случае становится понятной синхронизация процессов ослабления вулканизма на северо-западе и его резкого усиления на юго-востоке, где формировалась новая вулканическая дуга. Не исключено, что неравномерное распределение выходов офиолитов в Севано-Акеринской зоне также причинно связано с изменчивостью скорости поглощения океанической литосферы и соответственно скорости сокращения океанической акватории, примыкающей к разным частям островодужной системы.

В послебатское время, вероятно, продолжались дифференциальные подвижки некоторых фрагментов островодужной системы. Карабахский фрагмент смещался в восточном направлении вдоль Зод-Аскеранского разлома. Лачинский фрагмент также перемещался в восточном направлении относительно Карабахского фрагмента. Агдамо-Мардакертский фрагмент вращался по часовой стрелке, а весь северо-западный фланг островодужной системы вел себя как единое целое.

ПОЗДНЕЮРСКИЙ - РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

На этом этапе Сомхето-Кафанская островодужная система в основном развивается унаследованно, сохраняя характерные черты предыдущего батского этапа. По-прежнему функционируют обе противоположно направленные зоны субдукции. В пределах Сомхето-Карабахской дуги вулканические ареалы обнаруживают смещение к ее тыловым частям и к поперечным разломам, т.е. к

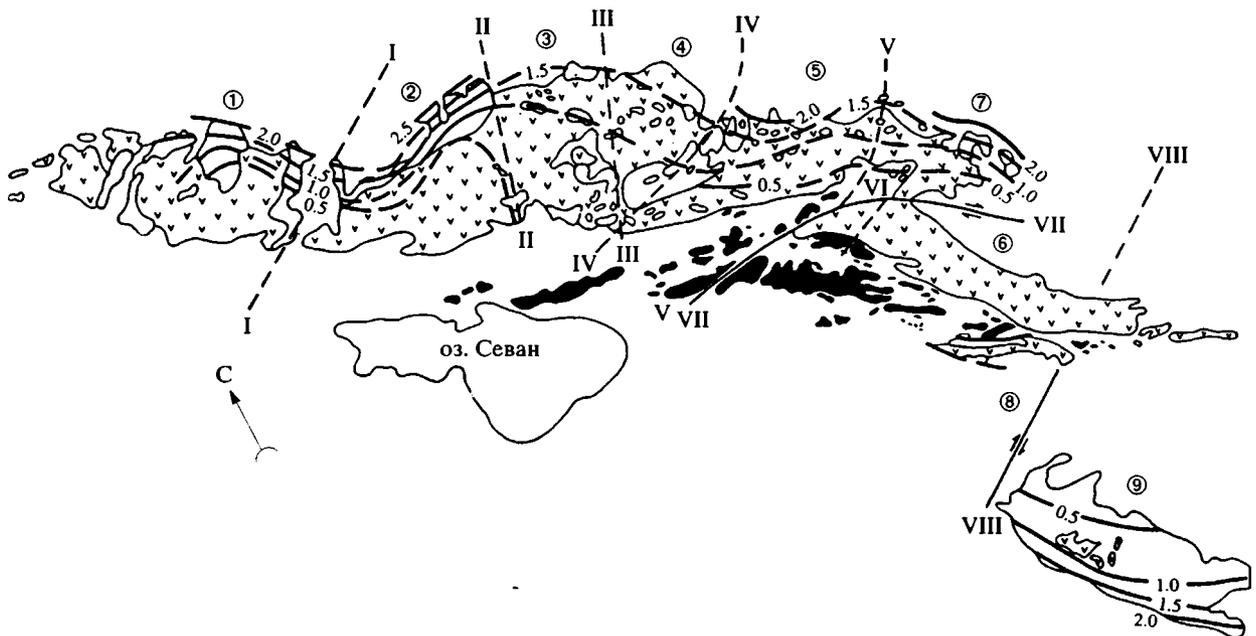


Рис. 3. Тренд-поверхности содержания K_2O в позднеюрских - раннемеловых вулканических породах Сомхето-Кафанской островодужной системы. Условные обозначения см. на рис. 1.

областям пониженного тектонического стресса и, следовательно, повышенной проницаемости литосферы.

Во всех фрагментах Сомхето-Карабахской дуги, за исключением Карабахского, петрохимический тренд однотипен и по ориентировке изолиний, и по величине диапазона и градиента концентрации K_2O (рис. 3). Можно говорить поэтому о едином (на данном этапе) Сомхето-Агдамском фрагменте. О некотором нарастании тектонического стресса свидетельствует не только смещение вулканической активности в тылы островной дуги, но и заметное увеличение латеральных градиентов концентрации K_2O .

Карабахский фрагмент и в особенности его крайний юго-восточный фланг практически амагматичен, что может быть следствием косой субдукции, обусловленной значительным относительным смещением фрагмента по широкому Зод-Аскеранскому сдвигу. Не исключено, однако, что решающим фактором в этом отношении явилось быстрое встречное движение перекрывающей плиты, в ряде случаев приводящее к снижению магматической активности [1]. В Лачинско-Кафанской дуге продукты вулканических излияний также распределены неравномерно. В Лачинском фрагменте вулканизм проявлен незначительно и диапазон изменчивости концентрации калия невелик. В этом отношении геодинамические условия в пределах Лачинского фрагмента сходны с теми, что были отмечены для Карабахского фрагмента. Кафанский фрагмент на данном этапе был ареной проявления интенсивного вулканизма. Пет-

рохимическая зональность вулканических ареалов выражена отчетливо. Разительные различия между Лачинским и Кафанским фрагментами заставляют предполагать их геодинамическую обособленность в момент формирования, подчеркнутую в дальнейшем относительным смещением по Окузарат-Мартунинскому разлому.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

На этом заключительном этапе формирования Сомхето-Кафанской островодужной системы экстенсивность и интенсивность вулканизма существенно не изменились, хотя возникли новые вулканические центры на флангах обеих дуг. Ось вулканической дуги вновь сместилась еще дальше в тыл зоны субдукции в среднем на 15 - 20 км, так что центральная и фронтальная ее части оказались затронутыми вулканическими проявлениями только вдоль поперечных разломов. Линии изоконцентрации K_2O во всех фрагментах островодужной системы ориентированы единообразно вдоль ее простирания (рис. 4), что указывает на определенное выравнивание условий поглощения океанической литосферы. Диапазоны и градиенты изменчивости концентрации калия в основном сохранились на прежнем уровне, свидетельствуя о стабильности тектонического стресса на глубинах магмогенеза.

К концу рассматриваемого этапа с началом континентальной коллизии вулканизм почти полностью прекратился. Реликты океанического бассейна преимущественно в автохтонном залегании [4, 15] сохранились в виде Севано-Акеринско-

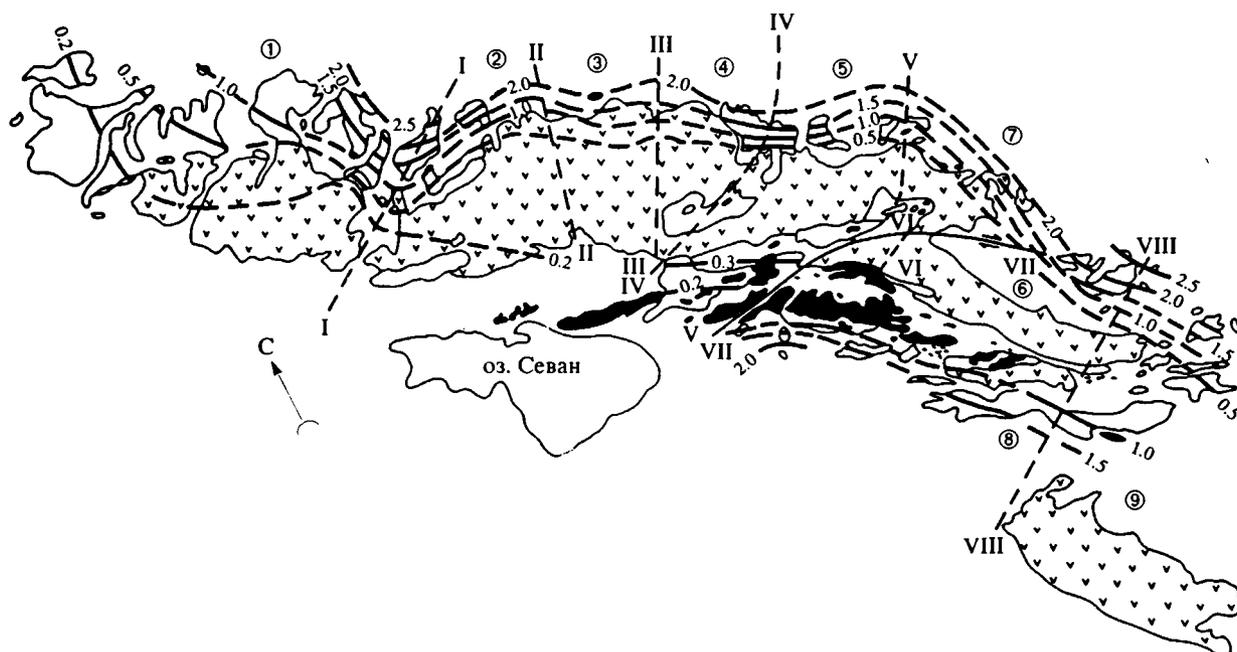


Рис. 4. Тренд-поверхности содержания K_2O в поздне меловых вулканических породах Сомхето-Кафанской островодужной системы. Условные обозначения см. на рис. 1.

го офиолитового шва, причем наиболее значительные выходы пород океанического ложа и (или) фундамента островодужной системы распространены ныне почти исключительно в области функционирования двусторонней субдукции или, иначе говоря, в зоне столкновения Сомхето-Карабахской и Лачинско-Кафанской островных дуг.

*
* *

Подводя общий итог проведенного исследования, отметим следующее.

1. В пределах вулканических ареалов Сомхето-Кафанской островодужной системы выявляется отчетливая зональность в распределении концентрации калия в вулканических породах. При этом характер петрохимических трендов согласуется с ранее установленными особенностями пространственного распределения магматических формаций. Имеются в виду, в частности, указания А.С. Остроумовой, И.Я. Центр и их коллег [13] на распространение щелочных пород в тылу Карабахской дуги (мартунинский базальтоидный комплекс) и в тылу Кафанской дуги (базальтоиды Гочасского прогиба). Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют в пользу представлений о функционировании в байосе одной, а в бате двух противоположно направленных зон субдукции: на север – Сомхето-Карабахской и на юг – Лачинско-Кафанской. Это заключение конкретизирует палеореконструкции, выполненные ранее В.Е. Хаинным и И.П. Гамкрелидзе [5, 16].

2. Петрохимический тренд (уровень концентрации калия, диапазоны и градиенты ее изменчивости, а также ориентировка изолиний) хорошо увязывается с фрагментацией островных дуг, установленной ранее в процессе геологического картирования – прослеживания поперечных разломов. Дискретность петрохимического тренда – резкие изменения его характеристик при переходе от одного фрагмента дуги к другому – позволяет оценить время и направление их относительно перемещения – син- и постсубдукционного (коллизийного). Петрохимические данные согласуются с теми тектоническими реконструкциями, в которых Лачинский и Кафанский фрагменты в мезозойское время не являлись непосредственным продолжением Сомхето-Карабахской дуги и соответственно не испытали в кайнозойское вращение на 180°. Их современное положение близко к тому, которое было в период обдуцирования и последующей коллизии.

3. Проведенное исследование затрагивает не только вопросы эволюции островных дуг, но имеет прямое отношение к истории разделявшего их океанического бассейна. Это объясняется тем, что вариации состава вулканитов опосредованно отражают условия поглощения и глубинного перераспределения океанической литосферы. Не случайно поэтому параметры петрохи-

мического тренда коррелируются с особенностями размещения офиолитов в пределах коллизийной сутуры. Наибольшая насыщенность базит-ультрабазитовыми массивами совпадает с областью столкновения двух островных дуг, т. е. той частью островодужной системы, в пределах которой шло наиболее интенсивное сокращение океанической акватории, сопровождавшееся значительным тектоническим стрессом и обдуцированием пород океанического ложа.

Петрохимические тренды островных дуг, указывающие на направление субдукционного процесса, равно как и другие данные, изложенные выше, наилучшим образом согласуются с преимущественно автохтонным (параавтохтонным) залеганием офиолитов Севано-Акеринского пояса. При этом находит естественное объяснение фациальная зональность в пределах реликтовой акватории Тетиса, установленная М.А. Сатианом [15], становятся понятными некоторые особенности химического состава офиолитов, сближающих их с островодужными образованиями [7, 8]. Все это, разумеется, не исключает бескорневого залегания некоторых частей обдуцированного материала океанической коры [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И.* Тектономагматические следствия “абсолютных” движений литосферных плит // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1982. Т. 304. С. 77 - 85.
2. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 357 с.
3. *Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88 - 103.
4. *Асланян А.Т., Сатиан М.А.* Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1987. 160 с.
5. *Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105 - 184.
6. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) / Ред. *Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д. и др.* Л.: Недра, 1989. 278 с.
7. *Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибилова Е.В. и др.* История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 17 - 30.
8. *Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В. и др.* Особенности структурного положения и состав вулканических серий офиолитов Малого Кавказа // Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С. 218 - 240.
9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1 – 328 с., кн.2 – 336 с.

10. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 150 с.
11. *Книппер А.Л., РикуЛ.-Э., Декур Ж.* Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис // История океана Тетис / Отв.ред. *Монин А.С., Зоненшайн Л.П.* М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 94 - 115.
12. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.
13. *Остроумова А.С., Центер И.Я., Авдеев А.Г., Бугрова Э.М.* Поздне меловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ) // Сов. геология. 1991. № 7. С. 65 - 71.
14. *Остроумова А.С., Центер И.Я., Авдеев А.Г.* Вулканические серии разреза Саатлинской сверхглубокой скважины // Глубинные исследования недр СССР // Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгр. XXVIII сес. Вашингтон, июль 1989 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 185 - 194.
15. *Сатиан М.А.* Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 196 с.
16. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектономагматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13 - 27.

Рецензент: А.Л. Книппер

Jurassic-Cretaceous Petrochemical Zoning of the Somkheto-Kafan Island Arc System (Lesser Caucasus)

V. G. Zaseev, I. I. Abramovich

Systematization and statistical treatment of more than 2 thousand chemical analyses done on Jurassic and Cretaceous volcanic rocks spread in the Somkheto-Kafan island arc system, revealed a clearly identified zonation in the potassium concentration distribution, typical of recent island arcs. The lateral petrochemical trend suggests that in the Bajocian the Somkheto-Karabakh subduction zone extended along the Tethys norther border, and since the Bathonian another – Lachin-Kafan zone in which the oceanic crust was disappearing in the southern direction. The orientation of the potassium isoconcentration lines and other characteristics of the petrochemical trend indicate a fragmentary nature of the island arc system and make possible to evaluate the syn- and postsubduction geodynamic processes.

УДК 551.243.5(262.13)

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ТИРРЕНСКОГО МОРЯ

© 1993 г. И. Н. Ельников

Южное отделение Института океанологии РАН, г. Геленджик

Поступила в редакцию 14.04.92 г.

В Тирренском море на двух полигонах (впадины Вавилова и Марсили) проводились детальные сейсмические наблюдения с целью изучения структуры осадочных отложений. По данным наблюдений построены батиметрические карты и схемы мощности осадочных отложений и рельефа кровли акустического фундамента. Во впадине Вавилова выявлена система разломных нарушений фундамента субмеридионального и субширотного направлений. Поверхность акустического фундамента разбита разломами на микроблоки размерами 5 - 10 × 20 км. Блоки смещены один относительно другого в субширотном направлении. На основании данных глубоководного бурения показано, что опускание дна впадины произошло 3.5 млн. лет назад в результате площадного рифтинга под влиянием спрединговых горизонтальных растягивающих усилий. Во впадине Марсили акустический фундамент разбит тектоническими нарушениями на ряд субширотных зон шириной 4 - 8 км. В свою очередь, зоны раздроблены субмеридиональными разломами на микроблоки протяженностью 1 - 10 км. Сделан вывод, что погружение дна моря в районе полигона произошло в результате раскола континентальных структур на отдельные субширотные зоны и смещения их в горизонтальном направлении на северо-восток. При этом происходило дробление зон на микроблоки с одновременным опусканием их по вертикали.

