



«HAYKA»

Светлой памяти выдающегося ученого академика Петра Николаевича Кропоткина авторы посвящают данный сборник



ПЕТР НИКОЛАЕВИЧ КРОПОТКИН (1910–1996) РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



# RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOLOGICAL INSTITUTE



# THEORETICAL AND REGIONAL ISSUES OF GEODYNAMICS

Transactions, vol. 515 Founded in 1932

COLLECTION OF SCIENTIFIC PAPERS

Responsible editors: YU. O. GAVRILOV, S. A. KURENKOV



MOSCOW «NAUKA» 1999

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Труды, вып. 515 Основаны в 1932 году

СБОРНИК НАУЧНЫХ СТАТЕЙ

Ответственные редакторы: Ю. О. ГАВРИЛОВ, С. А. КУРЕНКОВ



МОСКВА «НАУКА» 1999

#### Редакционная коллегия:

# Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов

### Рецензенты:

#### В.Е. Хаин, Т.Н. Хераскова

### Теоретические и региональные проблемы геодинамики. – М.: Наука, 1999. – 279 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515) ISBN 5-02-002350-7

Сборник посвящен памяти выдающегося ученого Петра Николаевича Кропоткина в связи с его 90-летием. Статьи содержат оригинальные материалы по различным аспектам региональной и теоретической геологии в рамках научных интересов П.Н. Кропоткина. Это прежде всего статьи, посвященные общим и региональным вопросам геодинамики и неотектоники. Рассматриваются методические вопросы палеомагнетизма и история формирования Полярного Урала и Южного Приморья по палеомагнитным данным; обсуждаются проблемы дегазации литосферы Земли и происхождения углеводородов; содержатся научно-биографические сведения и воспоминания о Петре Николаевиче Кропоткине.

Для специалистов, интересующихся общими и региональными вопросами геодинамики, неотектоники, палеомагнетизма и проблемами происхождения углеводородов.

ТП-99-ІІ-177

# Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov

#### Reviewers:

#### V.E. Khain, T.N. Kheraskova

**Theoretical and Regional Issues of Geodynamics.** – M.: Nauka, 1999. – 279 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 515)

ISBN 5-02-002350-7

The collection of papers consecrated to the memory of Pyotr Nikolaevich Kropotkin is published on occasion of 90th birthday of this outstanding scientist. The papers present original data on various aspects of regional and theoretical geology, which have always been of keen scientific interest for P.N. Kropotkin. First of all, these are the papers concerning the general and regional problems of geodynamics and neotectonics. In addition, particular papers consider some methodical aspects of paleomagnetism and formation history of the Polar Urals and Southern Primorie, and also discuss problems of the Earth's degassing and hydrocarbon origin. The book presents as well the information concerning the scientific biography of P.N. Kropotkin and reminiscences of his colleagues.

This collection is addressed to a broad spectrum of geoscientists who deal with the general and regional issues of geodynamics, neotectonics, paleomagnetism, and the origin of hydrocarbons.

ISBN 5-02-002350-7

© Издательство "Наука", 1999

# п.н. кропоткин

Настоящий сборник посвящен памяти Петра Николаевича Кропоткина, яркого представителя школы российских ученых-энциклопедистов, так много сделавших для становления отечественной геологии, широкого признания ее заслуг во всем мире, воспитавших целую плеяду учеников и последователей.

П.Н. Кропоткин, как никто другой, мог оценить новые направления развития науки и прикладывал поистине титанические усилия для внедрения их в жизнь. Он придавал большое значение привлечению в геологию новейших достижений математики, физики и химии.

Широта его кругозора поистине изумляет. Теоретические проблемы геодинамики, практические и теоретические исследования в области глобальной и региональной тектоники, происхождение базальтовой и гранитной магм, нефти и газа, термодинамика Земли, атмосфера Земли, вопросы гравитации, поиски полезных ископаемых – далеко не полный перечень проблем, которыми П.Н. Кропоткин занимался на профессиональном уровне и в развитие которых внес весомый вклад.

П.Н. Кропоткин родился 24 ноября 1910 г. в г. Москве в семье, неоднократно проявлявшей себя на ниве служения отчизне и мировой науке. Его отец – племянник известного географа и геолога, теоретика анархизма князя П.А. Кропоткина. После окончания школы П.Н. Кропоткин учился на геологическом факультете МГУ, а затем перешел в Московский геолого-разведочный институт (образовался в результате объединения геологического факультета МГУ и Московской Горной академии в 1930 г.), который закончил в 1932 г. Уже во время учебы в 1929–1932 гг. он проводит полевые геологические изыскания в качестве коллектора, прораба и начальника партии по поискам нефти и геологической съемке на Урале.

С 1932 г. П.Н. Кропоткин в течение двух с половиной лет работает начальником геологической партии, заведующим разведкой олова и редких металлов в Гостресте "Дальстрой НКВД", проводя исследования в верховьях р. Колымы. Анализ собранных за это время данных и обобщение всех имевшихся к тому времени материалов по геологии Северо-Восточной Сибири и северной части Дальнего Востока (1935–1936 гг.) были опубликованы в двух монографиях, одна<sup>\*</sup> из которых получила в 1937 г. премию ЦК ВЛКСМ как лучшая работа на конкурсе среди молодых ученых.

С 1936 г. научная деятельность П.Н. Кропоткина связана с Геологическим институтом Академии наук. В этом институте он прошел прекрасный путь: старший научный сотрудник – заведующий лабораторией – советник при дирекции. За это время П.Н. Кропоткин проводил геологические исследования в Центральном Казахстане (1936–1943 гг.), на Дальнем Востоке (1946–1954, 1958 и 1968 гг.), в Китае (1958 г.), в Корее (1961–1963 гг.), в Карпатах, на Кавказе и в Закавказье, в Карелии, на Урале и Сахалине (1964–1982 гг.) и т.д. Из этого далеко не полного перечня

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup> Кропоткин П.Н., Шаталов Т.Е. Очерк геологии Северо-Востока СССР // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. 1936. Сер. 1. Вып. 3.

районов, куда приводил пытливый ум П.Н. Кропоткина, ясно видна широта его интересов.

Научная деятельность П.Н. Кропоткина в основном касалась следующих направлений геологии и геофизики:

• Исследования по региональной геологии, тектонике и металлогении Северо-Восточной Сибири, Дальнего Востока и Тихоокеанского пояса. Эти работы привели к открытию месторождения олова, обоснованию прогнозов распространения полезных ископаемых, включая оценку нефтегазоносности, и к разработке общей схемы геологического строения этой огромной территории, охватывающей чуть ли не половину земного шара.

• Исследования по региональной геологии, металлогении и угольным месторождениям Казахстана, которые привели к открытию месторождений каменного угля и вольфрама и позволили П.Н. Кропоткину составить наиболее детальную по тому времени тектоническую карту этого обширного региона и осветить историю его геологического развития.

• Теоретические исследования в области металлогении, в которых обосновывалась поясовая зональность оруденения в древних складчатых областях и генетическая связь оруденения с интрузиями.

• Теоретические исследования по проблеме генезиса магмы и происхождения складчатости. В результате этих работ показана тесная связь тектонических деформаций и магматизма и глубинный характер первичных тектоньческих и тектономагматических процессов, отражением которых являются дислокации в земной коре. Ведущая роль при этом П.Н. Кропоткиным признавалась за горизонтальными напряжениями, связанными с изменением радиуса Земли и значительными горизонтальными перемещениями континентов и отдельных блоков земной коры. Следует особенно подчеркнуть роль П.Н. Кропоткина в деле пропаганды большого значения горизонтальных движений, реальность которых в настоящее время практически общепризнанна.

• Обобщение мировых геофизических данных, позволившее судить о мощности земной коры в различных тектонических областях и глубинном строении различных платформ. П.Н. Кропоткин одним из первых оценил значение палеомагнетизма для решения важнейших проблем в области стратиграфии, литологии и тектоники, придавал большое значение геотермическим исследованиям. К изучению этих проблем вплотную примыкают его работы, в которых рассмотрено применение теории гравитации в геотектонике, геофизике и космологии. В последние годы жизни эти проблемы составляли основной круг интересов П.Н. Кропоткина, который очень интенсивно и плодотворно работал над созданием новой геотектонической теории, являющейся синтезом пульсационной гипотезы развития Земли, предложенной М.А. Усовым и В.А. Обручевым, и теории гравитации по П. Дираку, Р. Дике и др.

• Исследования по проблеме происхождения углеводородов в земной коре, в которых П.Н. Кропоткин подчеркивал связь нефтяных и газовых месторождений с флексурно-сбросовыми зонами и разломами и приводил данные в своих работах в пользу глубинного происхождения углеводородов.

• Изучение напряженного состояния земной коры. В этой области П.Н. Кропоткин одним из первых, а может быть и первым, пришел к заключению о практически повсеместном присутствии в земной коре горизонтально ориентированного девиаторного напряжения. Этот вывод, сделанный в 60-70-е годы, задолго до планомерных исследований в этом направлении за рубежом, опирался на немногочисленные данные определения напряжений по горным выработкам. Но впоследствии он блестяще подтвердился, и работы этого направления стали и продолжают оставаться одной из интереснейших задач геодинамики. Проблемой происхождения напряжений в земной коре П.Н. Кропоткин интересовался до последних дней своей жизни; этой проблеме посвящена одна из последних его статей "Тектонические напряжения в земной коре" (Геотектоника. 1996. № 2. С. 3–16).

Этот далеко не полный перечень проблем, которыми занимался П.Н. Кропоткин и в развитие которых им внесен значительный вклад. По этим вопросам им опубликовано более 200 научных работ, в том числе шесть монографий.

В предлагаемом вниманию читателей сборнике помещены статьи коллег и учеников П.Н. Кропоткина, а также тех, кто продолжает работать в интересовавших его областях. По этим статьям можно, как мы надеемся, судить о современных успехах в этих направлениях.

# М.С. Нагибина

# ВОСПОМИНАНИЯ О ПЕТРЕ НИКОЛАЕВИЧЕ КРОПОТКИНЕ

"Горящее сердце Данко..." А.М. Горький

Академик П.Н. Кропоткин – один из ярких представителей известной московской тектонической школы Геологического института Российской академии наук, созданной А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским. Мне посчастливилось знать Петю еще в студенческие годы, затем, начиная с 1936 г., я работала одновременно с ним в ГИНе в течение более 60 лет. Поэтому в данной статье мне хочется поделиться своими воспоминаниями об этом особенном, талантливом и вдохновенном человеке, много сделавшем для геологической науки России и мира, и, прежде всего, коснуться истоков его блестящего геологического образования, а также становления его как большого ученого в среде тектонического отдела, руководимого Н.С. Шатским.

Традициям тектонического отдела он остался верен до конца дней, хотя начиная с 1960 г. руководил новой, созданной им в ГИНе, лабораторией структурной геофизики. Но и после 1960 г. П.Н. Кропоткин продолжал регулярно посещать все тектонические коллоквиумы, выступал в дискуссиях, нередко сам делал интересные, полные новых идей сообщения. Еще в студенческие годы он опубликовал первую научную работу "Карта плотности населения СССР" под редакцией Н.Н. Баранского; позднее, в зрелые годы, составил проект трассы железной дороги из Средней Азии через Гималаи в Индию.

Характерными чертами Петра Николаевича являются необычайная широта научных интересов, большая творческая энергия, трудолюбие, принципиальность и умение найти свое оригинальное решение изучаемой проблемы. Это был жизнеутверждающий, целеустремленный и вдохновленный наукой человек, всегда щедро одарявший вниманием коллег и близких людей. Скромность Петра Николаевича была безгранична. Он много работал, всегда с блестящими результатами, но никогда не интересовался наградами, карьерой и высокими научными званиями.

П.Н. Кропоткин родился в Москве 24 ноября 1910 г. в семье потомственных князей, старинного рода Кропоткиных-Рюриковичей. Его отец, Николай Александрович Кропоткин, был юрист-адвокат, племянник известного ученого геолога и географа Петра Алексеевича Кропоткина. Мать Петра Николаевича, Лидия Евгеньевна, была учительницей.

В 1928 г. П.Н. Кропоткин поступил на геологический факультет МГУ, а затем перешел в Московский геолого-разведочный институт (МГРИ), который образовался в 1930 г. путем слияния геологического факультета МГУ и Московской Горной академии. Студентам, учившимся в 30-е годы, в том числе Пете, крупно повезло. В это время здесь преподавали лучшие специалисты по различным отраслям геологии, академики и профессора – А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, В.И. Лучицкий, Г.Ф. Мирчинк, В.В. Меннер, А.А. Богданов, М.С. Швецов, Е.В. Милановский, Е.Е. Захаров, П.П. Пилипенко и многие, многие другие.