В 11-ом рейсе НИС "Рифт" (май 1987 г.) в Тирренском море на двух полигонах Институтом океанологии АН СССР проводились детальные сейсмические наблюдения с целью изучения структуры осадочных отложений. Основной задачей этих наблюдений являлось выяснение, наряду со структурными закономерностями размещения осадков, также и тектонических особенностей кровли акустического фундамента. Получение детальных сведений по разломной тектонике и структуре осадков для отдельных участков моря позволяет с большей определенностью судить о причинах и механизме погружения дна моря, проследить историю образования и развития бассейна.

По современным взглядам Тирренское море представляет собой молодой океанический бассейн. Образование его, как это было установлено глубоководным бурением [5, 6, 9], началось в позднем миоцене и, вероятно, продолжается до настоящего времени. Причем опускание дна, начавшееся на северо-западной окраине Тирренского моря, последовательно охватывало акваторию в направлении юга и юго-востока. Морской бассейн на северо-западе возник в позднем миоцене, центральная часть моря (впадина Вавилова) – в плиоцене и юго-восточная (впадина Марсили) – в конце плиоцена. Высокая сейсмическая активность Калабрийской дуги свидетельствует о про-

должающихся процессах опускания дна и в современную эпоху.

По поводу причин погружения дна моря существует большое количество гипотез. Их можно разделить на две группы. Некоторые исследователи полагают, что образование моря произошло в результате вертикальных движений [4, 7, 11, 13]. Другие авторы отдают предпочтение горизонтальным движениям [2, 3, 8, 10, 12], рассматривая Тирренское море как задуговой бассейн, сформировавшийся в тылу Калабрийской дуги в результате рассеянного спрединга. Причем раскрытие бассейна происходило с вращением континентальных структур Апеннинского полуострова в северо-восточном направлении.

Представительная информация о механизме погружения отдельных участков дна моря содержится в тектонической и структурной особенностях кровли акустического фундамента, покрытой в большинстве случаев мощным слоем осадочных отложений. В рейсе НИС "Рифт" с целью получения этих сведений выполнялись наблюдения на полигонах, расположенных в различных структурных зонах. Один полигон был выбран в глубоководной части моря во впадине Вавилова, другой – на склоне юга Апеннинского полуострова в юго-восточной оконечности моря (впадина Марсили). Результаты, полученные на полиго-

нах при интерпретации сейсмических данных, представляют самостоятельный интерес. Кроме того, на этих полигонах использовались различные методики и техника наблюдений. Поэтому результаты исследований будут представлены отдельно по каждому полигону.

ВПАДИНА ВАВИЛОВА

Полигон размером 20 × 25 миль расположен в южной части впадины Вавилова (рис. 1). В его пределах выполнена сеть сейсмических профилей. Профили ориентированы в широтном и меридиональном направлениях. Расстояние между профилями составляет 2 мили. В общей сложности отработано 400 миль профилей.

Сейсмические многоканальные наблюдения проводились методом отраженных волн со скоростью движения судна 4 - 5 узлов. Приемной сис-

темой служила пьезосейсмическая шланговая ко-са длиной 3 км с 24 рабочими секциями и 6 бес-приборными. Регистрация сейсмических колеба-ний производилась на магнитограф Н-067 в ана-логовом виде на магнитный носитель. Сигналы с ко-сы регистрировались 6 каналами магнитогра-фа. Вследствие этого на каждый канал магнито-графа подключалось по 4 рабочих секции сейсмо-косы, соединенных параллельно. На 7-ой канал магнитографа был подключен гидрофон, разме-щенный под пневмоисточником на глубине 15 м с целью регистрации прямого сформированного сигнала пневмоисточника. Параллельно с прове-дением аналоговой магнитной записи производилась также регистрация колебаний с первых че-тырех секций ко-сы на аппарат ФАК-П методом переменной плотности на электрохимическую бумагу.

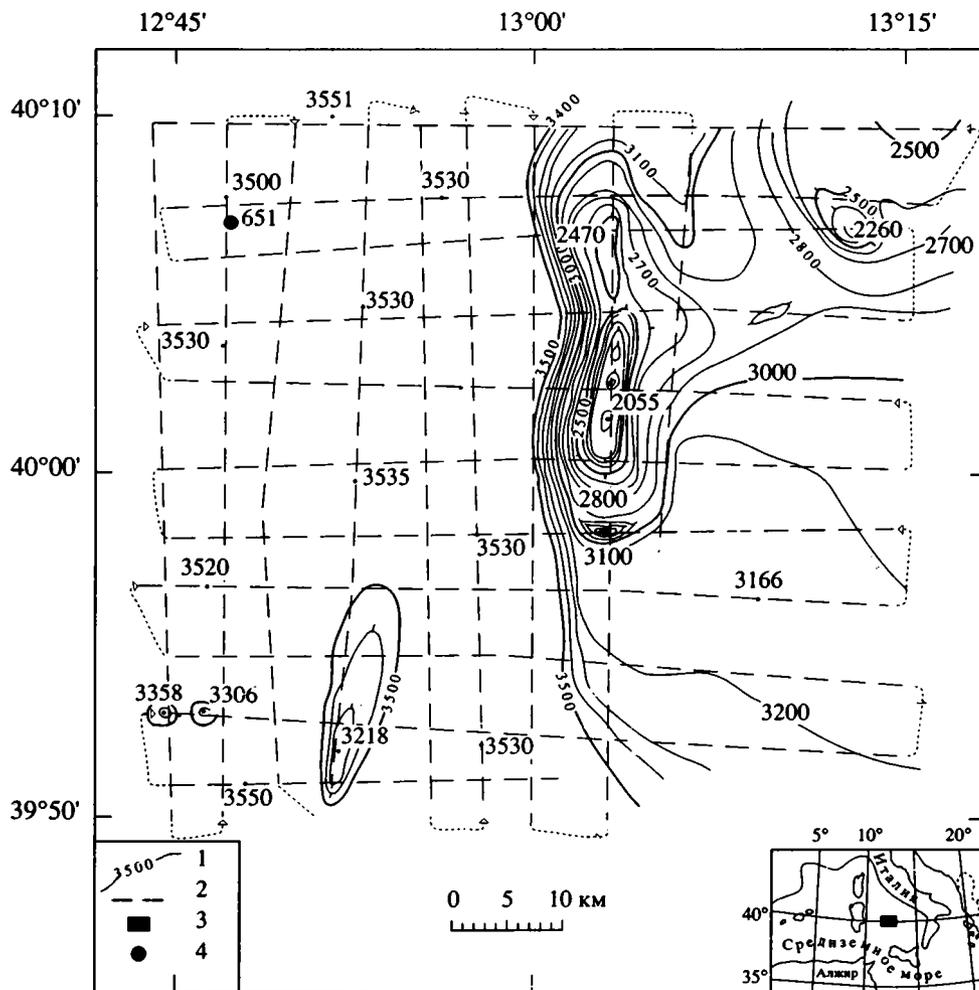


Рис. 1. Батиметрическая карта для полигона впадины Вавилова.

1 – изобаты; 2 – профили эхолотные; 3 – местоположение полигона; 4 – буровая скважина бортового судна “Гломар Челленджер”.

В качестве источника упругих волн применялся групповой пневмоизлучатель с 4 камерами объемом по 3 дм³ каждая, размещенными по углам квадратной металлической рамы с длиной стороны, равной 2 м, и в некоторых случаях (в основном при обработке небольшого количества меридиональных профилей) использовался одиночный пневмоисточник с объемом рабочей камеры 0,3 дм³. Запуск излучателя осуществлялся регистратором ФАК-П с временным интервалом 6.12 или 24 с в зависимости от количества рабочих пневмокамер в источнике.

На сейсмических записях, полученных в основном способом переменной плотности, волновая картина отчетливо распадается на два вида: коррелируемое и хаотическое волновые поля.

Коррелируемое (или полосчатое) волновое поле регистрируется от осадочных отложений с четкой горизонтальной стратификацией слоев. Хаотическое поле, как правило, располагается под полосчатым и соответствует кровле акустического фундамента. Контакт между этими типа-

ми полей недостаточно отчетливый, что, вероятно, связано с неровной поверхностью раздела, осложненной многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Заметно большой вклад в хаотическое поле приносят дифрагированные волны, возникающие в зонах разрывных нарушений. При интерпретации полученных данных строились сейсмические разрезы, на которые наносилась граница, разделяющая разные типы волновых полей. По этим данным в пределах полигона построены схемы мощности осадочных отложений (рис. 2) и рельефа поверхности акустического фундамента (рис. 3). При этом средняя скорость распространения упругих волн в осадках принималась условно равной 2 км/с.

По данным эхолотного промера построена батиметрическая карта полигона. При построении карты учтены поправки за скорость звука в водном слое. В пределах полигона рельеф поверхности дна имеет асимметричное строение (см. рис. 1). Западная половина представляет собой идеально выположенную поверхность с глубинами 3530 м. И только лишь в южной части имеется несколько

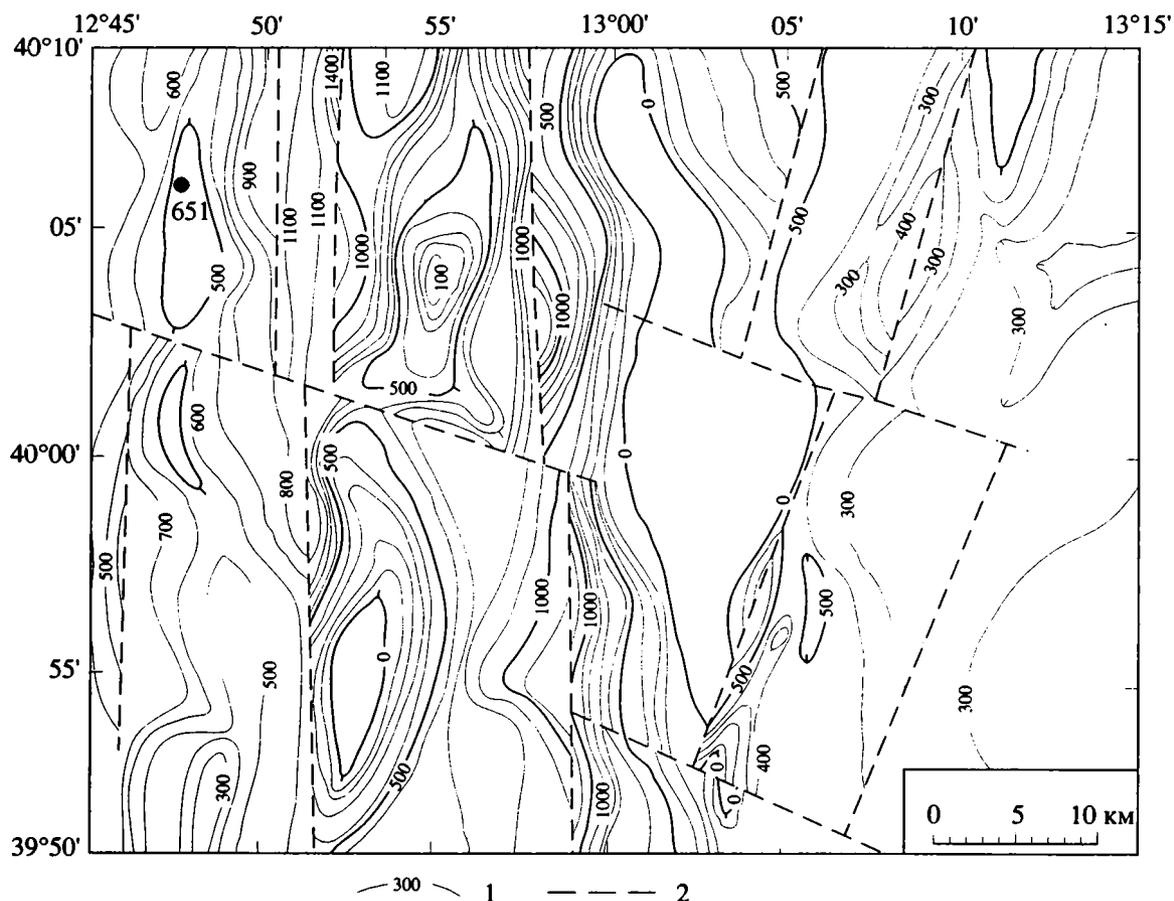


Рис. 2. Схема мощности осадочных отложений на полигоне впадины Вавилова.

1 – изолинии мощности; 2 – разломы. Остальные условные знаки см. на рис. 1.

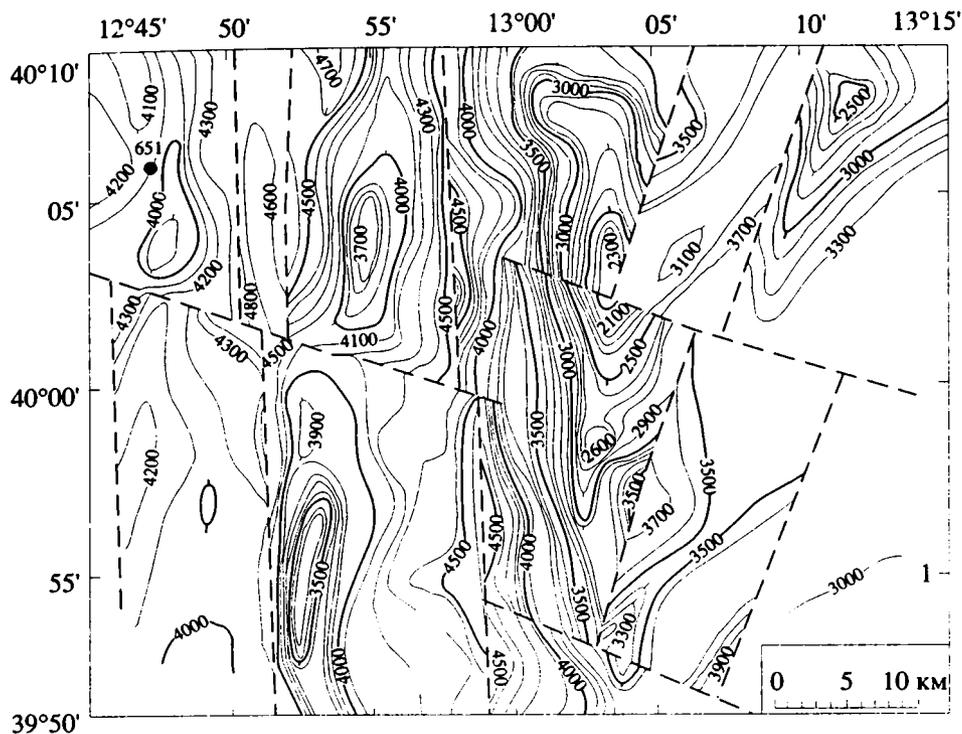


Рис. 3. Схема рельефа кровли акустического фундамента на полигоне впадины Вавилова.

1 – изолинии глубины залегания кровли акустического фундамента. Остальные условные знаки см. на рис. 1, 2.

небольших холмообразных поднятий высотой 200 - 300 м. Восточная половина полигона занята горообразными поднятиями значительной высоты с большой степенью расчлененности. Наиболее примечательной особенностью в рельефе является гора Флавио Джойя, вытянутая в меридиональном направлении на 25 км. Вершинная часть ее распадается на несколько конусообразных выступов. Основание горы с запада хорошо оконтуривается изобатой 3500 м, с востока – 2800 м. Минимальная глубина моря над вершиной горы составляет 2055 м. Таким образом, высота горы достигает почти 1.5 км. В северо-восточном направлении дно моря поднимается. Здесь имеются также отдельные возвышенности. К югу поверхность дна выполаживается с постепенным увеличением глубины моря.

Структура осадочного чехла и рельеф акустического фундамента на полигоне осложнены системой многочисленных разрывных нарушений, меридиональной (или субмеридиональной) и субширотной ориентации, выявленных в кровле фундамента дизъюнктивными нарушениями. В пределах депрессионной части полигона (западная половина) разломы ориентированы почти строго по меридиану. Они располагаются на расстоянии 8 - 10 км один от другого. Нарушения не прослеживаются непрерывно в пределах полиго-

на. На широте 40° с.ш. они смещены в широтном направлении примерно на 1 - 2 км субширотным разломом. В восточной половине полигона в пределах горы Флавио Джойя ориентация разломных нарушений меняется. Здесь вместо строго меридионального направления отмечается отклонение на 15° к востоку от меридиана. В этой части полигона разломы также смещаются субширотными нарушениями, причем амплитуда смещения увеличивается до 3 - 4 км.