Мы с П.Н. Кропоткиным учились в эти годы на геологическом факультете МГРИ по специальности "поиски и съемка" на разных курсах. Для этой специальности предусматривалась наиболее широкая учебная программа; читались полные курсы по геологии СССР, петрографии, минералогии, рудным месторождениям, горючим ископаемым, палеонтологии и многим другим предметам. П. Кропоткин был одним из лучших студентов и учился с большим интересом. Лекции, как правило, были очень интересными, преподносились с учетом новейших материалов по предмету. На лекциях по геологии СССР А.Д. Архангельского (западная часть СССР, включая Урал) и Н.С. Шатского (восточная – от Казахстана до Дальнего Востока) делались сообщения студентов-геологов, только вернувшихся из экспедиций с интересными открытиями. А.Д. Архангельский любил высказать различные точки зрения на геологическое строение крупных территорий, давая возможность студентам для самостоятельных размышлений. На одну из лекций он принес первую красочную мелкомасштабную карту тектоники СССР из только что опубликованной совместно с Н.С. Шатским статьи и раздал всем студентам. Эта карта стала для нас настольной и помогала ориентироваться в научной работе.

В 1932 г. П.Н. Кропоткин с отличием окончил МГРИ, но работать начал с 1927 г. в геологических партиях в качестве коллектора, прораба, начальника партии; в 1929–1932 гг. – в Научно-исследовательском нефтяном институте и в Нефтяном геолого-разведочном институте по геологической съемке и поискам нефти на западном склоне Урала.

После окончания МГРИ П.Н. Кропоткина оставляют в аспирантуре, но он на "крыльях комсомольского энтузиазма" летит на Колыму, поступает на работу в Гострест "Дальстрой НКВД" и вылетает на полевые работы в самые труднопоступные районы, в северную часть дальневосточного края (верховье р. Колымы), где работал начальником партии, заведующим разведками олова и редких металлов, проводил изучение геологии разных месторождений и впервые открывает здесь крупные месторождения олова и углей. В 1935-36 гг. в группе геологов Пальстроя он был прикомандирован к ВСЕГЕИ, где обрабатывал свои полевые материалы и имеющиеся к тому времени данные по геологии Северо-Восточной Сибири и Дальнего Востока (с 1890 по 1934 г.). В результате были написаны две большие монографии, опубликованные в 1936 г.: "История геологического и географического исследования Охотско-Колымского края и верховьев р. Индигирки" (П.Н. Кропоткин) и "Очерк геологии Северо-Востока СССР" (П.Н. Кропоткин, Е.Т. Шаталов). Первая из них в 1935 г. была удостоена почетной грамоты ЦИК ВКП(б) за открытие ценных месторождений олова, а вторая – премии ЦК ВЛКСМ как лучшая работа по конкурсу молодых ученых. Несмотря на эти награды и другие заслуги, П.Н. Кропоткина в 1938 г. исключают из комсомола за дворянское происхождение. Он очень переживал и был глубоко оскорблен в лучших своих стремлениях.

В 1935 г. П.Н. Кропоткин возвращается в Москву и поступает в аспирантуру на кафедру исторической геологии в МГРИ, а с весны 1936 г. одновременно зачисляется в ГИН, переехавший в числе других институтов Академии наук из Ленинграда в Москву. С 1936 г. П.Н. Кропоткин начинает свою плодотворную научную деятельность сначала в отделе тектоники Н.С. Шатского, а с 1960 г. – в самостоятельной структурно-геофизической лаборатории.

Н.С. Шатский считал, чтобы заниматься тектоникой, наукой синтетической, надо хорошо владеть различными методами геологических исследований. В результате в свой отдел он подбирает большой коллектив талантливой молодежи, среди них: Н.А. Штрейс и Н.Г. Маркова (стратиграфо-палеонтологическое направление), А.Л. Яншин (стратиграфо-литологическое), Н.П. Херасков (формационное), И.В. Лучицкий и М.С. Нагибина (петрографическое), В.Н. Соболевская (тектоностратиграфическое), А.А. Богданов (структурно-геологическое), Н.С. Зайцев (стратиграфическое), А.В. Пейве (тектоническое). П.Н. Кропоткин был полон разносторонних научных интересов и единственный из нас интересовался еще и геодинамикой формирования тектонических структур и вопросами геофизики. Значительно позднее, в послевоенное время, тектонический отдел значительно расширился за счет вернувшихся с фронта геологов (Ю.А. Косыгин и Ю.М. Пущаровский), а также пришедших из других учреждений (П.Е. Офман, А.И. Мушенко, Д.А. Туголесов, аспирантка А.С. Новикова и др.).

В отделе тектоники под руководством Н.С. Шатского была дружная рабочая обстановка, царили атмосфера свободного научного творчества в решении сложнейших геологических проблем и дух доброжелательства. Н.С. Шатский с большим интересом лично следил за работой каждого из нас, и это очень вдохновляло. Каждому он давал очень меткие характеристики; о П.Н. Кропоткине он говорил: "Если Петя изучает обнажение, он видит, как минимум, на 100 км в глубину". По субботам в отделе проводился коллоквиум, где докладывались результаты оконченных и неоконченных исследований. Проходили их интересные обсуждения, нередко были бурные выступления, но всегда доброжелательные и имевшие большое значение для общего развития слушателей и, особенно, самих докладчиков. Самое главное, что в ходе такой работы Н.С. Шатский в наш жестокий век не только поощрял свободу научного творчества, но и культивировал развитие разных точек зрения. Дерзать в науке! П.Н. Кропоткин, пожалуй, больше, чем кто-либо другой, широко использовал этот лозунг. Н.С. Шатский и сам любил докладывать на наших "субботниках" о направлениях своего творчества, особенно о формациях, и совместно обсуждать их. "Субботники" Н.С. Шатского скоро прославились среди сотрудников ГИНа и даже за его пределами, но он не очень поощрял расширение аудитории, чтобы не нарушать свободный рабочий стиль научных обсуждений.

В 1941 г. П.Н. Кропоткин первым из нас блестяще защищает кандидатскую диссертацию на своем обширном колымском материале, выделяя интересную и труднейшую проблему происхождения гранитов, их связи со структурами земной коры и энергетикой тектонических процессов. Здесь он впервые в России поставил вопрос о палингенном генезисе гранитов и выделил их типы на Дальнем Востоке.

Материалы кандидатской диссертации были опубликованы в трудах ГИНа (вып. 47, 1941 г.), в статьях и тезисах доклада на XVII сессии Международного конгресса в 1937 г. в Москве. В соавторстве с Н.П. Херасковым на том же конгрессе П.Н. Кропоткин делает доклад "Тектоника Северо-Востока Азии".

В 30-е и последующие годы геологические институты Академии наук претерпевали существенные организационные изменения, они то объединялись в один супергигантский Институт геологических наук, то снова разъединялись. Для полевых исследований существовали крупные комплексные экспедиции, в которых работали сотрудники различных институтов и специальностей. Первой из таких экспедиций была Казахстанская под общим руководством Н.С. Шатского с базой в районе Караганды. В военные годы П.Н. Кропоткин вначале уходит в ополчение, но через 1,5 мес. его отзывают в ГИН, и он начинает свои новые исследования в составе Казахстанской комплексной экспедиции, где им, помимо собранных интересных тектонических и стратиграфических материалов, были открыты новые месторождения вольфрама, необходимого при выплавке алюминия для самолетостроения, и каменных углей. Результаты этих исследований были опубликованы в ряде статей и интересной монографии, посвященной истории развития структур и металлогении Казахстана, которую он в 1952 г. защитил в качестве докторской диссертации.

Сотрудники тектонического и других отделов работали в разных структурных зонах СССР: на Русской и Сибирской платформах, на молодой платформе Западной Сибири и Казахстана, в складчатых областях Сибири, Забайкалья и на Дальнем Востоке. Полученные новые материалы позволили А.Д. Архангельскому и Н.С. Шатскому с соавторами опубликовать к XVII МГК монографию "Основные черты тектоники СССР".

Встал вопрос о создании для всей территории СССР общей тектонической карты 3–4-миллионного масштаба. Решение этой сложнейшей задачи Н.С. Шатский поставил перед сотрудниками своего отдела. Наибольшее количество "белых пя-

тен" на геологической карте России оказалось на Дальнем Востоке. П.Н. Кропоткин снова возвращается к дальневосточным регионам и в период с 1946 по 1963 г. проводит здесь систематические полевые работы в разных регионах, а в 1961–1963 гг. – в Северной Корее.

В эти годы организуется вторая большая комплексная Восточно-Сибирская экспедиция под руководством Е.А. Радкевич, объединившая огромную территорию от Юго-Восточной Сибири до Дальнего Востока включительно. Здесь полевые работы также проводили геологи различных специальностей – тектонисты, петрографы, рудники, геоморфологи из разных институтов Академии наук. В связи с проблемой составления тектонической карты СССР я также перенесла свои полевые работы в восточные малоизученные районы верхнего Приамурья и Приохотья. Своеобразной базой экспедиции был пассажирский вагон поезда Москва-Владивосток, в котором сотрудники экспедиции выезжали одновременно и высаживались на места полевых работ по ходу поезда. Большая часть купе набивалась снаряжением и продуктами, а в остальных ехали сотрудники.

Однажды, в первые годы после войны, П.Н. Кропоткин проявил необычайную находчивость в сражении с начальником поезда. В те годы всем сотрудникам выдавали спирт для промывки шлихов, бывший большой ценностью. Я высаживалась со всем снаряжением на небольшом полустанке Тында, не доезжая до г. Свободного, где меня встречали мои коллектора, а поезд стоял 1 или 2 минуты. Все помогали, и тюки со снаряжением выбрасывались быстро. Поезд ушел и обнаружилось, что упаковка со спиртом осталась в поезде. Я даю телеграмму начальнику снабжения экспедиции в Хабаровск, чтобы он встречал поезд, и одновременно П.Н. Кропоткину, чтобы он передал ему мои 5 литров спирта для доставки в отряд. Телеграмма для П.Н. Кропоткина была послана через начальника поезда. И вот он идет в вагон и вручает телеграмму: "Есть такой Кропоткин?" Ответ: "Я". Грозный голос начальника поезда: "Вам известно, что горючие вещества запрещено провозить в поезде?" П.Н. Кропоткин, уже прочтя телеграмму, спокойно говорит: "А в чем, собственно, дело?". Начальник: "Как в чем дело! Павайте спирт!". Петр Николаевич застенчиво пожимает плечами и невинным тоном отвечает: "Какой спирт? Мы его давно выпили". "Как выпили? Весь?" - с отчаянием восклицает начальник. Кропоткин: "Естественно, до дна". В купе было полно мужчин достаточно бойких, в том числе острослов Савелий Салун, но не растерялся только один Кропоткин и артистически мгновенно нашел выход. Сраженный в своих лучших надеждах начальник поезда, понурив голову, тихо удалился к себе в вагон. Проводив его взглядом, присутствующие бурно выразили свой восторг, а надо сказать, что повод был вполне достойный – непьющий и мало практичный в житейских делах Петр Николаевич блестяще вышел из критического положения.

В силу сочетания научных тем и их исполнителей в послевоенный 1950 год в составе начальников отрядов в экспедиции на Дальнем Востоке оказался преимущественно женский состав, и к 8 марта 1950 г. Н.А. Лебедева написала по этому поводу шуточную балладу "О женщинах Восточно-Сибирской экспедиции АН СССР", в которой есть следующие строки:

Флотилию речных судов Ведет Нагибина Марина. Свежа, как персик, круглолица, Мала – но все-таки тигрица. И тридцать витязей прекрасных С нее очей не сводят ясных... И среди женщин самым кротким Один мужчина оказался – Петр Николаевич Кропоткин... Но Петр Николаевич Кропоткин в этой балладе "кротким" оказался лишь для рифмы. Он показал себя отважным рыцарем и для своих полевых исследований выбрал самые труднодоступные глухие места восточного и западного склонов Сихоте-Алиня и Синий хребет. Здесь в жестоком царстве непроходимой Сихоте-Алиньской тайги не было дорог, кроме единственной, ведущей к оловянному руднику, грунтовой, разъезженной, практически не проезжей в дождливое время.

Однажды перебазирование лагеря отряда по этой дороге на машине П.Н. Кропоткину и его сотрудникам чуть не стоило жизни. На одном из размытых склонов машина перевернулась и чуть не полетела в пропасть, но случайно удержалась на двух березах. Никто не пострадал. Склоны Сихоте-Алиня, через которые П.Н. Кропоткин делал пересечения геологическими маршрутами, не имели даже троп, были непроходимы для вьючного транспорта на лошадях, пешие маршруты велись с величайшим трудом, приходилось продираться через густые заросли деревьев и кустов, переплетенных лианами, буреломы. Ночевки были у костра и в редко встречавшихся одиночных избах лесников или уединившихся староверов, которые давали приют для редкого счастливого отдыха и сна, спасали от обилия мошки и комаров.