Разломные нарушения контролируют распределение на площади осадочных отложений и их мощность (см. рис. 2) и усложняют структуру акустического фундамента (см. рис. 3). Распределение осадков на полигоне носит мозаичный характер. Значительные вариации мощности осадочных отложений отмечаются в зонах разрывных нарушений. Максимальные толщи осадков – 1000 - 1400 м обнаружены непосредственно в местах расположения разломов. Обычно минимальные мощности осадочных отложений (0 - 500 м) отмечаются в центральных частях сегментов, ограниченных разломами. Области максимальных значений мощности осадков, как правило, вытянуты в пределах отдельных сегментов в субмеридиональном направлении.

Поверхность акустического фундамента, разбитая субширотными и субмеридиональными разломами, представляет собой упорядоченную мозаику отдельных микроблоков, занимающих различные гипсометрические уровни. Блоки вытянуты в меридиональном направлении до 20 км и более. Ширина их достигает 5 - 10 км. Рельеф поверхности фундамента в пределах отдельных блоков достаточно сложный. Обычно во всех микроблоках имеется поднятие, амплитуда которого может достигать 1 км. Оно прослеживается по простиранию блока. В некоторых блоках поднятие имеет изометрическую форму, в других (гора Флавио Джойя) оно явно рассекается субширотными разломами на асимметричные сегменты.

Выявленные по результатам сейсмических исследований особенности структуры осадочного чехла и поверхности акустического фундамента отражают условия образования и механизм погружения дна Тирренского моря в исследованном регионе. По данным глубоководного бурения (скважина 373 находится в 7 милях к югу от полигона [5], скважина 651 расположена в северо-западном углу полигона [6]) акустический фундамент сложен базальтами теленитового состава, аналогичными базальтам срединно-океанических хребтов. Осадочные породы представлены мергелями с прослоями цеолитовых глин и вулканического пепла. С учетом этих данных механизм образования Тирренского моря может трактоваться по схеме развития задугового бассейна [1]. Процессы активного рифтинга во впадине Вавилова, вероятно, начались 3.5 млн. лет тому назад. Микроблоковая структура кровли базальтового фундамента заставляет полагать, что линейный спрединговый центр здесь отсутствовал. Вероятно, рифтогенез охватывал значительную по размерам площадь бассейна. Субмеридиональные разломы, обнаруженные при сейсмических исследованиях, возможно, являются залеченными швами действовавших в раннем плиоцене микроспрединговых зон растяжения. Причем процесс рифтогенеза был направленным. Об этом свидетельствуют субширотные разломные нарушения, ориентированные по азимуту 115° - 120° . Возможно, что смещение одних микроблоков относительно других происходило по этим тектоническим нарушениям. При этом возможны вращательные движения отдельных блоков, о чем говорит изменение направления спрединговых центров от строго меридионального в депрессионной части полигона к направлению с азимутом 15° в районе горы Флавио Джойя.

Площадный рифтогенез способствовал формированию сложного рельефа дна моря, как это видно из карты рельефа акустического фундамента (см. рис. 3). Процессы осадконакопления в значительной степени в дальнейшем сnivelировали этот рельеф. В современный период только от-

дельные участки морского дна не покрыты осадочными отложениями, возвышаясь над поверхностью дна в виде отдельных выступов фундамента.

ВПАДИНА МАРСИЛИ

В пределах полигона площадью свыше 200 км² отработана сетка сейсмических профилей меридиональной и широтной ориентации. Расстояние между профилями составляло 2 мили. Всего на полигоне отработано по 13 меридиональных и широтных профилей общей протяженностью около 1200 погонных километров. На профилях выполнялось сейсмическое непрерывное профилирование и эхолотирование дна моря.

Сейсмопрофилирование производилось при движении судна со скоростью 9 узлов. В качестве источника упругих волн применялся пневматический излучатель с объемом рабочей камеры 3 дм³ и давлением сжатого воздуха 100 атм. Частотный диапазон излучаемых колебаний составлял 30 - 120 Гц. Приемной системой служила пьезокоса, состоящая из двух рабочих секций. Длина каждой секции составляла 50 м.

Регистрация упругих колебаний осуществлялась магнитографом Н-067 и регистратором ФАК-П. Магнитная запись производилась с каждого канала сейсмокоды в аналоговом виде. Кроме того, производилась также запись на третий канал магнитографа с гидрофона, буксируемого около пневмоисточника. С одного из каналов коды осуществлялась параллельная запись сигналов на аппарат ФАК-П способом переменной плотности на электрохимическую бумагу.

Поверхность дна моря на полигоне чрезвычайно изрезана (рис. 4). В южной части полигона возвышается конусообразная гора Алкона с минимальной отметкой вершинной части 903 м. Западное подножье горы ограничивается изобатой 2000 м, восточное - 1700 м. Гора, вероятно, имеет вулканическое происхождение. Юго-западный угол полигона захватывает восточное окончание впадины Марсили с глубинами моря свыше 3000 м. В средней части полигона расположены горные поднятия Палинура и Энотрио. Гора Палинура, расположенная на западе, имеет несколько изолированных вершин с отметками менее 1000 м, основание ее оконтуривается изобатой 1500 м. К востоку от нее расположена гора Энотрио, в вершинной части которой обнаружены выступы дна с отметками глубины моря менее 300 м. Как верхняя часть, так и склоны горы осложнены отдельными поднятиями и углублениями. Горы Энотрио и Палинура вытянуты в широтном направлении. На глубине 1500 м они разделены понижением шириной около 5 км.

К северу от описанных гор протягивается хорошо выположенная депрессия. На западе глуби-

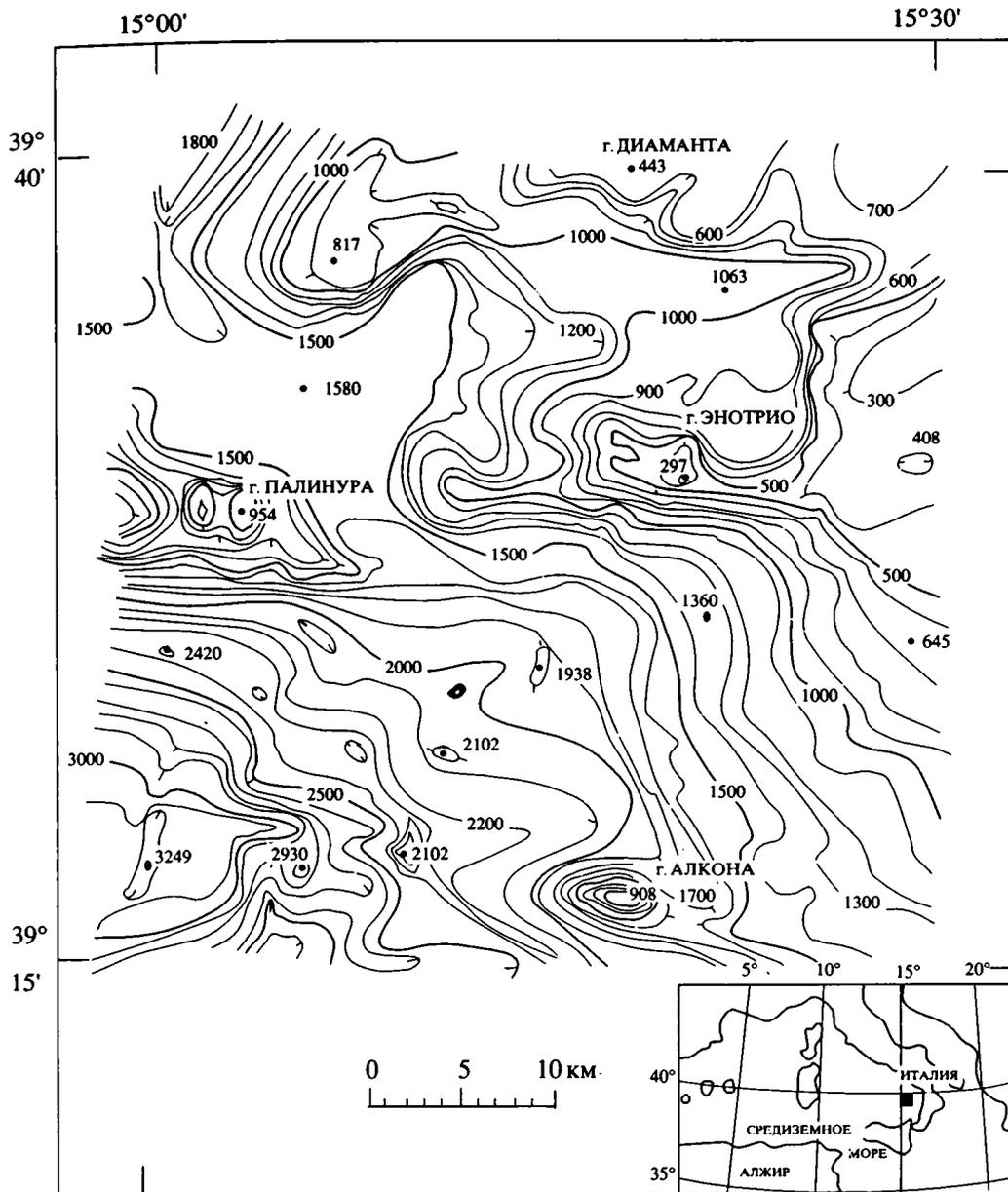


Рис. 4. Карта рельефа дна моря на полигоне впадины Марсили. Условные обозначения см. на рис. 1.

на моря в ней составляет 1500 м, к востоку она постепенно уменьшается до 1000 м. Ширина депрессии на западе достигает 10 км, на востоке несколько уменьшается.

Севернее депрессии возвышается гора Диаманта. Она протягивается преимущественно в широтном направлении. Вершина горы имеет сложную форму. В пределах ее встречаются отметки глубины моря менее 500 м. В восточной части полигона между горами Алкона и Энотрио расположена склоновая часть Апеннинского полуострова с глубинами моря от 500 м до 2000 м. Средняя крутизна ее не превышает 5°.

Многообразие морфологических структурных форм в пределах полигона обусловило регистрацию неоднородной волновой картины на сеймопрофилограммах при непрерывном сейсмическом профилировании. Сравнительно простая волновая картина получена на участках профилей, расположенных в пределах полигона над пологими склонами и депрессиями. Здесь, как правило, от акустического фундамента регистрируются четкие, энергетически выразительные отражения с хорошим разрешением. Вверх по разрезу волновое поле становится стратифицированным. Отмечается практически повсеместное распространение акустически прозрачных интервалов за-

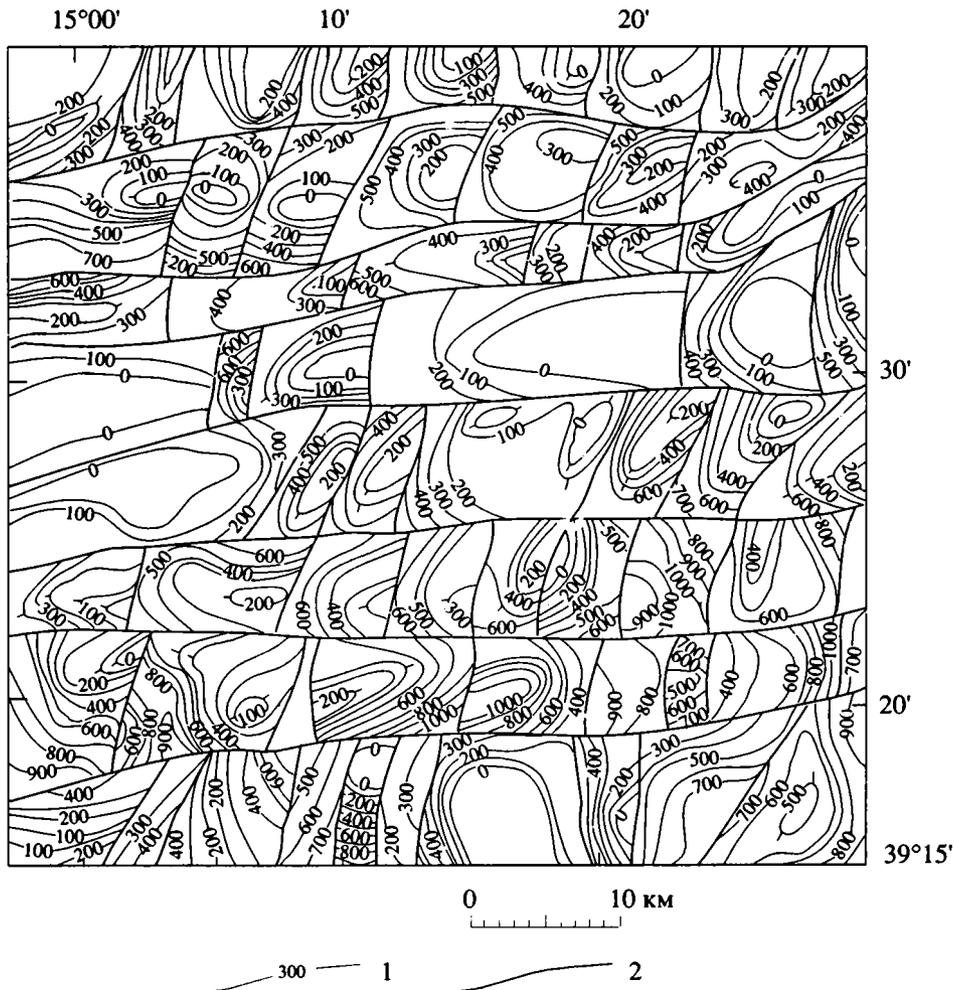


Рис. 5. Схема мощности осадочных отложений на полигоне впадины Марсили.

1 – изолинии мощности осадочных отложений; 2 – разломы.

писи, ограниченных по вертикали прерывистыми отражающими горизонтами. В верхних частях склонов горных поднятий волновая картина приобретает мозаичный характер. Стратификация поля практически отсутствует. В то же время акустический фундамент динамически выразителен.

Наиболее сложная волновая картина получена на участках профилей, расположенных над вершинами поднятий. Здесь волновое поле осложнено большим количеством боковых отражений. Существенный вклад привносят также и дифрагированные волны. От акустического фундамента регистрируются недостаточно разрешенные отражения с плохой динамической выразительностью. Они представляют собой цуг колебаний большой длительности. Корреляция отражений затруднительна.

По данным непрерывного сейсмического профилирования построены сейсмические разрезы.

При этом рельеф морского дна определялся по материалам эхолотного промера, а глубины дна моря – с учетом скорости звука в воде. При построении разрезов скорость распространения сейсмических волн принималась условно равной 2 км/с.

На основании данных интерпретации временных и сейсмических разрезов непрерывного сейсмического профилирования построены схемы мощности осадков (рис. 5) и рельефа акустического фундамента (рис. 6). Основным фактором, контролирующим распределение и мощность осадочных отложений и осложняющим рельеф акустического фундамента, является система разломных нарушений, выявленная на полигоне. Эта система включает в себя два типа тектонических нарушений. Первый тип, основной, представлен разломами субширотной ориентации, протягивающимися почти параллельно один другому и прослеживающимися непрерывно в пределах полигона. Рассто-

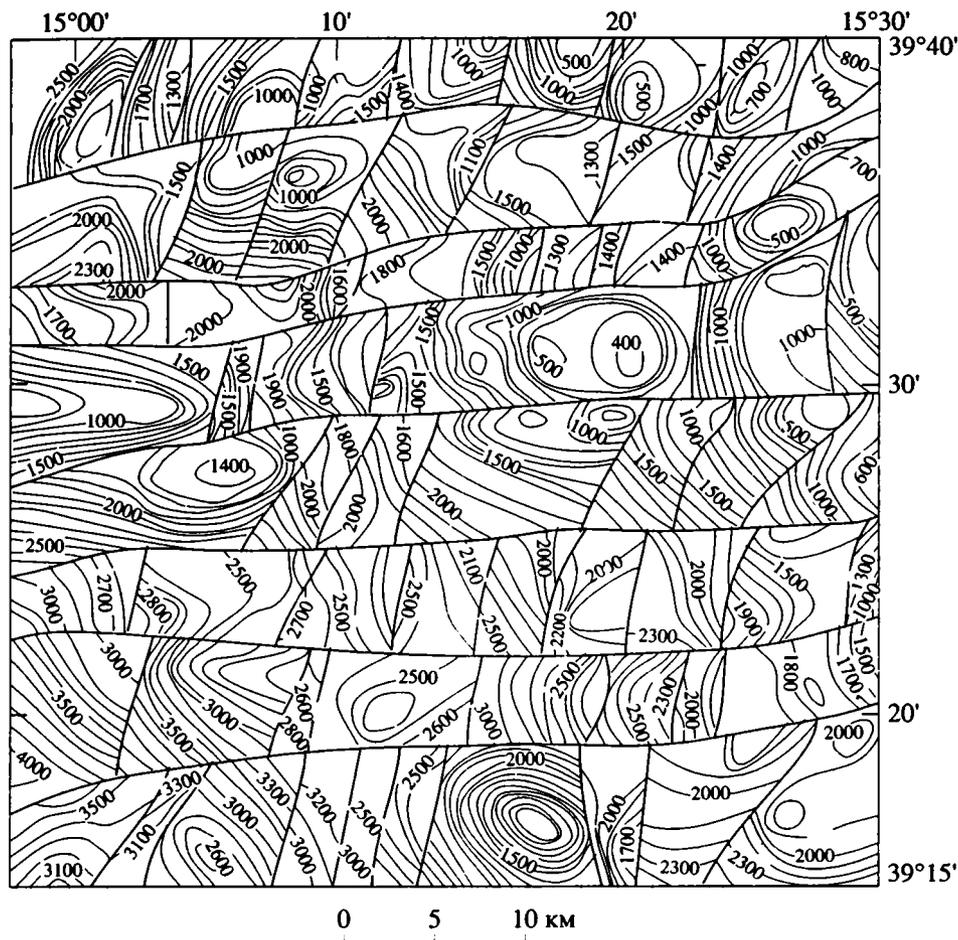


Рис. 6. Схема рельефа кровли акустического фундамента на полигоне впадины Марсили.