Вот подробное описание трех дней маршрута, цитата из письма П.Н. Кропоткина жене С.Е. Колотухиной от 20 сентября 1948 г.

"Мы ночевали три ночи в лесу, у костра (или без костра, когда он гаснул, если мы засыпали), подложив под себя рюкзак и наломанные палочки, под голову – полевую сумку... В первую ночь спали на камнях у ручья, сварили себе кашу и чай, во вторую остановились на склоне, не дойдя до речки (застала темнота), около маленького источника, из которого вода то капала, то текла жалкой струйкой... ночью невозможно пролезать через кусты. Ночью даже по речке, преграждаемой завалами леса, идти было очень трудно... наш хлеб уже весь искрошился и был на исходе.

Это была крайняя точка маршрута. В тот же третий день мы поднялись на 700 м и заночевали на горе, без воды, под начавшимся дождем и ветром, бушевавшим всю ночь. Мы поднимались в гору по круто спускающемуся к долине руслу горного ручья, заваленному камнями. Вода в нем то журчит между камней, то исчезает под камнями. Наконец, вода исчезла совсем, продолжая дразнить нас своим журчанием под глыбами гранита, затянутыми мхом. Зная, что впереди 1 или 2 суток без воды (в районе перевала), мы вернулись немного назад, подкрепившись сахаром и крошками хлеба, и выпили авансом воды, сколько можно.

Ночевали под дождем, промокли, продрогли, как только рассвело, двинулись в путь, кругом сетка дождя, и мы идем средь облаков, видно впереди лишь на 150– 200 м, дальше молоко, в котором не различишь ни неба, ни земли, ни гор, ни долин. Ориентироваться точно невозможно, идем по компасу и догадке... Так шли целый день, несмотря на дождь – хотелось пить. Я пил воду, где находил, – в выемках на уцелевшем стволе старого дерева, в болотце, истоптанном изюбрями, как на коровьем водопое. ...близко подошла лисица и без конца брехала на нас. Как видно, она была очень недовольна, что мы забрались в эти звериные вотчины.

На всем пути нигде не было ни следа человека... за три дня ни следа топора или пилы, ни тропинки, ни дымка, ни звука человеческой жизни. Как будто околдованное царство лежит этот Синий хребет (вершина Сихоте-Алиня) в виде небольшого (километров 30 в поперечнике) островка среди кольца деревьев.... Но 15 км дикой, непроходимой горной тайги здесь большее препятствие, чем сотни километров в другом месте, и эта "цивилизация" казалась нам подчас чем-то недосягаемым. Сейчас – удивительно красиво, днем солнце играет на листве лесов, одетых в багрец и золото, вечером чудесные закаты, а ночью – луна, освещающая своим колдовским серебряным светом лес и траву, покрывающуюся инеем под утро...

По гранитной теме и древним толщам у нас в итоге сделана большая работа, вполне оправдывающая мою поездку на Дальний Восток в этом году. Для вопросов металлогении эта работа, по-видимому, являлась необходимой. Но в дальнейшем буду опять заниматься главным образом тектоникой. И для здоровья этот год оказался неплохим... Немного не хватает только жиров и мясной пищи при такой физической работе" (осенью мошка и комары в Сихоте-Алине пропадали. – М.Н.).

Выходя в маршрут, студенты-коллекторы П.Н. Кропоткина восклицали: "Обезьяны, в путь", а в пути, кроме лиан, было много зверей – стада диких кабанов, изюбри, хищники. Тем не менее, по воспоминаниям В.Э. Хромовой, обстановка в отряде была прекрасная благодаря мужеству и удивительному жизнерадостному характеру Петра Николаевича. У вечернего костра он развлекал спутников, показывая красоту созвездий, и много рассказывал о них интересного. Он был широко образованным человеком, хорошо знал художественную литературу, сам писал стихи и любил читать наизусть М. Горького ("Буревестник", "Старуха Изергиль" и др.), рассказывал о прекрасных, невиданных растениях сихоте-алиньской тайги и еще много интересного. При перебазировании лагеря от пересечения к пересечению на машине, в которой все еле держались, чтобы не вылететь, вытрясало всю душу, но Петр Николаевич и здесь отвлекал спутников, обращая внимание на сказочную красоту пейзажей, ковры удивительных цветов в долинах и неожиданные заросли гигантской белой сирени с кистями цветов до полуметра или кустов жасмина на склонах гор, тоже читал стихи и рассказывал что-то увлекательное. Осенью тайга восхищала игрою необыкновенно ярких красок и разнообразием их оттенков, создавалось впечатление сказки. Вспоминая работу у П.Н. Кропоткина в отряде, бывшие его спутники говорили: "О трудностях мы забывали. Обаяние личности П.Н. Кропоткина покоряло – перед нами открывали двери даже староверы и гостеприимно пускали переночевать, угощали. Мы могли видеть волшебство ума и интуиции Петра Николаевича, когда он по своим наблюдениям и нашим параллельным маршрутам с редкими обнажениями составлял геологическую карту Сихоте-Алиня". "Лучших экспедиций в моей жизни не было, - с восторгом говорила В.Э. Хромова в свои уже 60 лет. - Удивительное сочетание божественной красоты природы, ада мошки и комаров и прекрасной души человека делало чудеса".

Результаты геологических исследований Петра Николаевича в Сихоте-Алине и других районах Дальнего Востока были также поразительны. Им составлен один из первых макетов тектонической карты Сихоте-Алиня; проведен сравнительно тектонический анализ строения различных районов Дальнего Востока, в Корякском нагорье впервые описаны шарьяжные структуры. Составленный П.Н. Кропоткиным общий макет тектонической карты Дальнего Востока целиком вошел в первую Тектоническую карту СССР масштаба 1:3 000 000, вышедшую в 1953 г. под редакцией Н.С. Шатского, получившего государственную премию.

П.Н. Кропоткин и здесь отличился. Весь отдел тектоники работал над этой картой 5 лет, из них 4 года мы разрабатывали легенду к ней; много было дискуссий, предложений и наконец остановились на историческом принципе выделения "структурных этажей" как стадий развития крупных тектонических единиц – платформ и геосинклинальных складчатых систем. Тут возникла другая трудность: возрастные объемы структурных этажей даже в однотипных складчатых зонах (каледонская, герцинская и др.) по простиранию несколько менялись. Снова задержка в составлении общей легенды к карте.

В это время страна собиралась широко отметить 70-летний юбилей И.В. Сталина. Все коллективы готовили ценные и разнообразные производственные

подарки. Н.С. Шатский понимал, что с общей картой мы не успеваем, и он решает подготовить тектоническую карту Юго-Востока Сибири (показать на ней юговосточный край Сибирской платформы и обрамляющие складчатые системы). Макеты их у Зайцева, Нагибиной и Кропоткина были готовы. Требовалась единая легенда. Н.С. Шатский просит срочно вычертить карту Юго-Востока, но верхняя возрастная граница наших структурных этажей скользит, омолаживаясь в пространстве с запада на восток. Как быть? И тут благородный рыцарь П.Н. Кропоткин отказывается от своей легенды и предлагает принять за основу легенду Нагибиной и оговорить эти изменения в подписях к легенде карты. Контуры структур были быстро увязаны, и карта тектоники Юго-Востока Сибири была вывешена на стенде подарков ГИНа к юбилею Сталина вовремя. Вскоре тем же методом была составлена и вся Тектоническая карта СССР.

Когда в ресторане "Прага" мы праздновали, отмечая Государственную премию СССР Н.С. Шатского (который трудился над картой, лежа на полу на наших макетах, вместе с их авторами увязывал тектонические границы структур на всей территории СССР и в неясных местах проводил так называемые "криминальные линии", например, между каледонидами и байкалидами Прибайкалья и др. в качестве эстафет для будущих поколений), он неожиданно провозгласил тост: "За одну из женщин – автора карты и благородного рыцаря Кропоткина, уступившего ей свою легенду, ибо без этого поступка карты СССР до сих пор бы не было".

Новые материалы тогда быстро продолжали поступать, и отдал тектоники в 1956 г. выпускает новую, более детальную карту тектоники СССР под редакцией Н.С. Шатского. Обе тектонические карты СССР имели большой успех не только в России, но и во всем мире. На Международном геологическом конгрессе в Мексике Н.С. Шатского избирают председателем Международного тектонического комитета.

В СССР наши карты висели на стенах в рабочих кабинетах всех геологических учреждений страны и широко использовались геологами, рудниками, петрографами для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых. Они служили в качестве основы для составления карт прогноза полезных ископаемых и других целей. В исследованиях отдела тектоники, руководимого Н.С. Шатским, значительное место занимала проблема полезных ископаемых и формации. Н.С. Шатский возглавлял издание трудов "Закономерности размещения полезных ископаемых".

Будучи заведующим лабораторией структурной геофизики, П.Н. Кропоткин участвовал и в составлении тектонической карты Евразии. Он работал в Китае и в 1958 г. впервые описал крупные надвиги в чехле древней Южно-Китайской платформы, участвовал в совместных заседаниях с китайскими геологами. Тектоническая карта континентальных частей Евразии масштаба 1:5 000 000 была полностью составлена под редакцией Н.С. Шатского в 1960 г. и доложена в 1960 г. на Международном конгрессе в Голландии (Амстердам). Затем она дорабатывалась. Карта и объяснительная записка к ней вышли в 1966 г. под редакцией А.Л. Яншина.

На одном из Всесоюзных тектонических совещаний, весьма активно проходившем во Владивостоке в 1960 г. под председательством Ю.А. Косыгина, некоторые доклады, в том числе заключительный доклад Е.А. Радкевич, были посвящены проблеме связи пространственного размещения рудных месторождений в тектонических структурах. На банкете после заключительного заседания упомянутого совещания Е.Т. Шаталов в своем стихотворном тосте отмечал: «Но от геологов не скроешь, что этот самый "Тихий" пояс, о коем шел неделю крик, разнообразен и велик, что в недрах он весьма богат, чему, конечно, каждый рад. Давайте же, забыв про споры, закончим наши разговоры призывом: ...Мой тост, за что я пью бокал, Наука, Пояс и Металл!» (1 октября 1960 г.). Этот тост прямо в адрес П.Н. Кропоткина. Тем же числом помечено интересное стихотворение самого Петра Николаевича, которое я привожу ниже:

#### ГЕОЛОГАМ-ДАЛЬНЕВОСТОЧНИКАМ

Геолог шел душою молод, Мечтой прекрасной окрылен; Он шел, искал – и в дождь и в холод, Сквозь бурелом и ветра стон. И раскрывались, год за годом, Все тайники подземных руд – И благодарностью народа Увенчан благородный труд.

Да, час придет – и мы раскроем Все тайны недр родной земли, Мы всю ее насквозь разроем, Как всю ее насквозь прошли! Мы всю ее насквозь просветим Сейсмологическим лучом – И нам на все она ответит, Как на рентгене пред врачом! Анадырь и хребет Коряцкий К себе теперь героев ждут, Их берег ждет к себе Камчатский, Где сопки тайны стерегут. Там и сейчас порою вздрогнет Земля в сейсмических толчках, И невзначай опять напомнит О прежних бурных временах...

Там на просторах океана Легли гирлянды островов, Там бурно дышит грудь вулкана И магма рвется из оков! Там и сейчас в растворах рудных Выходят вверх и Медь и Ртуть... Так пусть же будет нам нетрудным В тот новый край далекий путь!

(Владивосток, 1.Х.1960 г.)

П.Н. Кропоткин в 1965 г. в соавторстве со своей постоянной и самоотверженной сотрудницей Ксенией Александровной Шахварстовой публикует новую интереснейшую монографию "Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса". Это была первая монографическая сводка всех имеющихся геологических и, частично, геофизических материалов, посвященная описанию истории геологического развития и глубокому сравнительно-тектоническому анализу всех частей грандиозного Тихоокеанского подвижного пояса, протянувшегося вдоль окраин прилегающих к Тихому океану пяти крупных континентов: Азии, Северной и Южной Америки, Австралии и Антарктиды, включая всю сложнейшую систему переходных структур между континентами и океаном, островные дуги, вулканические пояса и окраинные моря. В этой крупнейшей монографии геодинамика образования структур также впервые проведена П.Н. Кропоткиным с неомобилистских позиций: выделены различные типы структур, описана их морфология, структурные позиции магматизма, пространственные закономерности изменения их состава, рудоносность структурные этажи. В этой работе подведено тектоническое основание для Тихоокеанского рудного пояса, ранее выделенного С.С. Смирновым и впервые описанного им в соавторстве с Е.А. Радкевич и О.Д. Левицким еще в военные годы.

Монография П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой хорошо иллюстрирована, в ней даются общие схемы и карты тектоники подвижного пояса, океана и переходных зон, приводятся геодинамические схемы и карты отдельных его звеньев и геологические профили. Она имеет большое всесоюзное и мировое значение и во многом не устарела до наших дней. Монография служит настольной книгой для всех, приступающих к изучению Тихоокеанского тектонического и рудного пояса, является ценнейшей сводкой, до сих пор никем еще не повторенной.