1 – изолинии глубины залегания кровли акустического фундамента. Остальные условные знаки см. на рис. 1, 5.

яние между разломами строго не выдерживается, оно может варьировать от 4 до 8 км. Таким образом, субширотные разломы рассекают площадь полигона на отдельные линейные зоны переменной ширины. В свою очередь, зоны дробятся разломами второго типа на ряд сегментов. Эти разломные нарушения имеют субмеридиональное направление с преимущественной ориентировкой на северо-северо-восток. Расстояние между разломами второго типа колеблется в значительно больших пределах, чем первого типа, и может составлять от 1 до 10 км и более. Субмеридиональные нарушения прослеживаются непрерывно только в пределах отдельной линейной зоны.

Мощность осадочных отложений в секторах, ограниченных со всех сторон разломными нарушениями, варьирует в больших пределах. Максимальные мощности осадков отмечаются в юго-восточном углу полигона восточнее линии меридионального направления, соединяющей горы Алкона и Энотрио. Здесь мощность отложений в

некоторых секторах достигает 700 - 1000 м. Но необходимо отметить, что таких мест немного. Как правило, мощность отложений в пределах сектора изменяется в значительных пределах – от 200 - 300 до 1000 м. Повышенные мощности осадков, достигающие 700 - 800 м, отмечаются также к югу от горы Палинура. В депрессии между горами Диаманта и Энотрио мощности осадочных отложений не превышают 400 - 500 м. Вершинные поверхности горных поднятий практически лишены осадков. Не имеется их также и на южных склонах гор Палинура и Энотрио. Характерной особенностью в распределении осадочных отложений на полигоне является то, что в зонах тектонических нарушений мощность осадков повсеместно возрастает.

Рельеф акустического фундамента вследствие наличия тектонических нарушений весьма специфичен. Он представляет собой мозаику микроблоков, ограниченных со всех сторон разломами. В пределах отдельного микроблока перепад

высот может достигать значительных величин – 1 - 1.5 км и более. Микроблоки наклонены один к другому под разными углами. В то же время проявляется одна примечательная особенность. В пределах отдельных широтных зон, как правило, у всех микроблоков восточный край приподнят, а западный опущен. В зонах, прилегающих к вершинным поверхностям горных поднятий, обычно приподнятым бывает северо-восточный угол блока, а опущенным – юго-западный.

Минимальные отметки рельефа акустического фундамента зафиксированы на вершинах горных поднятий, где они могут составлять 300 - 400 м (горы Энотрио, Диаманта). Максимальные глубины погружения фундамента наблюдаются в юго-западном углу полигона – 4000 м. Отмечается общая закономерность: в пределах отдельной широтной зоны микроблоки постепенно погружаются с востока на запад. Перепад высот на расстоянии 40 км составляет примерно один километр.

Выявленные при сейсмических исследованиях тектонические особенности в строении кровли акустического фундамента и структуре осадочного чехла отражают механизм погружения континентальных структур в процессе образования акватории Тирренского моря. Полигон находится примерно в 20 милях от береговой линии Апеннинского полуострова. Судя по морфологическим признакам, он расположен непосредственно на склоне континентальных структур. Вероятно, поверхность акустического фундамента представляет собой прямое продолжение структур полуострова. Слой осадочных отложений накопился за время погружения этих структур под уровень моря. Протяженные тектонические нарушения, нормальные к береговой линии, по всей вероятности, являются разломами, по которым происходило горизонтальное смещение структур полуострова в северо-восточном направлении. При этом, поскольку дно моря погружалось, линейные зоны дробились на отдельные микроблоки. Это хорошо видно по взаимному расположению микроблоков, при котором восточные края их приподняты, а западные опущены.

На основании полученных экспериментальных данных можно предположить, что в процессе образования восточной части Тирренского моря преобладали горизонтальные раздвиговые усилия. В результате этих движений шло раскалывание континентальных структур Апеннинского полуострова на отдельные широтные пластины с перемещением их в северо-восточном направлении. Юго-западные края пластин, испытывая погружение на более низкий гипсометрический уровень, подвергались дроблению вертикальными разломами на отдельные микроблоки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные сейсмические исследования, проведенные на полигонах в центральной части Тирренского моря (впадина Вавилова) и на восточной периферии бассейна (впадина Марсили), позволили выявить чрезвычайно высокую тектоническую активность процессов, приведших к образованию морского бассейна. Во впадине Вавилова разломная тектоника отражает механизм раздвижения участков дна. Начиная с плиоцена, в пределах впадины зарождались и действовали многочисленные микросрединговые центры, в результате чего значительно увеличивалась площадь моря и происходило интенсивное погружение его новообразованных структур. Процесс образования микросрединговых центров был направленным, распространяясь с северо-запада на юго-восток.

Зарождение впадины Тирренского моря происходило в регионе с мощной земной корой континентального типа. Суммарные раздвиговые усилия микросрединговых центров воздействовали на окружающие континентальные структуры, смещая их в горизонтальном направлении. Механизм воздействия и перемещение структур хорошо зафиксированы в разломной тектонике, выявленной на полигоне впадины Марсили на ее восточном борту. Под влиянием раздвиговых усилий прилежащие континентальные структуры раскалывались на ряд сравнительно нешироких полос. Разломные нарушения, ограничивающие эти полосы, ориентированы примерно под углом 45° к срединговым центрам. Смещение континентальных структур юга Апеннинского полуострова происходило, вероятно, по выявленным тектоническим разломам в северо-восточном направлении. Этот процесс сопровождался дроблением полос на ряд микроблоков с постепенным погружением последних в юго-западном направлении. Таким образом, в основе процессов зарождения и образования Тирренского моря лежат горизонтальные раздвиговые напряжения в земной коре, действующие в этом регионе вот уже в течение 3.5 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сборщиков И.М., Вержбицкий Е.В., Городницкий А.М.* и др. Современное представление о структуре и эволюции Тирренского моря // Геология морей и океанов: Тез. докл. 8-ой Всесоюзной школы морской геологии. М.: Институт океанологии. 1988. Т. 4. С. 77 - 78.
2. *Barberi F., Gasperini P., Innocenti F., Villari L.* Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodynamics implication // *Journal Geophysical Research*. 1973. V. 78. N. 23. P. 5221 - 5232.
3. *Boccaletti H., Elter P., Guazzone G.* Plate Tectonic models for the development of the Western Alps and North-

- ern Apennines // *Nature*. 1971. V. 234. N. 5331. P. 2108 - 2111.
4. *Heezen B.C., Gray C., Segre A.G., Zarudski E.F.K.* Evidence of bounded continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea // *Nature*. 1971. V. 229. N. 5283. P. 327 - 329.
 5. *Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D. et al.* Init. Reports of DSDP. U.S.Gover. Printing office. 1978. V. 42A. P. 151 - 174.
 6. *Kastens K., Masce J.* Leg 107 in the Tyrrhenian Sea // *Nature*. 1986. V. 321. N. 6068. P. 383 - 384.
 7. *Morelli C.* Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea // *Bollettino Geofisica Teorica e Applicata*. 1970. V.12. N. 3. P. 273 - 305.
 8. *Rehault J.P., Moussat E., Fabbri A.* Structural evolution of the Tyrrhenian basin // *Marine Geology*. 1987. V. 74. N. 1 - 2. P. 123 - 150.
 9. *Ryann W.B.F., Hsü K.J., Cita M.B. et al.* Init. Reports of DSDP. U.S.Gover. Printing office. 1973. V. 13. P. 403 - 464.
 10. *Scandone P.* Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc // *Bollettino Societa Geologica Italiana*. 1980. V. 98. N. 1 - 2. P. 27 - 34.
 11. *Selli R., Fabri A.* Tyrrhenian: a Pliocene deep sea. *Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*. 1971. V. 8. N. 1 - 2. P. 104 - 116.
 12. *Trincardi F., Zitellini N.* The rifting of the Tyrrhenian basin // *Geo-Marine Letters*. 1987. V. 7. N. 1. P. 1 - 6.
 13. *Wesel F.C.* A rifted Kricogenik-Suell basin // *Memoril Societa Geologica Italiana*. 1984. V. 24. N. 4. P. 531 - 568.

Fault Tectonics of the Tyrrhenian Sea Acoustic Basement

I. N. Yel'nikov

The detailed seismic observations carried out in two sites (the Vavilov and Marsili Basins) of the Tyrrhenian Sea, were aimed at studying the structure of sedimentary deposits. The observation data enabled us to draw bathymetric maps and schemes showing the thickness of sedimentary sequences and the relief of the acoustic basement roof. The Vavilov basin displays a system of the basement fault disturbances of the submeridional and sublatitudinal trends. The acoustic basement surface is broken by faults into microblocks, 5 - 10 × 20 km in size. The blocks are mutually displaced in the sublatitudinal direction. Deep drilling data indicate that the subsidence of the basin floor took place 3.5 mln years ago as a result of rifting which had occurred under the influence of spreading horizontal extension forces. In the Marsili basin the acoustic basement is cut by tectonic disturbances into several sublatitudinal zones, 4 - 8 km wide. In their turn the zones are broken by submeridional faults into microblocks extending for 1 - 10 km. The conclusion is made that the subsidence of the sea floor in the site area resulted from splitting of continental structures into separate sublatitudinal zones and their horizontal shifting in the north-eastern direction. Simultaneously the zones were broken to form microblocks subsiding in the vertical direction.

УДК 551.089

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДОНОСНОЙ СИСТЕМЫ: ИНТРУЗИВ И ЕГО КРОВЛЯ

© 1993 г. С. В. Белов

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва

Поступила в редакцию 30.09.91 г.

Ни примере реального рудного объекта – купола Караобинского гранитного интрузива методом конечных элементов на ЭВМ смоделирован процесс его становления в прогрессивный этап – при активном интрузивном давлении и в регрессивный этап – при последующих просадках в связи с уменьшением объема при остывании и контракции. Выполнены расчеты и количественное сопоставление особенностей напряженно-деформированного состояния в оба этапа. Сделан вывод о преобладании в структуре силового поля сжимающих напряжений, приведших к формированию рудовмещающих сколовых трещин, а также о доминирующей структурообразующей роли магматического диапиризма. Рекомендовано особенности поля напряжений использовать в качестве дополнительного тектонофизического критерия при прогнозе оруденения.

Связь процессов деформации горных пород и эндогенного рудообразования общеизвестна. Появляется все больше фактов, свидетельствующих о том, что напряженно-деформированное состояние среды не только ответственно за формирование тектонических рудовмещающих структур, но и существенным образом влияет на процесс миграции, перераспределения и концентрирования полезных компонентов. В этой связи изучение напряженно-деформированного состояния среды рудообразования на реальных объектах позволяет наметить дополнительные, тектонофизические критерии прогноза месторождений полезных ископаемых и сделать этот прогноз более обоснованным. В полной мере вышесказанное относится к деформационным трещинным структурам, возникающим в системе интрузив-надинтрузивная зона в связи со становлением массивов кислых и ультракислых гранитоидов, которые в совокупности с соответствующими характеристиками надинтрузивной зоны являются главным составным элементом обобщенной рудноформационной модели большой группы штокверковых и жильно-штокверковых месторождений цветных и редких металлов. Система интрузив-надинтрузивная зона впервые выделена Г.Н. Щербой [15] на примере редкометалльных месторождений Казахстана, впоследствии изучалась другими авторами. В монографиях М.А. Осипова [12] и Т.М. Лаумулина [9] рассматривалось ее развитие на основе постулата о ведущей роли в структурообразовании процессов усадки и контракции гранитного массива при остывании. Вместе с тем в ряде работ [11, 13, 16 - 18 и др.] приводятся убедительные свидетельства того, что формирование значительной, а в отдельных случаях – подав-

ляющей части рудовмещающих трещинных структур связано с механической активностью внедрившегося расплава.

Проявление магматического диапиризма и контракции при становлении гранитных интрузивов не вызывает сомнений, но остается неясным вклад каждого из этих процессов в формирование рудовмещающих трещинных каркасов. Трудность в решении проблемы состоит в том, что как при интрузивном давлении, так и при контракции, трещинообразование в надинтрузивной зоне происходит в условиях локальных радиальных усилий. Несмотря на то что в первом случае такие усилия направлены вверх, а во втором – вниз, доминирующим типом дислокаций, образующихся в связи с радиальными усилиями, оказываются многочисленные навстречу падающие крутые трещины скола, которые при статистической обработке образуют на круговых диаграммах идентичные поясовые рисунки [11]. Опыт изучения штокверковых месторождений свидетельствует, что в полевых условиях провести уверенное разделение трещин, связанных с прогрессивным и регрессивным этапами становления интрузива, оказывается сложно.

Цель настоящей работы – тектонофизическое моделирование на реальном объекте полей напряжений и деформаций, приводящих к формированию рудовмещающих трещинных структур в надинтрузивной зоне и в самом гранитном массиве при его активном внедрении и последующей усадке и контракции; количественная оценка роли обоих процессов в структурообразовании в системе интрузив-надинтрузивная зона.

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ, МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В качестве типового объекта моделирования системы интрузив–надинтрузивная зона был выбран один из куполов Караобинского гранитного интрузива, с которых генетически связана молибден-вольфрамовая минерализация, локализованная в виде жил и штоков в надинтрузивной зоне [1]. Караобинское месторождение расположено в пределах одноименной вулканоплутонической структуры, находящейся в юго-западной части девонского вулканического пояса Казахстана. В изучении месторождения важная роль принадлежит О.А. Синеву, Л.И. Серикову, Г.Н. Щербе, А.Н. Строганову, Л.П. Ермиловой, В.К. Денисенко, А.В. Лозовскому, В.И. Зайкину, Е.Д. Беляковой, А.А. Фролову, С.В. Белову, Ф.Л. Думлеру и др. Разрез месторождения представлен кислыми вулканогенными образованиями девонского возраста, которые прорваны интрузией аляскитовых гранитов. В результате исследований структуры месторождения в ее формировании предполагается значительная роль радиальных усилий, связанных с механическим воздействием интрузии гранитов и ее контракцией при остывании [1, 2].

Для оценки напряженно-деформированного состояния пород в системе интрузив–надинтрузивная зона на прогрессивном этапе, т.е. во время активного внедрения гранитов, и на регрессивном этапе – при остывании, усадке и контракции массива, было выполнено тектонофизическое моделирование с использованием метода конечных элементов. При моделировании применена программа “Stress”, разработанная М.Г. Курбанаевым [8] для решения геологических задач в условиях плоской деформации. Сущность метода конечных элементов заключается в аппроксимации сплошной среды с бесконечным числом связей совокупностью подобластей, имеющих конечное их число [5]. При моделировании задают внешние воздействия и вычисляют перераспределение усилий, возникающее под влиянием физико-механических неоднородностей в каждом отдельном узле, а затем рассчитывают напряжения внутри конечного элемента. Достоинством метода является возможность моделирования в реальном масштабе.