Научное творчество П.Н. Кропоткина, всегда очень интенсивное, было весьма активным и смелым, но не всегда воспринималось коллегами гладко и однозначно, часто вызывало бурные дискуссии, но шло время, и его идеи блестяще подтверждались практикой.

Он был первым из российских геологов, который активно внедрял в геологическую практику идеи неомобилизма еще в 1950-е годы, движение материков аргументировал палеоклиматическими, палеомагнитными и геологическими данными. На одном из докладов П.Н. Кропоткина на эту тему на тектоническом коллоквиуме А.В. Пейве подчеркнул ведущую роль Петра Николаевича в этом направлении и метко охарактеризовал его как "вперед смотрящего". В 70-е годы идея мобилизма в мире получила широкое признание в виде парадигмы "тектоники литосферных плит".

Более сложным был вопрос о неорганическом глубинном происхождении нефти и газа. На протяжении всей жизни П.Н. Кропоткин отстаивал эту идею, возможно зародившуюся еще в его студенческие годы, когда он работал в нефтяных организациях. П.Н. Кропоткин показал, что количество углеводородов в флюидногазовой фазе вещества земной коры и мантии с глубиной возрастает, он выделил "редуктосферу, где доминируют газообразные (углеводороды). Вероятно, общее признание этой идеи еще впереди.

П.Н. Кропоткин одним из первых оценил значение палеомагнетизма для решения важнейших проблем в области стратиграфии, литологии и тектоники, придавал большое значение геотермическим исследованиям. Для проведения этих исследований и других работ по применению геофизических методов для решения крупных геологических и геофизических задач по его инициативе в Геологическом институте еще в 1960 г. была организована лаборатория структурной геофизики, бессменным руководителем и идейным вдохновителем всех работ в которой П.Н. Кропоткин оставался до конца своей жизни.

К изучению этих проблем вплотную примыкают его работы, в которых рассмотрено применение теории гравитации в геотектонике, геофизике и космологии. В последние годы эти проблемы составляли основной круг интересов П.Н. Кропоткина. Он очень интенсивно и плодотворно работал над созданием новой геотектонической теории, являющейся синтезом пульсационной гипотезы развития Земли, предложенной М.А. Усовым и В.А. Обручевым, и теории гравитации по Дираку, Дике и др.

П.Н. Кропоткиным было опубликовано более 200 научных работ, в том числе шесть монографий.

П.Н. Кропоткин был вице-президентом Московского общества испытателей природы, членом Межведомственного тектонического комитета, Совета по сейсмологии, Совета по геомагнетизму, Гравитационной комиссии, членом редколлегий журналов "Геотектоника", "Бюллетень МОИП" и "Знание-сила". За свою трудовую деятельность он был награжден орденами Красной Звезды, Трудового Красного Знамени и семью медалями.

В ночь с 16 на 17 января 1996 г. Петр Николаевич Кропоткин скоропостижно скончался. Еще 16 января он навестил К.А. Шахварстову и беседовал с ней о своих новых широких планах. "Петр Николаевич, Вам еще долго надо прожить, чтобы все это выполнить", - ответила Ксения Александровна. Мы потеряли талантливого ученого с мировым именем и обаятельного человека. Он являлся энциклопедистом в области геологических знаний. Широта его интересов была глубоко логична и последовательно раскрывалась в его научных исканиях. В начале научного пути П.Н. Кропоткин активно изучал тектонику, магматизм и рудообразование верхних слоев земной коры, их морфологию и историю развития и уже тогда начал использовать энергетику, геофизику для объяснения происхождения структур коры, гранитов и руд. В монографии "Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса" (1965 г.) он уже широко привлекает геофизику для своих неомобилистских схем, поясняющих историю создания структур пояса, делает далеко идущие выводы, показывающие, что назрел вопрос об организации в ГИНе специальной структурно-геофизической лаборатории. Позднее, размах исследований этой лаборатории под руководством П.Н. Кропоткина превзошел все ожидания. Вопросы

связи тектоники коры с глубинным строением Земли нашли здесь свое отражение. Изучая структуры поверхности Луны, Марса и др. по космоснимкам, он проводил сравнительно-тектонический их анализ со структурами Земли. Сравнение результатов П.Н. Кропоткина в монографии 1965 г. с современными геологическими данными (например, по Корякскому нагорью и др.) о направлении горизонтальных движений пластин коры и подкоровыми течениями мантии позволяет сделать выводы о разнонаправленном движении отдельных пластин коры – от океана к континенту, и наоборот. Разработка этого направления тесно связана с новыми проблемами XXI в. – изучением многослойных течений глубинных оболочек Земли, плюмтектоникой, астеносферным диапиризмом.

# ГЕОДИНАМИКА И НЕОТЕКТОНИКА

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

# Ю.М. Пущаровский

Геологический институт РАН

Развитие тектоники как науки постоянно требует подтока новых фактических сведений. Еще не так давно такие сведения почти ограничивались данными о строении земной коры, что в общем программировалось геосинклинальной теорией. Но в конце 50-х годов был уже принят и специально разрабатывался Международный проект "Верхняя мантия", который означал большое усиление внимания и интереса к тектонике глубин. Появившаяся затем плейттектоника своим базисом определила литосферу, но поскольку в ней речь идет о глубинной конвекции и плюмах, в поле зрения в той или иной мере оказался и весь земной шар.

Определение тектоники было предложено Н.С. Шатским еще в 1947 г. Сейчас, по прошествии 50 лет, оно нуждается в дополнении лишь одним словом (выделено курсивом): тектоника – это наука о строении, развитии и движениях земной коры, строении, развитии и *геодинамике* Земли в целом. Вторая часть этого определения по значимости сейчас уже поднялась до уровня первой, и новые данные о больших глубинах стали неотложным требованием времени. В этом смысле трудно переоценить значение сейсмической томографии.

Автору уже приходилось писать на эту тему [Пущаровский, 1996, 1997], однако сейчас есть возможность дополнить ранее высказанные соображения.

Главное, что дает сейсмотомография для тектоники – это карты, отражающие сейсмические неоднородности на разных глубинных уровнях мантии, и профили, позволяющие судить о поведении неоднородностей в радиальном направлении. Конечно, очень важны устанавливаемые глубинные сейсмические рубежи.

Особенную ценность для понимания строения мантии Земли и происходящих в ней процессов имеют вертикальные ряды глобальных сейсмотомографических карт, составляемых для разных глубинных уровней. По ним можно проследить изменчивость в сейсмоструктуре недр и тем самым подойти в первом приближении, конечно, к стратификации мантии, а также к ее геодинамическим особенностям.

Впервые публикации сейсмотомографических карт появились в начале 80-х годов и принадлежат А. Дзевонски. Впоследствии к нему присоединился еще ряд геофизиков – Дж. Вудхауз, С. Вудворд и др.

Из цикла выполненных ими работ продемонстрируем три карты, представленные на Вашинггонской сессии Международного Геологического конгресса в 1989 г. [Dziewonski, Woodhouse, 1989]. На них отражены неоднородности на глубинных уровнях: 1300, 2300 и 2750 км (рис. 1). Феноменально, что Тихоокеанская неоднородность прослеживается вплоть до земного ядра, что укрепляет в представлении о глубочайших корнях тектонической асимметрии Земли, ее Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Более того, это дополнительный аргумент в пользу взглядов, основанных на геологических данных, о древнейшем возрасте Тихого океана, поскольку такого масштаба геофизическая неоднородность едва ли может быть молодым новообразованием.



Рис. 1. Сейсмотомографические карты для трех глубинных срезов Земли [Dziewonski, Woodhouse, 1989] (в центре – область Тихого океана)

Кроме того, карты, о которых идет речь, начинают раскрывать пестроту сейсмических полей в Индо-Атлантическом сегменте Земли, по сравнению с Тихоокеанским, что нашло полное подтверждение в последующих работах.

Профильные сейсмотомографические разрезы позволяют судить о таких важных вопросах, как глубина корней континентов, их общая форма и наклоны ограничений. Широко известны в этом смысле профили Дж. Вудхауза и А. Дзевонски (рис. 2) [Woodhouse, Dziewonski, 1984]. В отношении глубины корней континентов



есть разные данные. Нередко считается, что она составляет универсальную величину около 250 км. Однако от этой "универсальности" следует отказаться. В настоящее время можно говорить об изменчивости этой глубины: под одними континентами и даже их частями она меньше, под другими – больше, достигая местами под древними кратонами почти 500 км (рис. 3) [Polet, Anderson, 1995]. Но и это не предел, что иллюстрирует профиль А. Дзевонски и Д. Андерсона, напечатанный в 1984 г. и воспроизведенный не так давно в публикации Н.И. Павленковой (см. рис. 2,  $\theta$ )<sup>1</sup>.

Не вдаваясь в подробности, можно, таким образом, принять, что глубина корней континентов значительно варьирует, что не может не оказывать влияния на кинематику глубинных масс. В связи с этим отнюдь не однозначно решается проблема глубины залегания и мощности астеносферы. Более того, местами она отсутствует. На прерывистость астеносферы имеется немало указаний в публикациях геофизиков.

Форма континентов, наклон их ограничений – это также существенные параметры. Если континенты оформлены, то с позиций мобилизма это может означать одно из двух: либо они впаяны в какие-то более крупные латерально движущиеся массы (плиты), либо автономны в движении. От первого варианта приходится отказаться, так как в конечном счете он влечет за собой признание тектонической пассивности континентальных блоков. Но таковой не наблюдается. На континентах происходят мощнейшие тектонические процессы, о чем свидетельствует ряд общеизвестных фактов: рифтогенез, приводящий к их расколу, неотектонические воздымания, мощные и многообразные магматические процессы, вплоть до кимберлитового магматизма, крупномасштабные внутриматериковые горизонтальные движения и т.д. Форма какого-либо тела означает его целостность, единство составляющих его частей. Поэтому вероятнее допустить автономное движение именно континентов, как это имеет место в случае микроконтинентов или таких крупных блоков как Индостан или Австралия. Автономно движение и Африки, которая с точки зрения плейттектоники стоит на месте, поскольку встречные спрединговые движения со стороны Атлантики и Индийского океана не позволяют ей перемещаться. Но это уже не мобилизм.

Таким образом, объемная фигура континентов, выявляемая сейсмической томографией, с учетом их тектонических свойств, подводит к решению такого сложного вопроса, как обособленное движение материковых масс.

Наклоны ограничений континентов также существенно учитывать при геодинамических построениях. Можно привести следующий пример.

Известно, что вдоль пассивных окраин континентов протягиваются крупные, простирающиеся на сотни километров, а иногда и свыше тысячи, линейные прогибы, где мощность мезо-кайнозойских осадков может превышать 15 км. Они образуют огромные цепочки. Возникает вопрос: каков механизм их образования? Приведу возможную схему такого механизма (рис. 4) [Антипов и др., 1994].

Из рисунка видно, что главным геодинамическим фактором образования периокеанических прогибов являются силы втягивания, образующиеся вследствие

Рис. 2. Сейсмотомографические профили мантии [Woodhouse, Dziewonski, 1984]

а, б – верхние профили соответствуют верхней мантии, профили под ними – нижней мантии; в – профиль, взятый из работы [Pavlenkova, 1995], составлен А. Дзевонски и Л. Андерсоном (1984 г.); как и предыдущие, он характеризует скоростные неоднородности верхней мантии, но иным способом. Кружки соответствуют областям отрицательных аномалий, штриховка – положительных. Профили позволяют судить о глубине корней континентов и о наклоне их ограничений

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В тезисах конференции по структуре верхней мантии, состоявшейся в Москве в 1997 г., есть высказывания о глубине корней на уровнях 660 км (Р. Кинд) и 680 км (В. Гейко и др.).



дифференцированного движения мантийных масс в зоне сопряжения океанов и континентов.

Сходный механизм надо предполагать и в отношении цепочек краевых прогибов, разделяющих платформы и складчатые пояса, а также систем глубоководных желобов, как это не парадоксально.

Далее обратимся к значению сейсмической томографии в познании строения мантии. Прежде всего следует отметить, что число глубинных сейсмических рубежей по ходу исследований все более увеличивается. Если говорить о глобальных рубежах, то таковыми в данное время признаются следующие [Geotimes, 1994] (рис. 5): Мохо, 410, 520,670, 2900 км. Что же касается промежуточных уровней, то здесь выделяются: 80, 220, 330, 710, 900, 1050 км (отклонения ± 30 км), а также 1700 и 2460 км. Обособляется также глобальный уровень 5155, отвечающий границе внешнего и внутреннего ядра. Но имеются и более дробные расчленения. В



Рис. 5. Сейсмический разрез Земли

Показаны сейсмические разделы глобального значения, а также промежуточные. Цифры в кавычках – глубинные уровни [Geotimes, 1994]

частности, многоуровневую структуру от поверхности Земли до глубины 270 км можно видеть на профиле, проложенном через Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу (рис. 6) [Egorkin et al., 1987], а до глубин 700 км – профиль через Северную Евразию [Pavlenkova, 1995]. Можно высказать убеждение, что дробность эта в дальнейшем будет нарастать. Даже раздел Мохо для одного и того же места может иметь усложненное строение.

Как глобальные, так и промежуточные рубежи ориентируют на вычленение отдельных геосфер в мантии, т.е. ее стратификацию, независимо от того, знаем мы их природу или нет.

В этом смысле особенно значимый материал представляют последовательности сейсмотомографических карт. Остановимся на двух подобных работах, представляющих особенный интерес. Обе они были опубликованы в 1994 г. Одна из них принадлежит японским геофизикам [Journal..., 1994], а другая – В.Сю, Р. Вудворду и А. Дзевонски [Su et al., 1994]. Вскоре после появления первой из них автор этих строк опубликовал результаты анализа 14 карт, составленных для разных уровней мантии, который был проведен под углом зрения ее возможного расчленения [Пущаровский, 1995]. Без этого в теоретическом поиске оказалось невозможным оперировать ни строением, ни геодинамикой больших глубин. Мантию принято делить лишь на верхнюю и нижнюю. Что касается верхней мантии, то ее на рубеже 410 км делят на две части. Но нижняя мантия, несмотря на ее огромную мощность – 2230 км, понимается как единая геосфера, едва ли не гомогенная среда, которую только местами прорывают плюмы, идущие с границы ядро-мантия. Именно такое представление стремятся утвердить и японские геофизики, введя схему так



Рис. 6. Сейсмический разрез коры и верхней мантии регионов Западной Сибири и Сибирской платформы, иллюстрирующий сложную геофизическую расслоенность геосфер [Egorkin et al., 1987] (заштрихованы зоны низких скоростей)



Рис. 7. Схема глубинного строения и геодинамики Земли [Journal..., 1994] (стрелками показаны направления движения глубинных масс)



Рис. 8. Структура мантии Земли [Пущаровский, 1996] (утолщенными линиями показаны сейсмические разделы)

называемых "трех тектоник": тектоника роста (земного ядра), плюмтектоника (нижней мантии) и плейттектоника (верхней мантии)<sup>2</sup> (рис. 7).

На картах видно, как от одного глубинного среза к другому меняются контуры и площади аномальных полей, степень контрастности переходов между ними, характер их пространственных комбинаций и взаимоотношений, степень пестроты

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> О том, что наименование "плюмтектоника" в приложении к геосфере, где тектоники фактически нет, не адекватно, автору уже приходилось высказываться раньше [Пущаровский, 1997].



Рис. 9. Карты скоростных аномалий на 12 глубинных срезах (в км) [Su et al., 1994]: a = 50,  $\delta = 200$ ,  $\varepsilon = 400$ ,  $\varepsilon = 650$ ,  $\partial = 900$ , e = 1150,  $\omega = 1450$ ,  $\beta = 1750$ , u = 2050,  $\kappa = 2350$ , n = 2600, m = 2850



Рис. 10. Модель конвективного и адвективного движения мантийных масс

В правой части показан сквозьмантийный плюм. Штриховые полоски – зоны тектонического течения или срыва; по ним могут возникать локальные энергетические потоки, возбуждающие конвективное и адвективное движение мантийных масс. М – раздел Мохоровичича; ВМ – верхняя мантия; PI – зона раздела I; СМ – средняя мантия; PII – зона раздела II; НМ – нижняя мантия. Цифры в знаменателе – мощность геосфер, км (могут варьировать до ±10%). Стрелки отражают зону влияния ядра в низах мантии (слой D")

сейсмоструктуры. Хотя все карты индивидуализированы, тем не менее их можно группировать. В конечном итоге было предложено более дробное, чем двучленное строение мантии, в котором обособлено шесть геосфер: верхняя мантия, разделяемая на верхнюю и нижнюю части (что было сделано ранее); средняя мантия, отделенная от верхней зоной раздела I, и нижняя мантия, отделенная от средней зоной раздела II. Мощность геосфер и глубина залегания указаны на рис. 8. Впоследствии такая схема была сопоставлена с упомянутыми выше сейсмическими рубежами, среди которых рубежи 670, 900 и 1700 км практически совпали с намеченными границами геосфер, что также отражено на рисунке. Рубеж "2650", с которым связывают верхнюю границу слоя D", не выдержан по уровню, поскольку в ряде мест такой рубеж фиксируется на значительно менее глубоких уровнях. Физический смысл слоя D" состоит в том, что он соответствует области непосредственного влияния ядра на мантию. В предлагаемой схеме из-за разноуровневости положения верхней границы этот слой не выделен; он рассматривается как нижняя часть нижней мантии. Средняя мощность последней принята ~ 700 км.

Принципиальное значение имеет обособление средней мантии, о чем прежде не было речи<sup>3</sup>. Она весьма убедительно вырисовывается и на картах А. Дзевонски и его коллег (рис. 9) [Su et al., 1994]. Таких карт – 12. Верхняя граница средней ман-

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Я оставлю в стороне так называемую среднюю мантию в интервале 410-670 км. В обычном понимании это нижняя часть верхней мантии.

тии может быть связана здесь с рубежом 900, а нижняя – 1750 км. Иными словами, имеется почти полное совпадение с предложенной выше схемой. Работа, которая здесь цитируется, является наиболее фундаментальной среди уже значительной серии публикаций, посвященных сейсмотомографии. Обратим внимание, что изображенная на картах сейсмическая картина для верхней мантии более сходна с ситуацией в нижней мантии, чем в средней. Это следует из сопоставления изображений Тихоокеанской области, которая как в случае верхней мантии, так и нижней, проявлена совершенно отчетливо, тогда как в средней мантии, из-за пестроты полей, затушевана. Этот парадокс сложен для объяснения. Возможно, как предполагает С.Г. Сколотнев<sup>4</sup>, это усложнение сейсмоструктуры в средней мантии связано с взаимопроникновением в этой области восходящих мантийных потоков из нижних геосфер и нисходящих из верхних, что и нарушает картину. Но важно отметить, что и на данной серии карт, как и на всех других, в низах мантии, вплоть до ядра, отчетливо выражена Тихоокеанская неоднородность. Это – дополнение к тому, о чем говорилось выше.

Еще одно важное свойство сейсмотомографических карт состоит в том, что они вплотную подводят к расшифровке внутреннего строения и геодинамики отдельных геосфер. В свете таких карт можно говорить о значительной изменчивости внутригеосферных режимов. Аномальные поля косвенно отражают геодинамические обстановки. К этому можно подойти через свойство аномалий отражать вязкостные особенности среды и в определенной мере ее термодинамические свойства. Но с последними связаны энергетические потенциалы, а отсюда и представления о силовых полях, напряжениях, стрессовых ситуациях и т.п., которые, как показывают карты, могут существенно меняться. В этих условиях могут возникать локальные конвективные процессы, притом, если судить по отсутствию регулярностей в распределении аномалий, такие процессы являются неупорядоченными (рис. 10). А здесь мы уже входим в область нелинейной геодинамики [Пущаровский, 1996]. Это следует понимать таким образом, что прихотливая сложность в распределении сейсмических аномалий, а отсюда и геодинамических обстановок, отражает нелинейное воздействие на геосферы разнообразных факторов, сопровождающих развитие геосфер как открытых систем.

Наконец, отметим, что сопоставление карт позволяет говорить о локальных взаимопроникновениях геосфер, сложных переходах между ними, наряду, конечно, с существованием резких рубежей.

Значение изучения разного рода глубинных горизонтальных неоднородностей для геодинамики автор подчеркивал еще в 1980 г. и неоднократно позднее. Кстати, именно в связи с этим по госпрограмме "Мировой океан" был выдвинут проект "Литос", разрабатывавшийся в течение десятилетия 1981–1990 гг. В дальнейшем, в связи с получением весьма важных новых данных, исследования были расширены и проект стал именоваться "Глубинные геосферы". О полученных результатах скажу совершенно кратко, поскольку они хорошо известны из предыдущих публикаций. Выявленные петрохимические и геохимические неоднородности в базальтах и ультрабазитах океанского дна, а также в его структуре и геофизических полях позволили сделать выводы в отношении геодинамики геосфер, во многом даже предвосхитившие те, что позволила сделать сейсмическая томография.

Далее необходимо привлечь внимание к новейшим исследованиям особенностей приливов и нутации Земли, выполненным С.М. Молоденским и Т. Сасао [Молоденский, Сасао, 1995]. Это важно, поскольку речь идет о данных в отношении латеральных глубинных неоднородностей. Благодаря новым средствам, таким как радиоинтерферометры со сверхдлинной базой, лазерная локация спутников и Луны,

<sup>4</sup> Устное сообщение, 1998 г.

спутниковая альтиметрия, баллистические и криогенные гравиметры, точность измерения приливов и нутации, как отмечают авторы, возросла в десятки раз. Приливные данные подтверждают и уточняют как крупномасштабные, так и локальные горизонтальные неоднородности мантии. Что касается нутации Земли, то авторами разработан новый, более адекватный подход к ее теории, исходящий, в отличие от предшественников, из модели горизонтально неоднородной неупругой мантии, неоднородного по химическому составу сжимаемого жидкого ядра и твердого внутреннего ядра.

К нашей теме имеет прямое отношение также обсуждение проблемы сильно стратифицированного слоя жидкости на границе ядро-мантия. Мотив стратификации мантии здесь вполне очевиден. Возможно, что этот слой, если он подтвердится, окажется особой геосферой.

Общее заключение таково, что геосферы тектонически мобильны. Они подвержены воздействию многообразных факторов, эндогенных и внешних, и сами могут порождать энергетические импульсы и конвективные потоки со всеми вытекающими отсюда геодинамическими следствиями. Представление о том, что единственной областью возникновения мантийных тепломассопотоков является граница ядро-мантия, ныне уже не может быть поддержано.

Время от времени в науке появляются большие новости, будь то факты, идеи или методы. Если говорить о науках о Земле, то в одном ряду с такими новостями, как радиометрические измерения возраста горных пород, электронная микроскопия, спутниковая гравиметрия (геодезия), сверхглубокое и глубоководное бурение, стоит и сейсмическая томография.

#### ЛИТЕРАТУРА

Антипов М.П., Беляков С.Л., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике периокеанических бассейнов // Геотектоника. 1994. № 1. С. 62–73.

Молоденский С.М., Сасао Т. Об одном новом подходе к теории нутации Земли. 1. Основные уравнения. 2. Численные результаты // Физика Земли. 1995. № 12. С. 24–47. Пущаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.

- Пущаровский Ю.М. Сейсмотомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 6. С. 806--809.
- Пущаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62-68.

Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Three-dimensional Earth structure and mantle convection // Abstr. XXVIII Intern. Geol. Congr. 1989. Vol. 1. P. 427-428.

Egorkin A.V., Zyuganov S.K., Pavlenkova N.I., Chernyshov N.M. Results of lithosphere studies from long-range profiles in Siberia // Tectonophysics. 1987. Vol. 140, N 1. P. 29-47.

Geotimes. 1994. Vol. 39, N 6. P. 13-15.

Journal Geol. Soc. of Japan. 1994. Vol. 100, N 1. P. VI--VII.

- Pavlenkova N.I. Structural regularities in the lithosphere of continents and plate tectonics // Tectonophysics. 1995. Vol. 243, N 3/4. P. 223-239.
- Polet J., Anderson D.L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // Geology. 1995. Vol. 23, N 3. P. 205-208.
- Su W., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velosity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B4. P. 6945-6980.
- Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms // Ibid. 1984. Vol. 89, N B7. P. 5953–5986.

# ЗОНА ПЕРЕХОДА АЗИАТСКИЙ КОНТИНЕНТ-СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА В ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

# С.Д. Соколов, Г.Е. Бондаренко, О.Л. Морозов, В.Н. Григорьев

Геологический институт РАН

В своей научной деятельности П.Н. Кропоткин много внимания уделял изучению активных континентальных окраин и геологическому строению Сибири и севера Дальнего Востока, что нашло свое отражение в нескольких монографиях и ряде статей. Итогом многолетних исследований явилась книга "Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса", написанная совместно с К.А. Шахварстовой [1965]. Особо следует подчеркнуть, что в этом труде, опубликованном в 1965 г., в период господства воззрений фиксизма, на основе анализа геологических карт были высказаны соображения о "наличии шарьяжей в структуре Корякского нагорья" (Там же. С. 37–39). Это предположение нашло свое подтверждение в процессе тематических и региональных исследований, проведенных в конце 70-х годов, и теперь покровно-складчатое строение континентальной окраины Азии не вызывает сомнений.