В качестве геологической основы для построения модели взят изученный нами эталонный разрез южного участка месторождения, который был разбит на 410 треугольных конечных элементов (рис. 1а). Осредненная петрофизическая характеристика вулканогенных пород, слагающих кровлю гранитного купола, получена на основе экспериментального изучения физико-механических свойств образцов [3] с учетом поправок на изменение свойств в массиве. Модуль Юнга липаритовых порфиров кровли $E = 7.8 \times 10^5$ кг/см²,

коэффициент Пуассона – 0.18. Кроме того, петрофизические свойства материала, располагающегося во внешних боковых краях модели, были подобраны с таким расчетом, чтобы исключить искажение поля напряжений от боковых границ. Модуль Юнга для рамки (крупные треугольные конечные элементы) составил 0.5×10^5 кг/см², коэффициент Пуассона – 0.1.

Реализация задачи магматического диапиризма внедряющейся интрузии осуществлялась при следующих заданных условиях. Модель неподвижно закреплена по бокам. Величина интрузивного давления для гранитов второй фазы, слагающих рассматриваемый купол, принята на основе работы [1] и составляет в среднем 800 кг/см². И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко [10] показали, что воздействие магматического расплава на кровлю существенно отличается от вдавливания жесткого штампа в породу. Поэтому в начальной стадии прогрессивного этапа внедрения интрузии, когда незастывшая магма представляла собой жидкий штамп, векторы интрузивного давления в апикальной части Караобинского купола были ориентированы в разные стороны, по нормали к его поверхности (см. рис. 1б). Вертикальная мощность пород кровли, установленная путем палеорекострукции, составляет около 1800 м [1], что с учетом плотности кислых вулканитов соответствует нагрузке порядка 500 кг/см². В результате численной реализации на ЭВМ начальной стадии внедрения гранитной интрузии при данных граничных условиях были получены: распределение абсолютных значений главных нормальных напряжений σ_{\max} , σ_{\min} (см. рис. 1в, 1г) и максимальных касательных напряжений τ_{\max} (см. рис. 1д); распределение знаков главных нормальных напряжений (см. рис. 1е), положительные значения напряжений соответствуют обстановке растяжения, отрицательные – обстановке сжатия; ориентировка осей σ_{\max} и σ_{\min} (см. рис. 1ж). Для интерпретации использовался лишь центр модели, где нет никаких искажений от границ.

Анализ полученных данных показывает, что в распределении всех компонент тензора напряжений зоны максимума в основном располагаются в двух участках изгибов кровли интрузии: непосредственно над куполом и по его периферии внизу, в боковых зонах выполаживания кровли. Причем, если для боковых зон наиболее обширны и значительны максимумы нормальных напряжений (см. рис. 1в, 1г), то для надкупольной части преобладающими являются максимумы касательных напряжений τ_{\max} (см. рис. 1д).

В распределении знаков главных нормальных напряжений отмечаются следующие особенности (см. рис. 1е). Больше пространство надинтрузивной зоны занимает область сжатия. Область растяжения находится главным образом в верхней надкупольной части интрузии, небольшая аналогичная область фиксируется в левой нижней бо-

ковой зоне. Верхняя область растяжения примерно соответствует среднему диаметру купола интрузии. Распределение ориентировок главных нормальных напряжений показано на рис. 1ж.

Рассмотрение итогов математического моделирования свидетельствует, что в ходе гидравлического напора магмы в начальную стадию ее внедрения в апикальной части в результате расклинивающего действия гранитного купола возникает обстановка растяжения, аналогичная гидроразрыву, в связи с чем в верхней надкупольной

зоне наряду со сколами возможно образование крутопадающих трещин отрыва. По-видимому, часть таких трещин вместила гранитные дайки, некоторые прожилки и жилы.

Последующее остывание гранитной магмы и образование достаточно мощной твердой корки изменили условия деформации. Образование трещинных структур в эту стадию происходило уже в условиях воздействия не жидкого, а твердого штампа, в значительной степени отвечающего механизму поперечного изгиба. В связи с этим в рас-

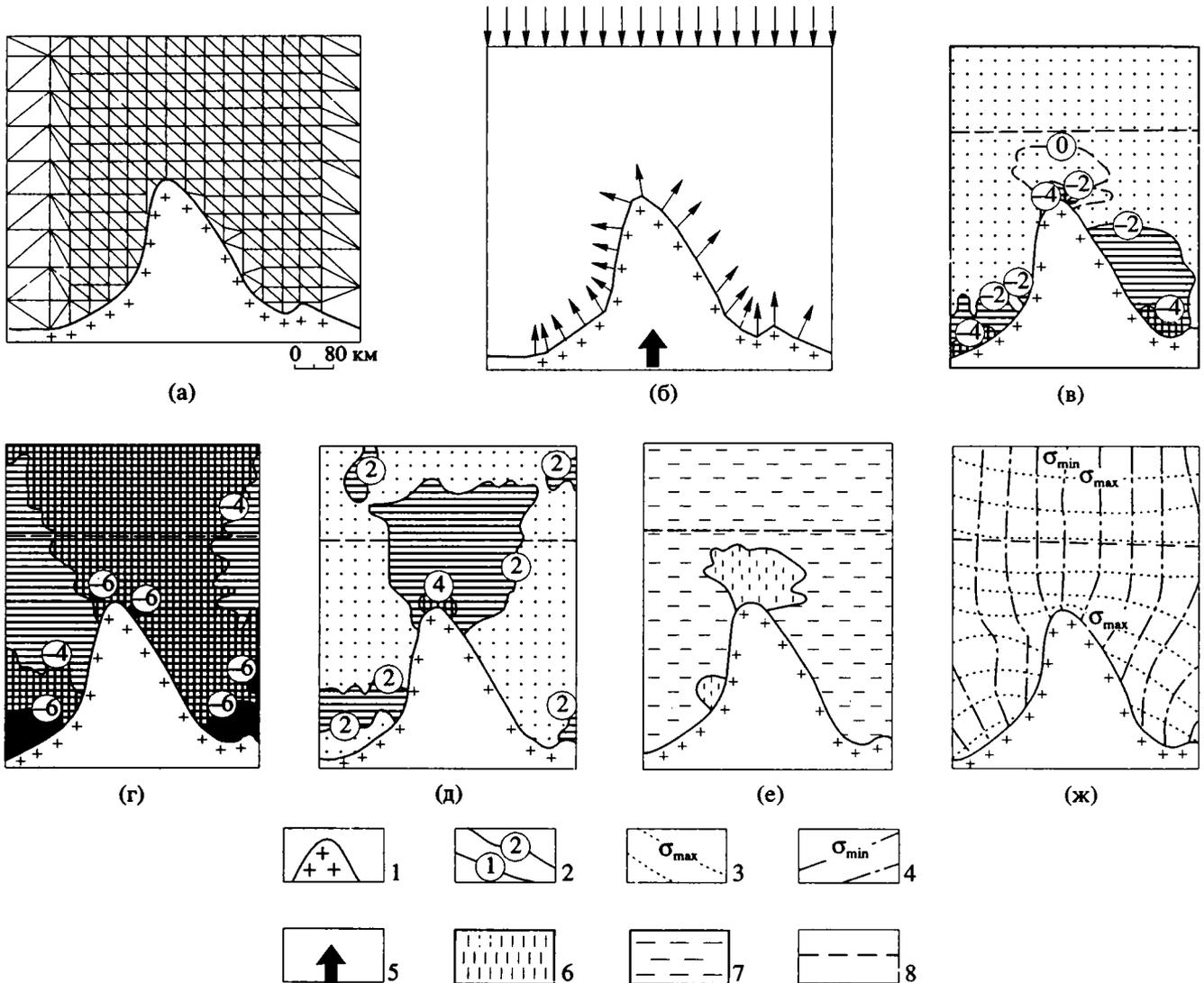


Рис. 1. Модель начальной стадии внедрения гранитного интрузива и поля напряжений в условиях воздействия жидкого штампа: а – схема разделения модели на конечные элементы; б – схема прилагаемых нагрузок; в – д – распределение значений главных напряжений: в – нормальных максимальных σ_{\max} , г – нормальных минимальных σ_{\min} , д – максимальных касательных τ_{\max} ; е – размещение областей сжатия и растяжения; ж – ориентировка осей главных и нормальных напряжений.

1 – контур купола Караобинского гранитного интрузива; 2 – изолинии значений напряжений ($n \times 10^2$ кг/см²), плотность штриховки между изолиниями возрастает по мере увеличения абсолютных значений напряжений; 3, 4 – траектории главных нормальных напряжений; 3 – σ_{\max} , 4 – σ_{\min} ; 5 – направление главных усилий; 6 – области растяжения для σ_{\max} ; 7 – области сжатия для σ_{\max} ; 8 – положение линии современного эрозионного среза. Остальные условные обозначения приведены в тексте.

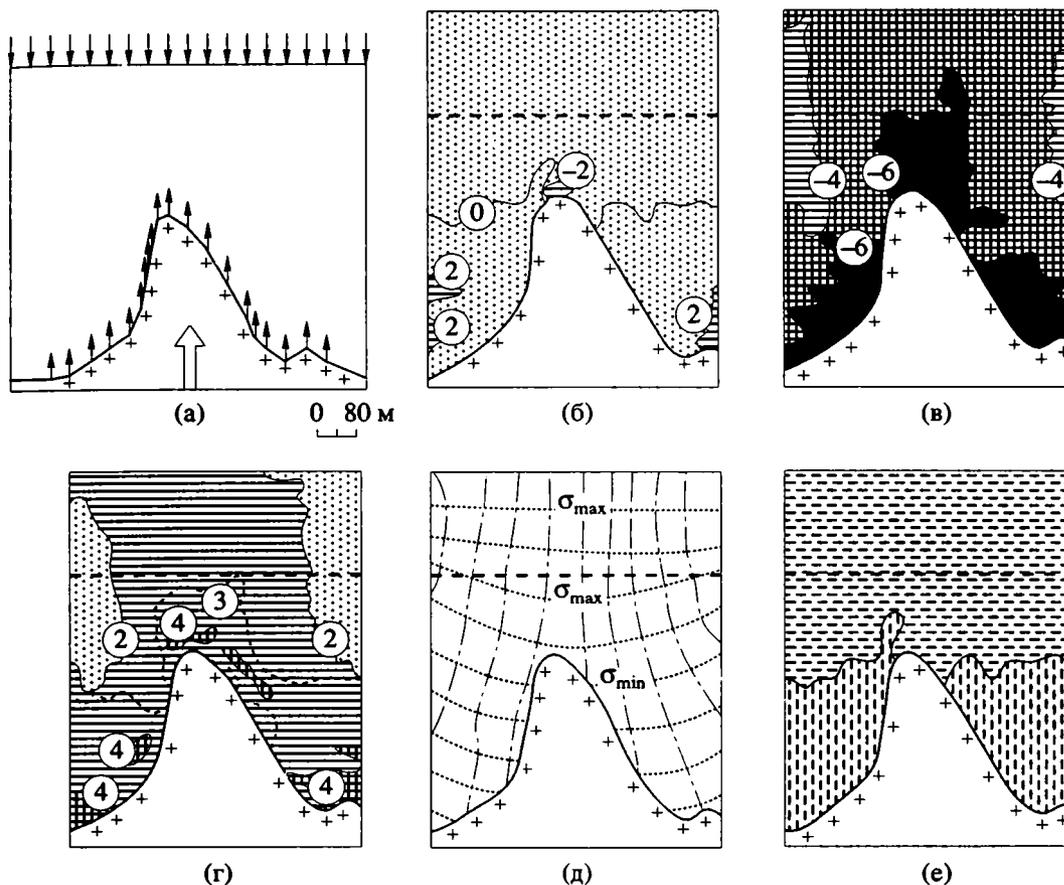


Рис. 2. Модель конечной стадии внедрения частично отвердевшего гранитного купола и поля напряжений в условиях воздействия жесткого штампа: а – схема прилагаемых нагрузок; б – σ_{\max} ; в – σ_{\min} ; г – τ_{\max} ; д – ориентировка осей главных нормальных напряжений; е – размещение областей растяжения и сжатия. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

смаатриваемом нами случае при неизменности общего вертикального направления внедрения произошло изменение нормальной ориентировки векторов интрузивного давления на поверхности гранитного купола на вертикальную (рис. 2а). Остальные параметры модели остаются те же.

Результаты численного решения при данных условиях представлены на рис. 2б - 2е. Рассмотрение их свидетельствует, что в первом приближении зоны максимумов всех компонент тензора напряжений также располагаются над куполом и у его боковых перегибов кровли. На средних участках склонов отмечается относительное снижение напряжений. Вместе с тем по сравнению с начальным этапом внедрения существенно возросли сжимающие напряжения непосредственно в надкупольной области (см. рис. 2в); увеличились касательные напряжения τ_{\max} в боковых краях (см. рис. 2г); видоизменилась ориентировка осей σ_{\max} и σ_{\min} (см. рис. 2д); существенные изменения произошли и в распределении знаков главных нормальных напряжений (см. рис. 2е). Область сжатия заняла всю верхнюю часть кровли, обста-

новка растяжения возникла лишь по периферии купола, в его нижней части. Таким образом, в прогрессивный этап, в ходе эволюции внедряющегося интрузивного массива, происходит перераспределение напряжений, при этом в более позднюю стадию воздействия жесткого штампа формируются более интенсивные и высокоградиентные поля напряжений по сравнению с начальной стадией гидравлического давления магмы.

Для выяснения картины распределения напряжений в породах кровли на регрессивном этапе становления Караобинского массива при его остывании, усадке и контракции было смоделировано напряженное состояние надинтрузивной зоны в этот этап. Реализация задачи осуществлялась при аналогичных изложенным выше граничных условиях. Отличия состояли лишь в том, что в связи с сокращением объема интрузии при контракции и смешением горных пород в кровле массива ориентировка прилагаемых нагрузок была изменена на противоположную, т.е. усилия на контакте интрузии направлены вниз.

В результате численного решения на ЭВМ также получены: распределение абсолютных значений главных нормальных напряжений σ_{\max} и σ_{\min} (рис. 3а, 3б), максимальных касательных напряжений τ_{\max} (см. рис. 3в), ориентировка осей σ_{\max} и σ_{\min} (см. рис. 3г). Анализ этих данных свидетельствует, что в распределении всех компонент тензора напряжений зоны максимумов располагаются в основном на удалении от гранитного купола, вблизи которого напряжения оказываются невысокими. Ориентировка осей главных нормальных напряжений в общем соответствует таковой для идеализированной модели, имитирующей усадку магматической камеры [10]. Траектории осей σ_{\max} располагаются радиально, а траек-

тории осей σ_{\min} окаймляют купол, приспосабливаясь к его реальным очертаниям.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ СИСТЕМЫ ИНТРУЗИВ-НАДИНТРУЗИВНАЯ ЗОНА В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ

Сопоставляя особенности распределения напряжений пород кровли при становлении гранитного купола можно видеть неодинаковый характер напряженного состояния для каждого из этапов. Если в течение прогрессивного этапа при активном внедрении интрузии повышено-напря-

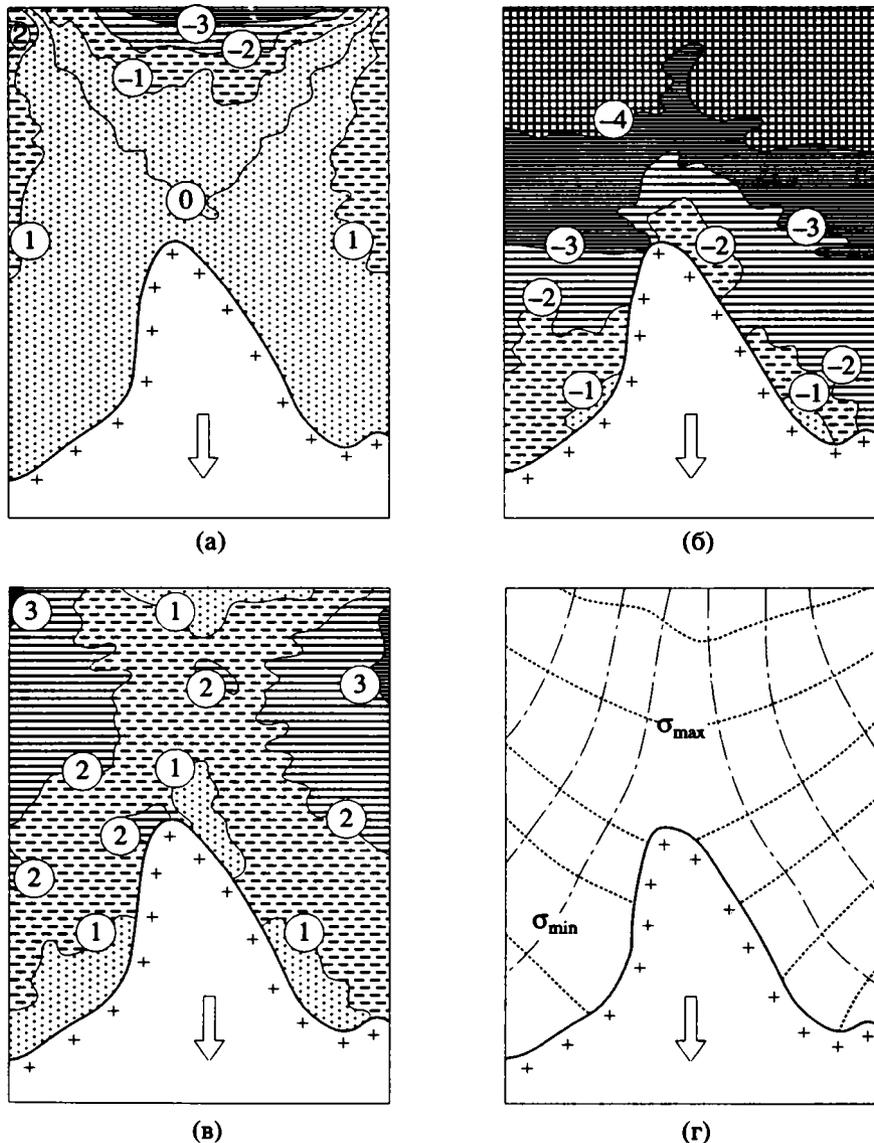


Рис. 3. Поля напряжений, возникающие в надинтрузивной зоне гранитного купола при его усадке и контракции в регрессивный этап: а - в - схемы распределения абсолютных значений главных напряжений: а - нормальных максимальных σ_{\max} , б - нормальных минимальных σ_{\min} , в - максимальных касательных τ_{\max} ; г - ориентировка осей главных нормальных напряжений. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

женные участки возникают в непосредственной близости от купола и в местах резких перегибов его кровли, то на регрессивном этапе при контракции массива области наибольшей концентрации напряжений перемещаются на периферию (см. рис. 1 - 3).