В ряде последних работ П.Н. Кропоткин, обсуждая общие проблемы геодинамики и эволюции Земли, пришел к выводу, что зоны перехода континент-океан являются структурами одного иерархического ряда с континентами и океанами [Кропоткин и др., 1987]. В память об этих сторонах научного творчества одного из крупнейших отечественных тектонистов написана данная статья, в которой сделана попытка реконструировать зону перехода от Азиатского континента к Пацифике для поздней юры-раннего мела.

#### введение

Палеотектонические и палинспастические реконструкции одно из актуальных направлений геотектоники. Для Северо-Восточной Азии по этой проблеме существуют многочисленные публикации, в которых с разной степенью детальности рассматриваются различные аспекты истории формирования континентальной окраины и перемещения террейнов. Они базируются на теоретических представлениях тектоники плит и аккреционной тектонике. Недостаточная степень геологической изученности региона и фрагментарность палеомагнитных данных являются главной причиной имеющихся разночтений и противоречий в публикациях отдельных авторов и авторских коллективов. С современным состоянием вопроса и проблемами палеотектонических реконструкций Северо-Востока Азии читатель может познакомиться в двух последних публикациях авторов данной статьи [Соколов, 1997; Соколов и др., 1997а].

Одной из главных проблем – реконструкция конвергентной границы Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Пацифики. В методическом отношении подобные исследования направлены на поиск и изучение островодужных и субдукционных комплексов. В последние годы в качестве важного аргумента стали использоваться древние аккреционные призмы [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992; Ханчук, 1993; и др.]. Выделение аккреционных призм, одновозрастных надсубдукционному магматизму, позволяет надежно восстанавливать полярность островных дуг. Однако нередко как в процессе своего перемещения, так и в результате постаккреционных деформаций островодужные, субдукционные и аккреционные комплексы оказываются оторванными друг от друга и рассредоточенными вдоль континентальной окраины.

В пределах Корякско-Камчатского складчатого пояса широко развиты островодужные образования разного возраста, многие из них являются аллохтонными террейнами, причем некоторые из них – чужеродными террейнами (exotic terrane), пришедшими из более южных широт, положение других остается во многом неопределенным (suspect terrane). При этом нередко отсутствуют доказательства принадлежности этих террейнов какой-либо из известных литосферных плит и их первоначальное положение определяется косвенными признаками и, главным образом, интуицией авторов [Ставский и др., 1988; Соколов, 1992; Аккреционная тектоника..., 1993; и др.].

В связи с этим представляется важным выделить те островодужные комплексы, положение которых не оставляет сомнений в их принадлежности к конвергентной границе Северо-Восточной Азии. Дело в том, что положение конвергентной гранины азнатской и тихоокеанской плит достаточно определенно восстанавливается, начиная с конца раннего мела, т.е. времени заложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). ОЧВП вместе с Сихотэ-Алинским и Катазиатским являются частью более крупного Чукотско-Катазиатского, или Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса. Строение ОЧВП наиболее детально рассмотрено в работах Е.К. Устиева, В.Ф. Белого, Н.И. Филатовой, В.И. Соловьева, Р.Б. Умитбаева, Е.Л. Лебедева и др. Имеются разные точки зрения на природу и возраст ОЧВП. Если относительно происхождения пояса как континентальной окраины андийского типа в настоящее время, пожалуй, нет сомнений, то вопрос о возрасте остается дискуссионным. Так, Р.Б. Умитбаев [1983], Е.Л. Лебедев [1987], Г.Е. Некрасов [1976] являются сторонниками длительного развития пояса в течение поздней юры-мела, Н.И. Филатова [1988] придерживается мнения о меловом возрасте, а В.Ф. Белый ограничивает время его существования средним альбом-поздним сеноманом [19816] или ранним альбом-ранним кампаном [1994].

Разночтения относительно начала формирования ОЧВП, с одной стороны, обусловлены тем, что во многих районах Северо-Востока России меловые комплексы, заведомо относимые к ОЧВП, непосредственно перекрывают близкие с ними по составу верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования. С другой стороны, имеются известные трудности в определении возраста и стратиграфического расчленения пестрых в фациальном отношении континентальных вулканогенно-осадочных образований, которыми сложены значительные объемы как верхнеюрских, так и меловых отложений.

Цель данной статьи заключается в реконструкции и выяснении природы конвергентной границы Азиатского континента и Пацифики в позднеюрско-раннемеловое время. Верхнеюрско-нижнемеловые островодужные и аккреционные комплексы в пределах Северо-Востока Азии приурочены к двум протяженным поясам структур. Первый из них, получивший название Удско-Мургальский [Филатова, 1988], следится из пределов восточной части Урало-Монгольского пояса вдоль восточной окраины Азии и далее в аккреционные структуры Пекульнейского и Чукотского сегментов, расположенных на стыке структур Чукотки и Корякского нагорья. Второй пояс расположен вдоль обрамления Южно-Анюйской зоны. В западном направлении он разветвляется, и северная ветвь уходит к мысу Святой Нос, а южная ветвь, Уяндина-Ясачненский пояс, маркирует зону коллизии Сибирского континента с континентальными блоками Колымской структурной петли.

В данной работе рассматривается Удско-Мургальский пояс. При этом, помимо анализа обширного литературного материала, авторами были проведены тематические исследования в таких ключевых районах, как Тайгоносский, Пенжинский и Пекульнейский сегменты. В результате этих исследований был получен новый фактический материал, позволяющий более определенно, чем это было сделано ранее, подойти к решению данной проблемы. Особое внимание уделено реконструкции латеральных рядов структур, формировавшихся в зоне перехода континентокеан в поздней юре и раннемеловое время.

# УДСКО-МУРГАЛЬСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Под этим названием, как и в случае с ОЧВП, объединяются вулканогенно-осадочные образования разного стратиграфического диапазона. Например, Л.М. Парфенов [1984] в состав Удско-Мургальской островной дуги включал верхнепалеозойские–нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования. Н.И. Филатова [1988] предложила выделять позднеюрско-неокомский внутриокеанический Удско-Мургальский вулканогенный пояс. С.Д. Соколов [1992] обосновал необходимость различать более древнюю, позднепалеозойско-раннемезозойскую Кони-Тайгоносскую и позднеюрско-раннемеловую Удско-Мургальскую островодужные системы.

Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования прослеживаются на значительном расстоянии (более 3500 км) от бассейна р. Уды, вдоль побережья Охотского моря (п-ова Кони, Пьягина, Тайгонос), и далее на северо-восток (хр. Ичигемский, Мургальский, Пекульней) до Чукотского полуострова (рис. 1). По простиранию дуги наблюдаются изменения как в составе вулканогенно-осадочных отложений, так и в характере и возрасте фундамента.

На этом основании в составе Удско-Мургальского пояса выделяется ряд сегментов: Удско-Ульинский, Охотский, Кони-Пьягинский, Тайгоносский и Пенжинско-Анадырский, Пекульнейский и Чукотский (см. рис. 1). Границы различающихся по ряду параметров сегментов проводятся достаточно условно. Однако в ряде случаев поперечные ограничения сегментов приурочены к зонам разломов меридионального и северо-западного простирания, для которых по прямым и косвенным признакам реконструируется сдвиговая кинематика (см. рис. 1).

Граница между Удско-Ульинским и Охотским сегментами проводится либо по Охотско-Кухтуйской депрессии [Лебедев, 1987] северо-западного простирания, либо вдоль зоны меридиональных сдвигов на западном ограничении Охотского массива. Граница между Охотским и Кони-Пьягинским сегментами выражена менее отчетливо и приурочена к восточному продолжению Адыча-Тарынской шовной зоны северо-западного простирания, приблизительно проходящей в районе Магадана. Юго-западным ограничением Тайгоносского сегмента служит Омсукчанская зона меридиональных сдвигов (см. рис. 1). Граница между Тайгоносским и Пенжинско-Анадырским сегментами проведена условно по меридиану 164°. Естественным ограничением Пекульнейского сегмента служат молодые наложенные впадины.

Северо-западным ограничением вулканических структур Удско-Мургальской дуги служат системы линейных разломов: Челомджа-Ямская, Пылгин-Инчикская и Анадырская. Юго-восточная граница следится вдоль Орловско-Каменского и Южно-Тайгоносского разломов и затем в юго-западном направлении прослеживается по зоне положительных линейных аномалий в акватории Охотского моря, вблизи южного побережья п-вов Кони–Пьягина и к югу от устьев рек Ульбея и Охота.

Удско-Ульинский сегмент. Структуры Удско-Ульинского сегмента протягиваются с юго-запада на северо-восток в пределах бассейнов рек Уда и Улья (см. рис. 1). Сегмент расположен на стыке структур южного окончания Верхоянских мезозоид, Алданского щита и восточного окончания Урало-Монгольского пояса.

Вулканогенные толщи верхнеюрско-неокомского возраста с несогласием залегают на докембрийских комплексах Алданского щита, а также на рифейско-мезозойских вулканогенно-осадочных образованиях Юдомо-Майского перикратонного прогиба и Верхоянского синклинория, в основании которых залегает докембрийская



Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Евразии

I – Сибирский кратон; 2 – крупные блоки с континентальной корой Сибирского кратона; 3, 4 – структуры пассивной окраины Сибирского кратона (Верхоянский комплекс): 3 – преимущественно палеозойскомезозойские отложения, 4 – преимущественно мезозойские отложения; 5 – складчатый чехол Чукотского континента; 6 – Восточно-Чукотско-Сьюардский (Эскимосский) блок; 7 – Корякско-Камчатский аккреционный складчатый пояс; 8 – Охотско-Чукотский окраино-континентальный вулканогенный пояс; 9, 10 – преимущественно надсубдукционные образования позднеюрско-раннемелового этапа: 9 – Удско-Мургальская островодужная система, 10 – Уяндина-Ясачненский, Алазейско-Олойский и Нутесынский вулканические пояса; 11 – складчатые структуры Монголо-Охотского складчатого пояса; 12 – позднемезозойские коллизионные сутуры

Прогибы (цифры в кружках): 1– Удский, 2 – Предджугджурский, 3 – Куйдусунский, 4 – Арманьский, 5 – Омсукчанский, 6 – Айнахкургенский, 7 – Нутесынский, 8 – Мургальское поднятие. Сегменты Удско-Мургальской дуги: УУС – Удско-Ульинский; ОХОТ – Охотский; КПГН – Кони-Пьягинский; ТГН – Тайгоносский; ПНЖ – Пенжинско-Анадырский; ПК – Пекульнейский; ЧУК – Чукотский

кора Сибирского кратона [Геологическая карта СССР, 1982]. Здесь широко развиты гранитоиды с радиологическими возрастами 198, 142 и 66–93 млн лет. Наиболее древние интрузии внедрились до удско-мургальского этапа, другие являются синхронными, а наиболее молодые соответствуют времени формирования ОЧВП. Кроме того, в метаморфических образованиях Верхнемайского поднятия отмечаются радиологические возраста 145–185 млн лет, часть из которых синхронна удскомургальскому этапу.

Вулканогенно-осадочные отложения удско-мургальского этапа наиболее полно представлены в пределах Удского, Предджугджурского и Ульинского прогибов


Рис. 2. Схематические стратиграфические разрезы для Удско-Ульинского, Охотского и Кони-Пьягинского сегментов [Лебедев, 1987]

/ – вулканогенные толщи Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса; 2 – базальты и их туфы; 3 – андезибазальты и их туфы; 4 – андезиты и их туфы;

5 – липариты и их туфы; 6 – трахиты; 7 – дациты и их туфы; 8 – ингимбриты; 9 – песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты; 10 – конгломераты и гравелиты;

11 - угли и углистые алевролиты; 12 - места находок флоры (а) и фауны (б)

(рис. 2). Предджугджурский прогиб отделен от Ульинского зоной разломов северовосточного простирания, к которой приурочены раннемеловые гранитоиды Прибрежного поднятия [Лебедев, 1987]. От Удского прогиба Предджугджурский отделен докембрийскими анортозитами и разновозрастными гранитоидами, приуроченными к зоне Монголо-Охотского разлома.

У д с к и й п р о г и б занимает пограничное положение между структурами Монголо-Охотского складчатого пояса и Сибирского кратона. Разрез верхнего мезозоя начинается с несогласно залегающей на более древних образованиях джелонской свиты (мощность 2000 м) верхнеюрского возраста [Бельтенев, Лебедев, 1968]. Нижняя подсвита джелонской свиты сложена конгломератами, туфотерригенными породами, туфами и туфобрекчиями андезитов. Верхняя – представлена вулканитами основного, среднего и кислого состава и их туфами. Стратиграфически выше с несогласием залегает угленосная берриасско-нижнеготеривская боконская свита, состоящая из терригенных пород различной зернистости (от конгломератов до аргиллитов). Породы джелонской свиты прорваны многочисленными телами позднеюрских гранитоидов. Образования боконской свиты залегают на них с несогласием [Бельтенев, Лебедев, 1968].

В Предджугджурском прогибе на более древних образованиях с угловым несогласием залегают андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы, туффиты, дациты и их туфы с прослоями вулкано-терригенных пород (500–570 м) неймуканской свиты, возраст которой по флористическим остаткам определен как берриасс-валанжинский [Лебедев, 1987]. Выше с угловым несогласием залегает магейская свита вулканитов риолит-андезитового состава (850–1050 м). В нижней части разреза магейской свиты обнаружены остатки буор-кемюсской флоры нижнего-среднего альба, тогда как в верхней части разреза присутствует верхнеальбская флора [Лебедев, 1987]. Выше без признаков несогласия залегает сеноманская вулканогенная мотаринская свита, которую с уверенностью можно рассматривать в составе ОЧВП [Щепетов, 1995]. Остается неясным, является ли магейская свита принадлежностью ОЧВП, либо нижняя и средняя части ее разреза связаны с удско-мургальским этапом магматизма. В первом случае нижняя возрастная граница ОЧВП удревняется до нижнего альба.

В Ульинском прогибе в направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается постепенное увеличение количества вулканогенных пород, что может отражать изначально существовавший латеральный ряд структур тыловой части островной дуги и ее осевой вулканической зоны. Образования удско-мургальского этапа вулканизма залегают с угловым несогласием на породах верхоянского комплекса и рифейских отложениях [Громов и др., 1980; Умитбаев, 1983]. В центральной части Ульинского пробига в разрезе выделяются несогласно залегающая на юрских образованиях момолтыкичская свита андезитов, базальтов с прослоями терригенных пород и надстраивающая ее стратиграфически (возможно, и фациально) груботерригенно-пирокластическая хасынская свита, содержащая флору неокома [Громов и др., 1980; Битюцкая и др., 1979; Филатова, 1988]. По мнению Н.И. Филатовой, возрастной диапазон момолтыкичской и хасынской свит заключен в интервале волга-готерив. В восточной части Ульинского прогиба (Уракское плато) на отложениях нижней и средней юры с угловым несогласием залегает берриассваланжинская учуликанская свита базальтов, андезибазальтов, их лавоберкчий и туфов, туфотерригенных пород (500 м). В основании разреза – туфоконгломераты и лавы средне-кислого состава (150-200 м) [Лебедев, 1987; Белый, 1994]. Отложения содержат флористические остатки матийского горизонта. Выше с угловым несогласием залегает среднеальбская [Белый, 1994] емарнинская свита андезибазальтов, трахилипаритов, игнимбритов и туфотерригенных пород (800-900 м) (см. рис. 2), которая, по мнению В.Ф. Белого [Белый, 1994], относится к ОЧВП.

На структуру Удско-Ульинского сегмента определяющее влияние оказывают

Na n/n	№ обр.	SiO 2	TiO 2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> 0	К <sub>2</sub> О	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма
1	3064-a	49,24	1,54	16,06	3,56	6,88	0,22	2,40	8,34	4,03	0,20	0,24	5,52	H.o.	2,20	100,43
2	Среднее из 7	57,12	1,29	16,57	4,05	6,40	0,24	2,87	6,90	3,34	0,94	0,33	H.o.	H.o.	0,60	100,65
3	Среднее из 4	61,78	0,97	15,15	4,38	3,70	0,16	1,87	4,72	4,05	2,89	0,31	H.o.	H.o.	0,75	100,73
4	504	55,89	0,97	15,71	4,90	6,05	0,18	3,25	6,58	2,87	1,72	0,55	0,52	H.o.	1,08	100,27
5	3069-v	50,95	1,22	20,50	4,55	5,12	0,18	2,93	9,36	2,70	0,21	0,21	1,13	H.o.	1,46	100,52
6	3294	53,76	1,22	17,24	3,43	6,05	0,18	3,99	8,34	2,86	1,09	0,24	1,20	H.o.	0,71	100,31
7	539	49,18	1,54	19,06	3,06	7,91	0,16	5,53	9,92	2,37	0,20	0,24	0,96	H.o.	0,40	100,53
8	842ъ	48,60	1,28	21,38	2,15	6,99	0,05	5,74	8,38	3,21	1,00	0,07	1,16	H.o.	0,46	100,47
9	Среднее из 22	50,14	1,22	17,29	4,38	7,30	0,22	6,04	9,55	3,03	0,58	0,25	Н.о.	H.o.	0,50	100,5
10	441-6	48,04	1,54	18,13	8,46	4,53	0,24	4,21	6,86	4,16	0,22	0,25	0,49	H.o.	3,10	100,23
11	868a	46,14	1,60	19,86	10,01	2,66	0,18	2,60	6,25	0,48	0,22	0,55	3,46	1,38	4,44	99,83
12	441-8	46,93	1,38	19,62	6,81	4,96	0,25	4,79	7,40	3,67	1,23	0,24	1,77	H.o.	1,33	100,38
13	441-3	48,66	2,59	13,69	11,52	4,16	0,24	4,21	7,86	4,16	0,05	0,38	1,83	H.o.	1,34	100,69
14	441-1	47,74	1,51	18,46	7,58	3,72	0,22	4,12	8,64	3,71	0,86	0,22	3,11	H.o.	2,55	100,44
15	732-v	48,08	0,60	17,60	4,88	5,12	0,22	6,02	9,10	2,27	0,54	0,22	5,14	H.o.	1,17	100,96
16	332	51,54	0,89	18,47	6,09	4,10	0,21	4,94	7,38	3,37	0,42	0,18	1,32	H.o.	1,85	100,76
17	3293	50,93	0,60	16,32	8,39	3,72	0,20	6,14	5,18	5,39	0,30	0,20	1,88	H.o.	1,66	100,91
опр	Примечание. Обр. 1, 4–8, 10–17 – из коллекции Е.Г. Пескова, обр. 2, 3, 9 – из работы Н.И. Филатовой [1988]. 4, 7, 16 – дайки, остальные – потоки. Н.о. – нет определения.															

Табляца 1. Петрохимический состав вулканитов волжско-готеривского возраста Охотского и Кони-Пьягинского сегментов Удско-Мургальской вулканической дуги, % мас.

зоны разломов северо-восточного простирания, которые являются продолжением Челомджа-Ямской системы разломов. Кинематика этих разломов проблематична. Вероятна их сдвиговая природа. Судя по тому, что разломы контролируют пространственное распределение фаций верхнеюрско-нижнемеловых комплексов, их заложение произошло еще в поздней юре. В то же время смещение разломами структур ОЧВП свидетельствует об их активизации в позднем мелу. На юге сегмента, в бассейне р. Уда наблюдается сложная и недостаточно изученная картина совмещения упомянутых разломов и субширотной системы разломов, свойственной Урало-Монгольскому поясу.

Охотский сегмент. Древний архейско-протерозойский фундамент обнажается в Охотском массиве [Натапов, 1995]. Чехол сложен рифейско-раннемезозойскими отложениями. Верхнеюрско-нижнемеловые образования обнажаются из-под вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса в бассейнах рек Куйдусун, Ульбея, Тауй, Армань (см. рис. 1, 2). В пределах Охотского сегмента развиты фациально изменчивые континентальные вулканогенно-осадочные отложения (мощность до 2000 м). Большая часть вулканитов (табл. 1) представлена палеотипными андезитами и их туфами, в значительном количестве присутствуют дациты и их туфы, реже липариты.

В юго-западной части Охотского массива вулканогенно-осадочные отложения, содержащие андезиты, дациты и липариты, охарактеризованы верхнеюрской флорой [Умитбаев, 1983]. Выше несогласно залегают нижнемеловые андезибазальты ульбериканской свиты.

В разрезе куйдусунского вулканического поля, в северной части Охотского массива, на пермско-нижнетриасовых отложениях с угловым несогласием залегают игнимбриты, риолиты, дациты, их туфы, туфоалевролиты, туфоконгломераты хороньжинской свиты (450 м). Выше без несогласия залегают андезиты, андезибазальты, трахиандезиты, дациты, туфы пестрого состава и туффиты (520 м). Эта часть разреза изобилует остатками листовой флоры и, вероятно, сопоставима с неокомскими образованиями. Выше залегают кислые вулканиты и туфотерригенные разности верхнего альба-верхнего мела, принадлежащие ОЧВП.

Тектоническая позиция Куйдусунского прогиба не вполне ясна. Он может интерпретироваться как бассейн, возникший в тыловой зоне островодужного вулканизма. Нельзя также исключить, что его нынешнее положение обусловлено смещениями по субмеридиональным сдвигам, имевшими место в процессе островодужного вулканизма и на более поздних этапах развития региона.

За пределами Охотского массива волжско-нижнемеловые комплексы с несогласием залегают на разновозрастных отложениях – аналогах триасово-юрской части верхоянского комплекса. Разрез начинается лавами, агломератами, туфолавами и туфами среднего состава и реже (в верхней части) кислого состава момолтыкичской свиты (450–800 м). Выше залегает нельканджинская свита (500– 850 м) конгломератов, гравелитов, песчаников, туффитов с горизонтами туфов андезитов и андезито-дацитов с остатками буор-кемюсской флоры апт-альбского возраста [Щепетов, 1995]. Эти два стратиграфических подразделения могут рассматриваться в связи с удско-мургальским этапом. Возможно, с этим же этапом связаны и залегающие стратиграфически выше андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы с линзами туфотерригенных пород нараулийской свиты (300–600 м). Залегающие выше вулканогенно-осадочные образования хольчанской свиты ОЧВП содержат флору сеномана–турона и "выплескиваются" за пределы меловой депрессии, залегая с несогласием на более древних образованиях.

Вулканиты момолтыкичской и нельканджинской свит прорваны многочисленными интрузиями нижнемеловых габбро-диоритов и диоритов, а также субвулканическими дайками диабазов и андезибазальтов (Е.Г. Песков, 1964 г.; Ф.Ф. Вельдяксов, 1970 г.). Диабазы и андезибазальты по внешнему облику идентичны соответствующим вулканитам момолтыкичской свиты. Все упомянутые магматические породы прорываются верхнемеловыми гранитоидами Охотского комплекса и более поздними лейкократовыми и аляскитовыми субщелочными гранитами.

Кони-Пьягинский сегмент. Сегмент включает территорию одноименных полуостровов и бассейнов рек Ола, Хасын, Яма (см. рис. 1). Фундаментом удско-мургальских образований являются верхнепалеозойско-нижнемезозойские (доволжские) вулканогенно-осадочные отложения Кони-Тайгоносской островной дуги [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Соколов, 1992]. Для них характерно увеличение количества вулканогенного материала в южном направлении, от Буюндино-Балыгычанского поднятия до п-овов Кони и Пьягина.

Вулканогенно-терригенные преимущественно континентальные образования удско-мургальского этапа перекрывают, как правило, с несогласием доволжские комплексы. Однако в ряде мест (бассейн р. Яма, побережье зал. Бабушкина) волжско-нижнемеловая вулканогенно-пирокластическая толща без видимого несогласия залегает на оксфорд-киммериджских вулканогенно-терригенных образованиях [Государственная геологическая карта, 1992]. Это позволяет предположить, что в пределах унаследованно развивающихся седиментационных структур несогласие в основании комплексов удско-мургальского этапа может быть проявлено не повсеместно.

Верхнеюрско-нижнемеловые вулканиты приурочены к двум типам этруктур. Одни из них распространены в пределах зоны, соответствующей общему простиранию структур Удско-Мургальского пояса, а другие приурочены к нижней части разреза меридиональной грабенообразной структуры Омсукчанского хребта. Последняя структура занимает пограничное положение между Охотским и Кони-Пьягинским сегментами.

Отложения первого типа распространены в северной (континентальной) и южной (полуостровной) частях (см. рис. 2). На севере в бассейне рек Тахтояма и Хасын развиты континентальные верхнеюрско-неокомские момолтыкичская и хасынская (450–500 м) свиты. Момолтыкичская свита (мощность 1200–1500 м) состоит из базальтов, андезитов, их туфов, с прослоями туфов кислого состава и туфотерригенных пород. Хасынская свита сложена терригенными породами, конгломератами, углисто-глинистыми сланцами с пластами каменных углей и некоторыми исследователями рассматривается как фациальный аналог момолтыкичской свиты [Государственная геологическая карта, 1992].

В верховьях рек Армань, Кивалга, Буюнда распространены литологически сходные с момолтыкичской толщей вулканогенно-терригенные образования. Они отличаются интенсивной фациальной изменчивостью и состоят из эффузивов основного, среднего и кислого состава, их туфов, туфотерригенных пород и углистоглинистых сланцев, суммарная мощность которых меняется от 500 до 2000 м. Эти образования с несогласием залегают на более древних доволжских отложениях и, в свою очередь, надстраиваются альб-сеноманскими вулканитами ОЧВП. Основой для возрастных датировок служат находки флористических остатков [Белый, 19816; Бочарников, Ичетовкин, 1980].