Для количественной оценки напряженного состояния надинтрузивной зоны были рассчитаны суммарные интенсивности напряжений σ_{\max} , σ_{\min} , τ_{\max} для каждого из этапов становления массива. Расчет осуществлялся по формуле:

$$\sigma_{\Sigma} = \sigma_I \times S_I + \sigma_{II} \times S_{II} + \sigma_{III} \times S_{III} + \dots \sigma_n \times S_n,$$

где $\sigma_{I\dots n}$ – средние значения напряжений внутри контура, ограниченного некоторой изолинией, а $S_{I\dots n}$ – площади, ограниченные этой изолинией значений напряжений. По результатам расчетов построены диаграммы (рис. 4).

Анализ их показывает, что породы, окружающие интрузию в период ее контрактционной усадки, оказываются в менее напряженном состоянии по сравнению с периодом активного внедрения магмы. Это характерно почти для всех компонент тензора напряжений – σ_{\min} , τ_{\max} , отрицательных значений σ_{\max} . Исключением является лишь некоторое возрастание значений положительных (растягивающих) напряжений σ_{\max} , что отвечает представлениям о большей роли таких напряжений при контракции. Но это увеличение не компенсирует резкого (примерно на 1/3 снижения суммарной интенсивности сжимающих напряжений). Таким образом, результаты тектонофизического моделирования свидетельствуют, что в процессе становления интрузии происходит эволюция напряженного состояния надинтрузивной зоны: области повышенных напряжений не только перемещаются от ближайшей надкупольной части на периферию, но и общее напряженное состояние пород кровли на этапе контракции оказывается существенно ниже по сравнению с прогрессивным этапом внедрения интрузии.

Рассматривая особенности напряженного состояния в пространстве, окружающем интрузию, необходимо учитывать термоупругие напряжения. В общем виде пространственно-временная эволюция термоупругих напряжений в окрестностях остывающего магматического тела приведена в работе [7]. Установлено, что в непосредственной близости от самого магматического тела концентрируются термоупругие напряжения сжатия; по мере удаления от него интенсивность их падает, и на расстоянии от кровли массива, равном примерно 1/4 мощности надинтрузивной зоны, вместо сжимающих напряжений наблюдаются напряжения растяжения, величина которых возрастает при удалении от интрузии. Кроме того, в целом с течением времени при остывании сжимающие термоупругие напряжения сменяются растягивающими. По данным В.Г. Золотарева [6], при возникновении термоупругих напряже-

ний ось сжатия располагается близрадиально к поверхности плутона, т.е. направление ее совпадает с положением оси сжатия при механическом диапиризме интрузии.

Таким образом, общие стили напряженного состояния пород кровли при механическом и термическом воздействии магмы оказываются достаточно близкими. В этих условиях суперпозиция механических и термоупругих напряжений должна приводить на прогрессивном этапе становления интрузии к еще большему возрастанию сжимающих напряжений в ближайшей надкупольной части, а в регрессивный этап при усадке гранитного массива – к увеличению напряжений растяжения, особенно на удалении от купола.

Выявленный характер эволюции напряженного состояния надинтрузивной зоны позволяет оценить условия ее деформации. Существование наиболее высокоинтенсивных и обширных полей напряжений на прогрессивном этапе свидетельствует о том, что подавляющая масса рудовмещающих трещин возникает именно в это время. Начав формироваться в условиях мягкого ютампла в стадии гидравлического давления расплава, трещинообразование достигает максимума в стадию механического воздействия жесткого штампа при застывании верхних частей интрузии. В регрессивный этап при контракции массива интенсивность возникновения трещин снижается и со временем постепенно затухает. Необходимо подчеркнуть, что моделирование однозначно свидетельствует о преобладании сжимающих и касательных напряжений в структуре силового поля надинтрузивной зоны. В подобных условиях доминирующим типом разрывных структур должны быть трещины скола, а отрывные трещины проявляются значительно слабее. Этот теоретический вывод подтверждается данными детальных полевых наблюдений на Караобинском месторождении [1] и на многих аналогичных объектах.

Сопоставление особенностей строения рудного штокверка в надинтрузивной зоне Караобинского купола с картиной распределения напряжений на каждом из этапов показывает, что область наибольшей концентрации рудных прожилков пространственно хорошо совпадает с участками повышенных напряжений, возникавших в ближайшей надкупольной зоне во время активного магматического давления на породы кровли. На удалении же от интрузивного купола, где наиболее значительными были контрактционные напряжения, рудные прожилки практически не встречаются. Фрагментарно развитые здесь мелкие трещины вмещают более поздние и низкотемпературные минеральные ассоциации пострудной стадии минералообразования с карбонатом, эпидотом, хлоритом. Таким образом, становится ясным, что формирование подавляющей части рудовмещающих трещин в надинтрузивной зоне обусловлено не контракцией, а процессами

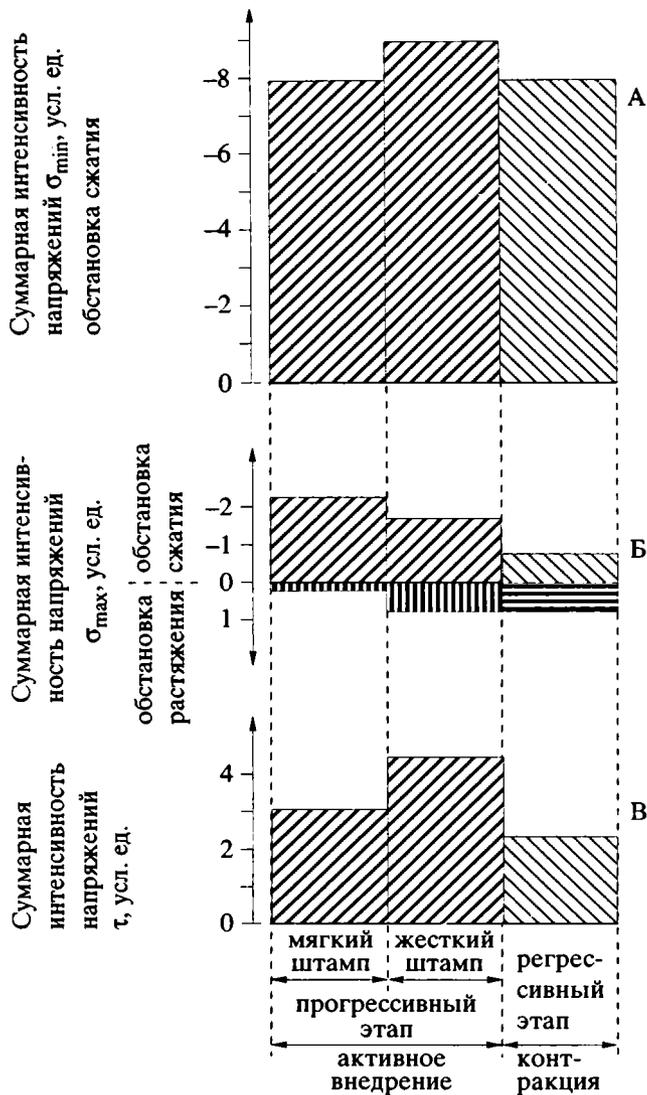


Рис. 4. Соотношения суммарных интенсивностей главных напряжений в надинтрузивной зоне на прогрессивном и регрессивном этапах становления гранитного купола: А – минимальных нормальных σ_{\min} ; Б – максимальных нормальных σ_{\max} ; В – касательных τ_{\max} .

активного воздействия интрузии на кровлю в прогрессивный этап, которые усиливались термоупругими напряжениями.

Рассмотрим теперь структурообразующие процессы в другой части системы интрузив–надинтрузивная зона – в самом кристаллизующемся гранитном массиве. Во времени эти процессы отвечают регрессивному этапу развития системы и происходят синхронно с деформациями в породах кровли при усадке гранитов. Главной причиной формирования трещинных структур здесь является контракция и возникающие при этом внутренние напряжения в теле массива. Несмотря на то, что ряд исследователей придают контракции решающее значение в развитии трещинных рудо-

вещающих структур, тектонофизические аспекты контракционного трещинообразования с количественной оценкой действовавших напряжений стали рассматриваться лишь недавно. В общем виде физико-математическое моделирование термоупругих напряжений и деформаций в остывающем сферическом интрузиве выполнено в работе [14]. Установлено, что внутри интрузии можно выделить три зоны: верхнюю, где трещинообразование происходит при растяжении; промежуточную, где образуются сколы и сдвиги в обстановке сжатия; нижнюю, где разрывные нарушения отсутствуют. При этом толщина верхней зоны, где разрушение происходит при растяжении, резко убывает при увеличении мощности надинтрузивной толщи. По расчетам уже при трехкилометровой мощности пород кровли она почти отсутствует. Зона же сколовых деформаций прослеживается до больших глубин. Устанавливается, что в гипабиссальных условиях на глубинах 2 - 4 км в целом область трещинообразования должна составлять 0.2 - 0.3 величины радиуса интрузии.

Математические расчеты хорошо совпадают с результатами проведенного нами полевого исследования палеонапряжений, возникающих при образовании трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива [2]. Детальное изучение контракционных трещин на поверхности и в нескольких горизонтах подземных выработок показало, что вертикальный диапазон активного действия растягивающих напряжений, где возникли контракционные трещины отрыва, не превышал 100 - 150 м. Ниже этих отметок преобладают касательные напряжения, величина которых с глубиной возрастает. Здесь в обстановке сжатия формируются сколовые трещины. Именно им принадлежит значительная роль в образовании трещинных каркасов, смещающих жильно-штоковые руды в теле Караобинского гранитного массива.

В работе [4] нами совместно с В.Н. Морозовым рассмотрено теоретическое решение задачи о напряжениях и трещинообразовании в области, окружающей сферический магматический резервуар с внутренним давлением. Установлено, что сколько-нибудь существенное увеличение напряжений, где наиболее вероятно развитие трещинных структур, будет иметь место на расстоянии от кровли, равном примерно 1.5 диаметра интрузивного купола. Таким образом, если сравнивать идеализированные модели напряженно-деформированного состояния сферического интрузива и его окрестностей на прогрессивном и регрессивном этапах развития, можно видеть, что область контракционного трещинообразования в самом массиве значительно меньше области трещинообразования во вмещающих породах при магматическом диапиризме. Для количественной оцен-

ки объемов горных пород, охваченных трещинообразованием, нами осуществлены расчеты.

Учитывая данные о формах штокверков, развитых в надкупольной зоне, объемную массу деформированных пород кровли можно аппроксимировать как разницу между объемом конуса с высотой $1.8 R$, радиусом основания $0.7 R$ и шарового сегмента с высотой $0.3 R$, где R – радиус интрузивного купола. Подставляя эти данные в известные формулы, находим, что объем деформированных пород кровли при давлении мягкого штампа составит $0.66 R^3$. Принимая во внимание, что при последующем воздействии жесткого штампа высокими напряжениями охватываются более обширные области и то, что термоупругие напряжения усиливают напряженное состояние надинтрузивной зоны, общий объем вмещающих пород, деформированных на прогрессивном этапе становления интрузии, можно приблизительно оценить цифрой $1 - 1.3 R^3$.

Основываясь на результатах тектонофизического моделирования по Караобинскому куполу гранитов, можно оценить и объем деформированных пород в надкупольной зоне при просадках вследствие контракции плутона; он примерно составит 50% от объема пород, деформированных на прогрессивном этапе, т.е. $0.5 R^3$. Объем деформированных пород в самом гранитном массиве, рассчитанных по формуле шарового сегмента, составит $0.25 R^3$. Таким образом, суммарный объем разбитых трещинами пород, которые возникли в ходе контракции, составит $0.5 R^3 + 0.25 R^3 = 0.75 R^3$. Сравнивая объемы пород, подвергшихся трещинообразованию на разных этапах становления интрузива, приходим к выводу, что доминирующим типом трещин в системе интрузив-надинтрузивная зона являются трещины, связанные с механическим воздействием магмы в прогрессивный этап, а трещин контракции, формировавшихся на регрессивном этапе, оказывается почти в 1.5 раза меньше. Если же принять во внимание, что расположенные в надинтрузивной зоне на удалении от купола контракционные трещины почти не содержат рудных компонентов, вмещающая низкотемпературные минеральные ассоциации, становится очевидной еще более слабая их роль в общей структуре рудного штокверка.

Рассмотренная модель структурообразования в системе интрузив-надинтрузивная зона хорошо объясняет установленный для большинства надинтрузивных штокверков центробежный характер развития рудовмещающих трещин и последовательных стадий рудного процесса, т.е. прямую рудную зональность. Одновременно обратная (центростремительная) рудная зональность, чаще всего встречаемая в гранитоидах, увязывается с центростремительным характером развития деформаций во внутриинтрузивном блоке системы интрузив-надинтрузивная зона.

ВЫВОДЫ

1. Результаты тектонофизического моделирования на ЭВМ и расчеты напряженно-деформированного состояния автономной рудоносной системы интрузив-надинтрузивная зона свидетельствуют о преобладающем значении напряжений, связанных с механическим воздействием внедряющегося интрузива на прогрессивном этапе. Напряжения, связанные с усадкой и контракцией плутона на регрессивном этапе, оказываются существенно ниже и охватывают меньшие объемы горных пород.

2. В течение обоих этапов доминирующей в структуре силового поля является обстановка сжатия, приводящая к формированию рудовмещающих трещинных каркасов, представленных трещинами скола. Обстановка растяжения в целом имеет резко подчиненное значение. Роль растягивающих напряжений несколько возрастает при контракции, когда в апикальных частях самого плутона и на удалении, в породах кровли, образуются трещины отрыва.

3. В ходе развития системы интрузив-надинтрузивная зона происходит перераспределение напряжений и эволюция ее напряженно-деформированного состояния. Трещинообразование, активно начинаясь на прогрессивном этапе в наиболее напряженных участках ближайшей надкупольной зоны, постепенно перемещается на периферию, где на регрессивном этапе напряженное состояние пород оказывается наиболее благоприятным для возникновения трещинных структур. Во внутриинтрузивном же блоке развитие деформаций имеет противоположную направленность, оно происходит по центростремительной схеме.

4. Образование наиболее значительных штокверковых рудных тел зависит от особенностей эволюции локальных полей напряжений при функционировании системы интрузив-надинтрузивная зона. Области концентрации всех компонент тензора палеонапряжений могут рассматриваться в качестве тектонофизических критериев рудоносности. Количественные оценки и применение метода конечных элементов для моделирования в реальных геологических масштабах с реальными упругопрочностными свойствами пород весьма эффективны при выявлении таких областей и могут быть рекомендованы при прогнозных исследованиях.

Автор благодарит Г.М. Курбанаева за любезное предоставление программы "Стресс".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акылбеков С.А., Белов С.В., Силаев А.Е., Фролов А.А. Строение, история формирования и рудоносность Караобинского гранитного массива в Центральном Казахстане // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 34 - 45.

2. Белов С.И. Анализ полей напряжений при образовании постмагматических трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 12. С. 101 - 111.
3. Белов С.В., Вальков В.О., Любимов Н.И., Фролов А.А. Влияние физико-механических свойств пород на образование рудолокализирующих структур штокверковых месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 7. С. 54 - 61.
4. Белов С.В., Морозов В.Н., Бурмистров А.А. Модель формирования рудовмещающих трещинных структур при внедрении гранитного интрузива // Геология руд. месторождений. 1987. № 2. С. 5 - 10.
5. Зенкевич О. Методы конечных элементов в технике. М.: Мир, 1975. 354 с.
6. Золотарев В.Г. Термознергетика и термоструктуры интрузивных рудообразующих систем: Автореф. дис ... докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: КИМС, 1989. 33 с.
7. Кит Г.С., Побережный О.В. Эволюция напряженного состояния земной коры в окрестностях интрузии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 91 - 94.
8. Курбанаев Г.М., Лось В.Л. Моделирование тектонических напряжений для целей детального прогноза оруденения // Алгоритмы и программы. М.: ВИЭМС, 1984. Вып. 7(75). С. 3 - 33.
9. Лаумулин Т.М. Редкомсталлоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 200 с.
10. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Моделирование кольцевых структур // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах: рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. 129 с.
11. Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.
12. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
13. Уайт У., Букстром А.А., Камилли Р.Дж. и др. Основные черты и происхождение молибденовых месторождений типа Кляймакс. // Генезис рудных месторождений. Т. 1. М.: Мир, 1984. С. 334-400.
14. Худяев В.С., Балашов В.И., Зарайский Г.П. К модели образования грейзеновых месторождений: оценка термоупругих напряжений при рассмотрении простой модели охладений и кристаллизации сферического интрузива // Геология руд. месторождений. 1989. № 4. С. 3 - 11.
15. Щерба Г.Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1955. Вып. 21. С. 3 - 13.
16. Goniatic Y., Babkin J. Metallogenie du gisement a tungstenetai de Monteneme (NW Galice, Espagne) // Mineral. deposita. 1985. V. 20. N. 1. P. 8 - 15.
17. Koide H., Bhattacharji S. Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 781 - 799.
18. Sharp J.E. Molibdenum Mineralized Breccia pipe complex Redwell Basin, Colorado // Econ. Geol. 1978. V. 73. N. 3. P. 369 - 382.

Рецензент: В.И. Коваленко

Tectonophysical Model of the Ore-Bearing System: Intrusive and its Roof

S. V. Belov

Taking the real ore-bearing unit – the Karaobinsky granite intrusive body – as an example, the process of its emplacement was computer-modelled using the method of terminal elements, to the progressive stage, under active intrusive pressure, and to the regressive stage with subsequent subsidence owing to decrease in volume during cooling and contraction. The calculations were done and qualitative comparison of the stress-deformation state was carried out. It was suggested that the structure of the stress field was dominated by compression strain which gave rise to the formation of mineralized shears, and that magmatic diapirism played the major role in structural formation. The specific features of the stress field were recommended to use as an additional tectonophysical criterion in predicting mineralization.

УДК 551.243.(470.2)

СОВРЕМЕННАЯ МЕТОДИКА КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В УСЛОВИЯХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ СЕРЯКСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО РАЗЛОМА, СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

© 1993 г. **И. Хок***, **Ю. В. Миллер****

*Геологический Институт им. Д. Штура, Братислава

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 01.10.91 г.

Современные методы реконструкции кинематики разрывных нарушений основаны не на статистическом анализе массовых замеров разноориентированных систем трещин, как это делалось раньше, а на тщательном отборе и изучении ограниченного количества высокоинформативных структурных ситуаций. Такие ситуации, представляющие сочетание зеркала скольжения с линейностью, позволяют с высокой степенью достоверности оценивать не только траекторию, но и направление смещения. Опыт показывает, что кинетика, установленная подобными методами, хорошо воспроизводится при повторных исследованиях и является устойчивой характеристикой изучаемого разрывного нарушения или, по крайней мере, достаточно протяженного его отрезка.

В настоящее время установлено много признаков направления смещения при сдвиговых деформациях [2]. Для изучения кинетики разрывных нарушений особенно широко используются три главные структурные ситуации (рис. 1). Это прежде всего зеркала скольжения с расположенной на их поверхности линейностью растяжения по новообразованным минералам – кварцу, кальциту, хлориту и др. (см. рис. 1а). Не менее широко распространены зеркала скольжения, осложненные сколами Риделя и бороздами скольжения (см. рис. 1б). Важно подчеркнуть, что в обоих случаях на поверхности зеркал наблюдаются уступчики, ориентированные субперпендикулярно линейности, маркирующей траекторию скольжения. В первом случае перемещение осуществляется таким образом, что уступчики не мешают скольжению, во втором – направление скольжения прямо противоположное, против уступчиков. Поэтому эти на первый взгляд похожие ситуации очень важно точно диагностировать [4, 8]. Несколько реже встречаются зеркала скольжения с S-образной

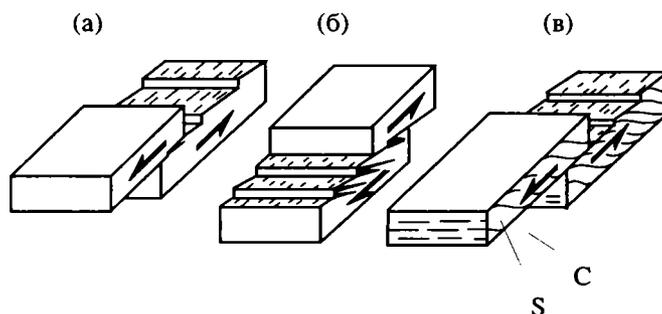


Рис. 1. Критерии определения направления смещения по зеркалам скольжения: (а) – с линейностью растяжения по новообразованным минералам, по [4] с упрощениями; (б) – с бороздами скольжения, осложненными сколами Риделя, по [8] с упрощениями; (в) – с бороздами скольжения и S-образной сланцеватостью, по [5] с упрощениями.

сланцеватостью (см. рис. 1в), это так называемая структура S–C-милонитов [5], иногда тоже осложненная уступчиками, субперпендикулярными направлению сдвига. Названные структурные ситуации использовались нами для анализа хрупких деформаций, сопровождающих Серякский разлом в Северо-Западном Беломорье.

Серякский долгоживущий разлом, отчетливо прослеживающийся не менее чем на 40 км, отвечает осевой поверхности крупной одноименной антиформы, опрокинутой на юго-запад, и накладывается на покровную структуру в составе условного автохтона (керетский комплекс), Хеттолабинского, Чупинского и Ковдозерского покровов (рис. 2) [6]. Разлом расщепляется на несколько субпараллельных сместителей, сопровождается бластомилонитизацией, тектоническим брекчированием и местами представляет со-

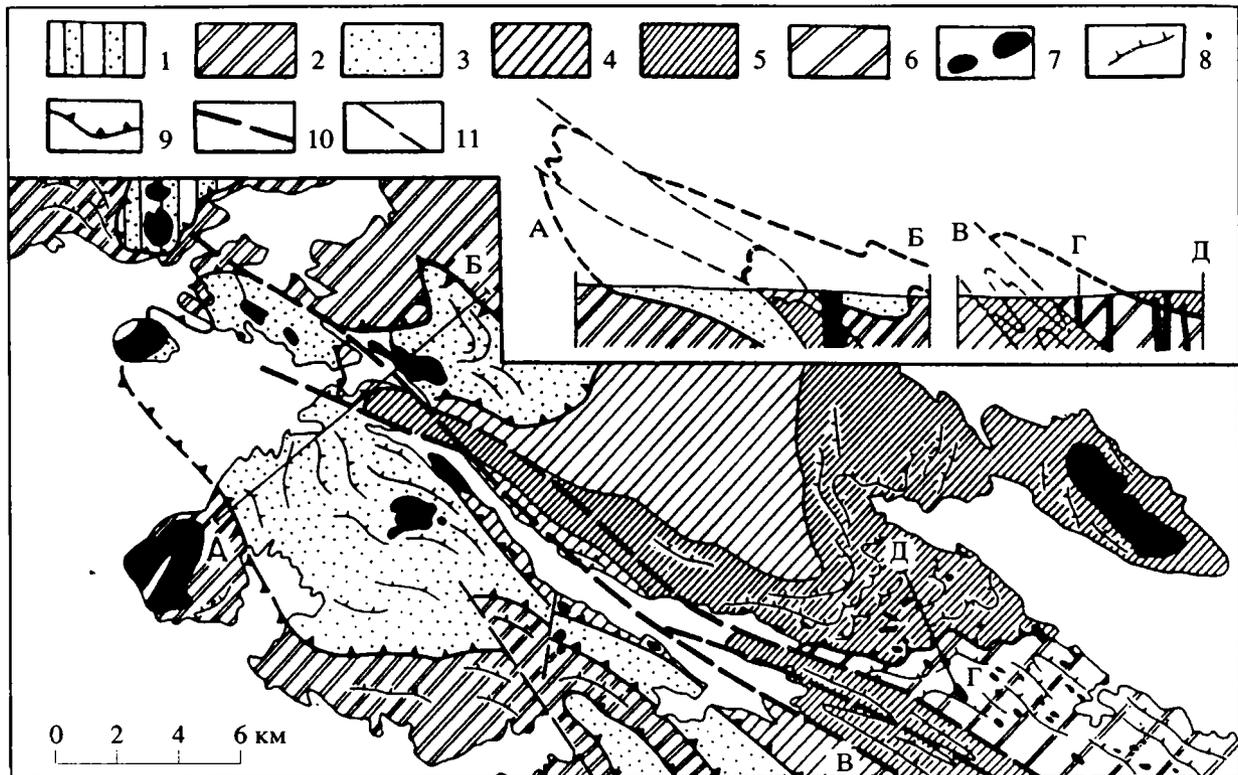


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Серяжской антиформы. Составлена Ю.В. Миллером, О.М. Пупковым, Р.И. Милькевич при участии И. Хока с использованием материалов [1] и др.

1 - 5 – аллохтон (сверху вниз): 1 – Долмановская тектоническая пластина (биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с гранатом, мусковитом, дистеном), 2 – Ковдозерский покров (биотитовые и амфибол-биотитовые тоналитовые гранито-гнейсы, метадiorиты, ортоамфиболиты), 3 – Чупинский покров (биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, часто с амфиболом, мусковитом и дистеном, амфиболиты), 4, 5 – Хетоламбинский покров (4 – верхняя часть, биотитовые и амфибол-биотитовые тоналитовые гранито-гнейсы со скиалитами амфиболовых ортосланцев, 5 – нижняя часть, те же гранито-гнейсы с согласными телами гранатовых габбро-амфиболитов); 6 – условный автохтон (керетский комплекс-тоналитовые гранито-гнейсы со скиалитами ортоамфиболитов); 7 – дуниты раннепротерозойские (габбро-нориты-лерцолиты); 8 – сланцеватость, полосчатость; 9 – сместители, ограничивающие покровы и тектонические пластины; 10 – разрывы, составляющие Серяжский разлом; 11 – прочие разрывные нарушения.

бой разломную зону мощностью до 2 - 3 км. Он заложился на второй стадии ребольского (позднеархейского) тектонометаморфического цикла, впоследствии неоднократно подновлялся и в какой-то степени контролировал распределение свекофенских пегматитов (~ 1800 млн. лет) и самых поздних базитов, завершающих, по-видимому, свекофенский цикл. Изучавшиеся хрупкие деформации накладываются на все перечисленные образования, сопровождаются низкотемпературным минералообразованием (кварц, хлорит) и характеризуют позднесвекофенскую или еще более молодую историю развития Серяжского разлома.

Наша методика включала поиски ключевых структурных ситуаций, в каждой из которых измерялась ориентировка зеркала скольжения, линейности и определялось направление перемещения. Всего в зоне разлома зафиксировано 29 клю-

чевых структурных ситуаций, из них 14 зеркал скольжения с линейностью растяжения, 14 зеркал скольжения, осложненных сколами Риделя, одна структура типа S-C-милонитов. Полевая информация обрабатывалась на компьютере IBM-PC AT по программе [7], разработанной в Геологическом институте им. Д. Штура в Братиславе на основе методики [3], позволяющей рассчитать направления сжатия и растяжения. Методика может использоваться и без компьютера, но в этом случае гораздо более трудоемка.

Изученные зеркала скольжения простираются в северо-западном направлении согласно ориентировке Серяжского разлома и в большинстве случаев падают под крутыми углами (рис. 3а, 3б), а лежащая в них линейность ориентирована полого (см. 3в, 3г). Реже встречаются зеркала, падающие под средними углами, в которых лежит как пологая линейность, так и линейность, примерно

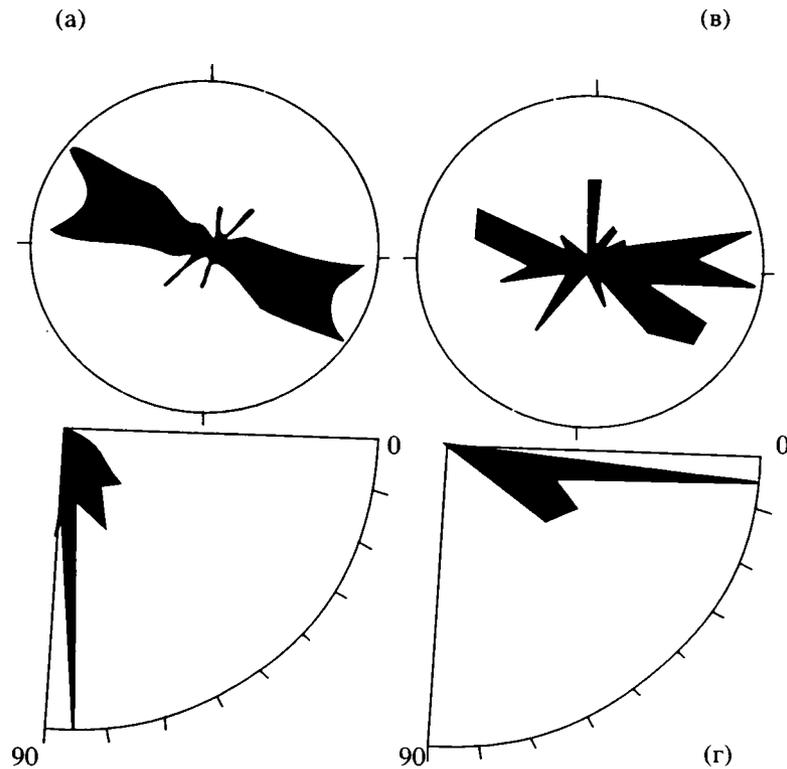


Рис. 3. Ориентировка зеркал скольжения (а -- простираание, б – падение) и лежащей в ней линейности (в – простираание, з – погружение).

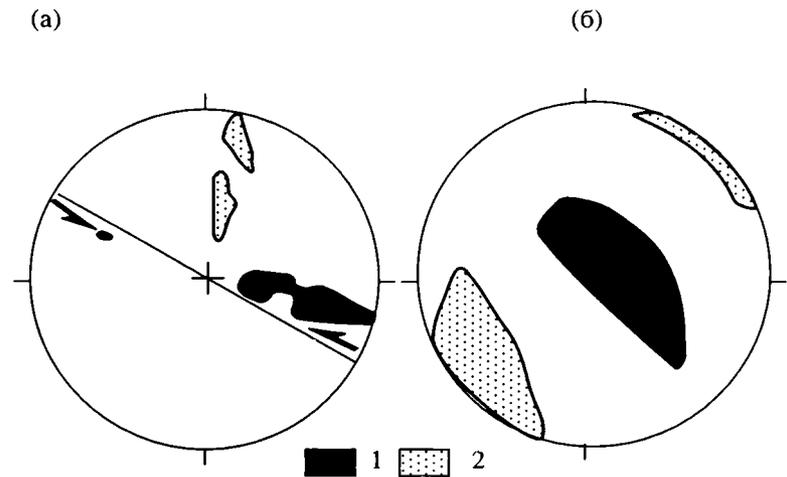


Рис. 4. Области сжатия (1) и растяжения (2), рассчитанные по [3]: а – по крутым ($60^\circ - 90^\circ$) зеркалам скольжения и лежащей в них пологой ($0^\circ - 20^\circ$) линейности; б – по зеркалам скольжения со средними углами падения ($35^\circ - 60^\circ$) и лежащей в них разноориентированной линейности.

отвечающая линии падения зеркал скольжения (рис. 3а, 3б).

Расчеты, выполненные по крутым зеркалам и пологой линейности, привели к обнаружению растяжения в направлении ССВ–ЮЮЗ и сжатия, ориентированного преимущественно в направлении ЗСЗ–ВЮВ, что, в частности, харак-

теризует Серякский разлом как левый сдвиг (рис. 4а). Область сжатия, ориентированная под малым углом к простираанию разломной зоны, привела к формированию разрывной структуры типа strike-slip duplex [9], чем, в частности, объясняются значительные перепады мощности разломной зоны. Такая картина подтвер-

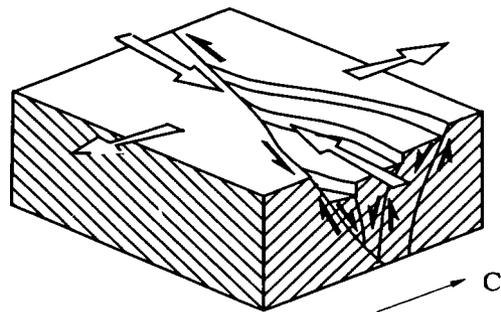


Рис. 5. Принципиальная схема кинематики Серякского разлома на поздней стадии его развития.

ждается результатами, полученными по зеркалам скольжения, которые падают под средними углами, и лежащей в них разноориентированной линейностью (см. рис. 4б). Ориентировка растяжения мало меняется по сравнению с ранее рассмотренной диаграммой, а сжатие становится субвертикальным. Эта картина отражает не столько реальную ориентировку сжатия, сколько укорочение деформированного объема в вертикальном направлении как результат горизонтального растяжения. С этих позиций динамические обстановки, отраженные на обеих диаграммах, соответствуют единому полю напряжений, хотя и отвечают, возможно, разным стадиям дислокационного процесса: первая обстановка (см. рис. 4а) может оказаться более ранней, вторая (см. рис. 4б) – несколько более поздней.

Полученные результаты позволяют прийти к заключению, что на поздней стадии долгоживу-

щий Серякский разлом развивался в условиях запад-северо-западного сжатия и растяжения в направлении ССВ–ЮЮЗ (рис. 5). Определяющим явилось субгоризонтальное левостороннее движение, т. е. разлом функционировал как левый сдвиг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты, 1986. 100 с.
2. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск, 1991. 100 с.
3. Angelier J., Mechler P. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologic: la methode des diedres droit // Bull. Soc. Geol. France. 1977. (7). Т. XXIX. N. 6. P. 1309 - 1318.
4. Hancock P.L. Brittle macrotectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. V. 7. N. 3/4. P. 437 - 457.
5. Lister J.S., Snoke A.W. S-C Mylonites // J. Struct. Geol. 1984. V. 6. N. 6. P. 617 - 638.
6. Miller J.S., Milkevich R.I. The relationship between Karelian granite-greenstone region and the White Sea tectonic zone // The Problems of Precambrian Geology. In press.
7. Nemčok M., Opršal N. AMX, ac Langvage software for Angelier-Mechlers stress solution // Manuscript Geological institute of D. Štur. Bratislava, 1989. P. 18.
8. Petit J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks // J. Struct. Geol. 1987. V. 9. N. 5/6. P. 597 - 608.
9. Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // J. Struct. Geol. 1986. V. 8. N. 7. P. 725 - 735.

УДК 551.243.4(477.6)

О СТАТЬЕ Г.А. СОЛОВЬЕВА “К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ НАДВИГОВ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА”

В. И. Шевченко

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 25.11.91 г.

В настоящее время подавляющее большинство геологов не сомневается в значительной или ведущей роли надвигов и тектонических покровов в структуре складчатых сооружений и считает эти дислокации результатом сокращения поперечных размеров соответствующих частей земной коры вследствие сближения плит, микроплит, блоков литосферы согласно гипотезе плейттектоники.

Имеются, однако, структурно-геологические, историко-геологические, сейсмические, а теперь и геодезические данные [1], которые свидетельствуют, что по крайней мере в ряде случаев это не так, что необходимо искать какие-то дополнительные местные источники напряжений субгоризонтального сжатия, не связанные с сокращением поперечных размеров этих сооружений, но приводящие к формированию надвигов и покровов. К такому выводу приходит на материале Донбасса и Г.А. Соловьев, автор рассматриваемой статьи [4].

В статье отмечаются такие существенные для понимания механизма формирования надвигов их особенности, как выполаживание надвигов с глубиной и одновременное уменьшение угла между плоскостями смесителей и поверхностями напластования пород, т.е. переход надвигов вниз по падению в согласные пластовые срывы. Чрезвычайно существенным представляется отмеченное Г.А. Соловьевым уменьшение вниз по падению амплитуды смещения по надвигам, т.е. их затухание с глубиной. Очевидно, что при формировании надвигов в результате сближения плит, микроплит или блоков земной коры амплитуда смещения по надвигу может уменьшаться только в противоположном направлении, т.е. с удалением от источника горизонтального давления, в результате длительного развития надвига, когда смещение по более молодым отложениям оказывается меньшим, чем по более древним, или за счет дополнительных, второстепенных дислокаций во фронтальной части основного надвига, “поглощающих” часть амплитуды последнего.

Эти данные позволили автору статьи сделать обоснованный вывод о том, что рассматриваемые надвиговые структуры полностью угасают в

палеозойской толще Донбасса и не связаны с какими-либо разломами в фундаменте.

Очень показательны в некоторых случаях расположение надвигов в плане. Они могут почти целиком окаймлять, например, синклинали складку. Перемещения по ним в этом случае совершаются центробежно, по направлениям, охватывающим все 360° окружности. Надо отметить, что аналогичная картина, но значительно большего масштаба имеет место в случае с Карпатской петлей. Именно такие – от оси синклинали прогиба, депрессии, синклинали – надвиговые перемещения чрезвычайно типичны для самых разных складчатых сооружений. Г.А. Соловьев приходит к выводу, что для объяснения этой картины центробежного перемещения по надвигам нужны в рамках гипотезы тектоники плит столь искусственные и сложные допущения, что их затруднительно считать правдоподобными.

На основании всех этих данных делается вполне обоснованный вывод о том, что “наиболее вероятной причиной образования таких структур могли быть латеральные перемещения отдельных горизонтов осадочной толщи по внутрiformационным поверхностям срыва... Причины таких перемещений, по всей видимости, должны лежать непосредственно в самой толще нарушаемых пород, а не вне ее” [1, с. 41 - 42].

Формирование чешуйчато-надвиговых дислокаций, не связанных с общим сокращением поперечных размеров деформированной территории, может быть вызвано по крайней мере тремя причинами. Первые две имеют гравитационную природу – это оползание по склону масс горных пород или разваливание поднятых блоков, во-первых, и раздавливание, расплющивание слоистой толщи, выполняющей прогиб, под нагрузкой вышележащих пород, во-вторых. Первая причина, судя по приведенным в статье профилям, едва ли пригодна для объяснения формирования надвигов Донбасса и может здесь не рассматриваться. Неприемлемость второй далеко не столь очевидна. В результате такого расплющивания слоев их мощность должна сократиться, а площадь увеличиться, что как раз и могло бы быть причиной формирования надвигов. Такое истолкование было бы наиболее близко к представлениям В.В. Белоу-

сова. Но в статье об этом варианте интерпретации даже не упоминается. Следовало бы объяснить, почему подобное истолкование механизма формирования надвигов неприемлемо. Надвигообразование Г.А. Соловьев связывает с третьей причиной – увеличением объема пород, что автору настоящей заметки представляется наиболее правдоподобным.

В качестве причины увеличения объема пород вслед за В.В. Белоусовым, В.Н. Шолпо и М.А. Гончаровым принимается выделение воды при начальных стадиях метаморфизма из водосодержащих минералов глинистых пород, преобладающих на рассматриваемой территории. Вода под давлением поступает в поры породы. Размеры пор несколько увеличиваются, что приводит к общему увеличению объема породы. При этом, по мнению Г.А. Соловьева, вследствие того, что размеры слоя или пачки слоев, в которых происходит этот процесс, по двум латеральным направлениям значительно превосходят размер в третьем (т.е. мощность слоя или слоев), давление вдоль слоистости будет значительно превышать давление в поперечном направлении. Вот это давление вдоль плоскостей слоистости и приведет к дифференцированным перемещениям в этом направлении, к образованию послойных срывов, переходящих в надвиги.

В связи с этим необходимо отметить следующее.

Во-первых, идею о роли увеличения объема пород в результате начального метаморфизма в складкообразовании в такой форме в советской литературе предложила И.В. Кириллова [2, 3].

Во-вторых, в работах перечисленных выше исследователей увеличение объема “работает” на тектогенез, складкообразование не прямо, как у автора рассматриваемой статьи, а косвенно, вызывая разуплотнение пород, создавая тем самым их гравитационную неустойчивость и инициируя в результате последующее всплывание и деформирование разуплотненных пород. В такой форме эта концепция была не приспособлена для объяснения чешуйчатых надвигов рассматриваемого в статье типа.

В-третьих, когда Г.А. Соловьев пишет о том, что давление, создаваемое в слое при выделении воды в поровое пространство, было в направлении вдоль слоев больше, чем вкrest слоистости, то он допускает существенную ошибку. Это все равно, как если бы предположить, что давление в паровом котле по его длинной оси больше, чем по короткой. В данном случае надо, по-видимому, говорить о том, что абсолютные приращения линейных размеров слоев при увеличении объема будут пропорциональны этим размерам. Следовательно, увеличение латеральных размеров (т.е. площади) слоев будет (в абсолютных величинах) значительно превышать увеличение их мощнос-

ти. Это увеличение площади слоев, которые в результате не смогут уместиться на ранее занимаемой ими территории, и приведет к формированию надвигов без какого-либо сокращения этой территории.

Наконец, в четвертых, надвиги, совершенно аналогичные морфологически рассматриваемым в статье Г.А. Соловьева, широко распространены в породах самого разного состава, степени метаморфизма, возраста. В большинстве случаев по таким надвигам перемещены породы, из которых, судя по их составу, невозможно выжать необходимую для этого в соответствии с концепцией статьи воду. Поэтому автору данной заметки представляется, что следует искать более универсальную причину увеличения объема пород. Вероятно, таковой может быть привнос в слоистую осадочно-метаморфическую оболочку дополнительного вещества глубинными гидротермами [1].

Подводя итог, можно сказать, что Г.А. Соловьев, опираясь на, казалось бы, второстепенные особенности структуры региона, на которые обычно не обращают внимания (считается, что достаточно установить факт существования надвигов или тем более покровов), пришел к принципиально правильному выводу: надвиги Донбаса образовались в результате увеличения объема пород. Поскольку надвиги вполне аналогичного облика обнаруживаются если не во всех, то во многих складчатых сооружениях (Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Урал, Карпаты, Альпы, Скалистые горы и т.д.), этот вывод имеет весьма существенное общее значение. Но причина увеличения объема скорее всего имеет иную по сравнению с предполагаемой Г.А. Соловьевым природу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белокопытов В.А., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Геодинамика района соприкосновения Памира и Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 127 - 134.
2. Кириллова И.В. К вопросу об “активности” и “пассивности” пород в процессе складкообразования // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 1. С. 201 - 203.
3. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 78 - 109.
4. Соловьев Г.А. К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна // Геотектоника. 1991. № 4. С. 39 - 53.

ЮБИЛЕЙ АНДРЕЯ СТЕПАНОВИЧА ПЕРФИЛЬЕВА



Известному геологу, лауреату премии РАН имени Н.С. Шатского, Андрею Степановичу Перфильеву 14 ноября 1992 г. исполнилось 60 лет. Популярность профессора А.С. Перфильева объясняется его исключительной геологической эрудицией, яркостью и оригинальностью высказываний, большой убедительностью его публикаций по сложнейшим

проблемам тектоники, магматизма, металлогении, геодинамики. Чаще всего его статьи охватывают всю совокупность этих областей геологии.

Научную работу Андрей Степанович начал в стенах Геологического института Академии Наук в 1955 г., сразу после окончания геологического факультета МГУ. Отдел тектоники, куда он был зачислен младшим научным сотрудником, возглавлялся тогда Н.С. Шатским и в нем работали виднейшие представители московской геологической школы: А.В. Пейве, Н.П. Херасков, М.В. Муратов, Н.А. Штрейс, А.Л. Яншин, Ю.М. Пуцаровский, Н.С. Зайцев, М.С. Нагибина, Н.Г. Маркова. Из тогдашней молодежи выделялись М.С. Марков и А.Л. Книппер. Андрей Степанович со своим живым и пытливым умом как нельзя лучше вписался в тектоническую школу ГИНа. Его непосредственным руководителем стал Н.П. Херасков, вместе с которым в течение многих лет он изучал уральскую геологию. Авторитет А.С. Перфильева, как специалиста по Уралу, рос очень быстро. Обе его диссертации, кандидатская и докторская, были связаны с Уралом. Докторская работа под названием "Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали", опубликованная в 1979 г., синтезировала его глубокие знания стратиграфии, структур и магматизма складчатой системы. Эта книга оказала большое влияние на становление учения о стадийности развития земной коры и прежде всего в выделении океанической, переходной и континентальной стадий. Это новое учение воплотилось в интереснейшей коллективной работе – Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5000000. Совершенно естественным было продолжение работ А.С. Перфильевым в других палеозоидах Азии, а именно в Южном Тянь-Шане и Монголии. Как в том, так и в другом регионе им выполнены очень важные тектони-

ческие исследования, результатом которых были новые трактовки строения и структурного развития изученных районов.

Очень большое внимание Андрей Степанович уделяет изучению структур земной коры океанического типа и проблем ее эволюции. Он участник геологических экспедиций в Исландию, результатом чего была изданная под его редакцией книга о магматизме и геодинамике этого труднейшего для понимания острова-феномена. С именем Перфильева связана первая публикация о надвигах и тектонической расслоенности земной коры под океанами, показанная на примере пересечения Срединно-Атлантического хребта по 20° ю.ш. В свой юбилейный год Андрей Степанович плывал на НИС "Академик Николай Страхов" в Центральную Атлантику и составил, вместе с коллегами, первую среднемасштабную (1 : 250000) геологическую карту ключевого участка Срединно-Атлантического хребта. Теперь очевидно, что геологическое картирование океанского дна в указанном масштабе открывает новый этап в широких геодинамических построениях.

Характерной особенностью Андрея Степановича является его постоянное стремление к приложению фундаментальных исследований к практической геологии. О нем можно сказать, что он лучший металлогенист среди тектонистов. Под его научным руководством разрабатывалась методика геологического картирования и поисковых работ на Киргизском геодинамическом полигоне (проект МГГК МинГео), отличающимся исключительной сложностью строения и структурной эволюции. В течение ряда лет он проводил здесь полевую школу по геологическому и геодинамическому картированию. Андрей Степанович – один из авторов методического руководства по использованию учения о тектонической расслоенности литосферы в крупномасштабном геологическом картировании.

А.С. Перфильев очень активен, как ученый. Его выступления на заседаниях Ученого Совета, более широких научных форумах, различных семинарах и коллоквиумах всегда очень содержательны, остры по мысли, интересны. Два года тому назад он был избран членом-корреспондентом Российской Академии естественных наук. Андрей Степанович – активнейший член редколлегии журнала "Геотектоника" и Междудеомственного тектонического комитета.

В связи с юбилейной датой, мы желаем Андрею Степановичу такой же неиссякаемой энергии в науке и жизни в будущем. Убеждены, что услышим от него еще много новаторских идей, приближающих нас к совершенствованию тектонических знаний.

Редколлегия журнала "Геотектоника"
Междудеомственный тектонический комитет

К сведению авторов

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

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 иллюстраций.

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 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 всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; 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.

а) 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 масштаб и ориентировка, на картах – географические координаты. 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 специалистами по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 13 × 21 см. Можно предоставить 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.

з) 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.

Сдано в набор 01.12.92 г.	Подписано к печати 01.02.93 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈	
Офсетная печать	Усл. печ. л. 10.0	Усл. кр.-отг. 8,8 тыс. Уч.-изд. л. 10.1	Бум. л. 5.0
	Тираж 852 экз. Зак. 3726	Цена 9 р. 90 к.	

Отпечатано в Московской типографии № 2 ВО "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

9 р. 90к.
Индекс 70228