В бассейне рек Молтан и Ола в нижней части верхнеюрско-нижнемелового разреза с несогласием в основании залегает 800 м толща вулкано-терригенных угленосных пород. Выше с размывом залегают пестрые по составу вулканогенные образования спокойнинской (300–700 м), ульинской (200–600 м) и ольской (300 м) свит [Лебедев, 1987]. Выше с несогласием залегают вулканогенные породы ОЧВП.

На п-ове Кони, судя по данным Н.Б. Заборовской [1978], основание разреза удско-мургальского этапа начинается толщей липаритов, дацитов и их туфов с прослоями туфоконгломератов и углистых сланцев с растительными остатками юрскораннемелового возраста. Выше залегает толща (мощность 1000 м) континентальных базальтов, андезибазальтов, туфов, условно относимых к верхней юре. На п-ове Пьягина разрез, по-видимому, начинается вулканогенно-осадочной толщей (мощность 600 м) верхней юры, которая согласно перекрывается туфотерригенными отложениями (мощность 900 м), охарактеризованными фауной и флорой верхней юры-нижнего мела [Заборовская, 1978]. Выше залегает готериваптская накхатанджинская толща вулканитов основного, среднего и кислого состава, туфобрекчий и туфов (1500 м). Она несогласно с валунными туфоконгломератами в основании перекрывается альбской пьягинской толщей лав, туфов и туфобрекчий базальтов, андезитов с прослоями кислых туфов, туфопесчаников, туфогравелитов (5500–7000 м), которая относится к ОЧВП [Белый, 19816].

С вулканогенно-осадочными отложениями (см. табл. 1) удско-мургальского этапа пространственно связаны многочисленные интрузии гранитов известково-щелочной и натриево-калиевой серий, а также натровых плагиогранитов. Все разности гранитов характеризуются повышенной глиноземистостью (до 15,5 мас.%). Известны также многочисленные мелкие субвулканические тела базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов, петрохимически сходных с прорываемыми ими эффузивами. Однако не всегда удается уверенно различить тела удскомургальского магматизма и ОЧВП [Государственная геологическая карта, 1992].

прогиба в основании разреза с В пределах Омсукчанского угловым несогласием на более древних отложениях залегает толща (мощность до 1200 м) высококалиевых риолитов, их туфов, игнимбритов с прослоями туфотерригенных пород, конгломератов (см. рис. 2). Это аскольдинская свита аптского возраста, содержащая отпечатки растений силяпского флористического комплекса и имеющая по данным Rb-Sr изотопного датирования возраст 120 ± 9 млн лет [Милов и др., 1987]. Она связана фациальными взаимоотношениями с уликской свитой трахиандезибазальтов, их туфов, туфотерригенных пород (700-1000 м) [Щепетов, 1995]. Выше без несогласия залегают нижне-среднеальбские угленосные терригенные отложения омсукчанской свиты мощностью более 2800 м. Сходная по флористическим остаткам толща апт-альбского возраста известна несколько западнее омсукчанского прогиба в бассейне р. Нявленга. Она состоит из субщелочных риолитов, дацитов, их туфов, игнимбритов с подчиненными прослоями туфотерригенных пород [Государственная геологическая карта, 1992]. Верхнеальбские вулканогеннотерригенные породы ОЧВП залегают с угловым несогласием.

Формирование аскольдинской и омсукчанской свит, вероятно, связано с развитием Омсукчанской сдвигово-раздвиговой структуры северо-западного простирания, которая сегментировала Удско-Мургальскую дугу еще в период активного вулканизма в ней.

Тайгоносский сегмент. В северной части полуострова Тайгонос (рис. 3) расположен А в е к о в с к и й к р и с т а л л и ч е с к и й м а с с и в, сложенный метаморфическими толщами докембрия и нижнего палеозоя, которые перекрываются слабо деформированным осадочным чехлом верхнего палеозоя [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Жуланова, 1990]. По результатам К–Аг датирования метаморфических пород устанавливаются архейские датировки (2760 и 2880 млн лет) и несколько этапов ремобилизации, самый молодой из которых соответствует 79 млн лет.

С севера, от Омолонского микроконтинента, Авековский массив отделен Гижигинской складчатой зоной. Выполняющие ее мощные терригенные отложения с примесью вулканогенного материала имеют позднепалеозойско-мезозойский возраст. Одновозрастные удско-мургальским комплексам нижнемеловые (доальбские?) угленосные терригенные отложения кегалинской свиты содержат горизонты туфов среднего и кислого состава [Анциферов, Песков, 1975]. Формирование Гижигинской зоны, вероятнее всего, связано с континентальным рифтогенезом, приведшим к утонению континентальной коры [Тектоника..., 1980], и обособлением Авековского блока от Омолонского массива.

Южная граница Авековского массива проходит по Пылгин-Инчик-



Рис. 3. Геологическая схема п-ова Тайгонос

1 – докембрийские образования Авековского блока; 2 – метаморфизованный верхнепалеозойский чехол Авековского блока; 3 – верхнемеловые платобазальты (ОЧВП?); 4 – метаморфизованные образования Пылгин-Инчикской шовной зоны; 5 – вулканогенно-терригенные образования Кони-Тайгоносской островной дуги; 6 – верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные образования осевой зоны Удско-Мургальской дуги; 7 – вулкано-терригенные образования преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 8 – триасово-нижнемеловые терригенно-вулканогенно-кремнистые образования аккреционной структуры Удско-Мургальской дуги и нерасчлененные разновозрастные метаморфические образования доверхнеюрского (?) фундамента преддуговой части; 9 – офиолиты; 10 – фрагменты верхнепалеозойских карбонатно-терригенных комплексов фундамента преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 11 – альбсеноманские гранитоиды Северного пояса; 12 – альбские гранитоиды Восточно-Тайгоносского пояса; 13 – альб-сеноманские диориты Прибрежно-Тайгоносского пояса

ской шовной зоне, которая отделяет массив от расположенных южнее островодужных комплексов Тайгоноса. Внутренняя структура выражена серией круто наклоненных тектонических чешуй, которые сложены в разной степени динамотермально метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями верхнепылгинской толщи. Возраст толщи достоверно не установлен и по разным авторам считается позднепротерозойским, допозднепермским [Некрасов, 1976] и мезозойским [Жуланова, 1990]. В последние годы в кремнистых сланцах верхнепылгинской толщи были найдены радиолярии плохой сохранности, условно триасовоюрского облика (И.Л. Жуланова, устное сообщение).

По мнению И.Л. Жулановой, вулканогенно-осадочные образования верхнепылгинской толщи без углового несогласия с конгломератами в основании залегают на фаунистически охарактеризованных терригенных отложениях верхней перми. Наши наблюдения показывают, что в современной структуре этот контакт тектонический и погружается на север (рис. 4). Верхнепылгинская толща сложена вулканогенными, туфотерригенными и терригенно-кремнистыми породами. Магматические породы представлены субвулканическими телами и эффузивами, дифференцированными от базальтов до трахиандезидацитов и трахидацитов (табл. 2). На юго-западном продолжении Пылгин-Инчикского шва в районе мыса Глиняный с пермскими терригенными породами по тектоническому контакту соотносится толща мыса Глиняный предположительно нижнеюрского возраста. Она состоит из практически не метаморфизованных потоков эффузивов основного и средне-кислого состава, лавобрекчий с прослоями туфов и туфо-терригенных пород. По своим геохимическим особенностям эта толща сходна с Верхнепылгинской (рис. 5–7; см. табл. 2).

Для вулканитов характерны повышенная щелочность, обогащенность титаном, крупноионными литофильными элементами. Обилие пузыристых и миндалекаменных текстур свидетельствует об их флюидонасыщенности. Вулканиты относятся к известково-щелочной серии, особенно средние и кислые их разности (см. рис. 5, 6). Кроме того присутствуют как крайне обогащенные разности, свойственные внутриплитным (рифтовым) обстановкам (см. рис. 5), так и близкие к низкокалиевым толеитам или MORB-типу умеренно дифференцированные составы (см. рис. 56, 7, B). Эта двойственность геохимических свойств вулканитов может быть объяснена их принадлежностью по крайней мере к двум источникам магмогенерации: малоглубинному надсубдукционному и более глубинному и обогащенному (обстановка континентального рифтогенеза над зоной субдукции). Состав, строение и имеющиеся геохимические данные вулканитов верхнепылгинской толщи свидетельствуют о ее образовании в тыловой части Кони-Тайгоносской островной дуги, однако более конкретная геодинамическая интерпретация требует детальных исследований.

Структурные исследования свидетельствуют о сдвиговой кинематике разрывных и складчатых нарушений (стереограммы см. на рис. 4). Причем вначале происходили правосдвиговые подвижки, а затем левосдвиговые. Последние по времени совпадали с формированием сланцеватости (86,1–95,4 млн лет, Аг-Аг метод [Бондаренко и др., 1999а]). Возраст биотитовых гранитов, прорывающих чешуйчатые структуры, составляет 87 млн лет. Поэтому наиболее вероятное время проявления динамометаморфизма и левосдвиговых подвижек в Пылгин-Инчикской зоне определяется сеноман-туроном. Более поздние северо-западные сдвигосбросы усложняют меловую структуру зоны и, вероятно, имеют кайнозойский возраст.

Представляется возможным интерпретировать Пылгин-Инчикскую зону как тектонический шов, возникший в позднем мезозое в обстановке сдвига со сжатием, в результате инверсии задугового (рифтогенного) бассейна позднепалеозойскораннемезозойской Кони-Тайгоносской вулканической дуги. Инверсия предшествовала времени образования Удско-Мургальской дуги.

Южнее Пылгин-Инчикского шва, в центральной части Тайгоноса, распространены верхнепермско-юрские вулканогенно-осадочные островодужные образования кони-тайгоносского этапа магматизма [Соколов, 1992; Бондаренко и др., 19996]. В их составе выделяются три основных осадочно-вулканогенных трансгрессивно-регрессивных цикла: верхнепермско-среднетриасовый (около 4500–5000 м), норийско-батский (около 4600 м) и нижне-верхнеюрский (около 6500– 7000 м) [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Симаненко и др., 1984]. Островодужный вулканизм наиболее интенсивно проявлен в поздней перми, позднем триасе и ранней юре. Эти комплексы, как и в Кони-Пьягинском сегменте, являются фундаментом, для верхневолжско-альбских вулканогенно-осадочных образований Удско-Мургальской дуги.

По данным Г.Е. Некрасова и Н.Б. Заборовской, последние залегают согласно на более древних образованиях. Вместе с тем оба исследователя подчеркивают,



что "с середины волжского века начался качественно новый, орогенный этап развития" [Заборовская, 1978. С. 137], которому предшествовали мощные тектонические движения, приведшие к завершению геосинклинального этапа развития, инверсии палеоструктур, общему подъему территории и росту горных сооружений.

Вулканогенно-осадочные породы волжского яруса – нижнеальбского подъяруса накапливались как в мелководных морских, так и континентальных условиях [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. При этом наблюдается общее обмеление бассейна во времени, и верхние части разреза представлены континентальными фациями. Петрографический состав терригенных пород волжско-неокомского возраста свидетельствует, что при их накоплении размыву подвергались более древние вулканогенно-терригенные образования, а также метаморфические породы: обломки гнейсов, кварцитов, гранитоидов (данные Ю.С. Некрасовой и В.М. Гундобина, 1981, 1984 гг.).

Фациальный состав комплексов свидетельствует, что осевая зона вулканизма постепенно мигрировала с севера на юг. Г.Е. Некрасов [1976] отмечает асимметричное строение вулканической структуры с крутым юго-восточным и пологим северо-западным крылом. Для южной части характерна базальтовая формация (мощность 2500 м), а для северной – липарит-андезитовая и игнимбритовая (общая мощность 5000 м). На последних этапах вулканизма излияния происходили из крупных стратовулканов.

Сводный разрез Центрального Тайгоноса, по данным Н.Б. Заборовской [1978], представляется следующим:

Рис. 4. Схематические геологическая карта и геологический профиль водораздела рек Пылгин и Большая Чайбуха (составлена с использованием данных И.Л. Жулановой)

I-3 – подтолщи Верхнепылгинской метаморфической толщи: I – нижняя (туфы смешанного состава, туфогравелиты и туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфосилициты, эффузивы основного и средне-кислого состава, лавобрекчии андезидацитов), 2 – средняя (эффузивы и субвулканические тела, лавобрекчии средне-кислого состава, туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники), 3 – верхняя: a – базальты с подушечной отдельностью, массивные базальты, силлы диабазов, лавобрекчии базальтов, 6 – туфопесчаники, кремнистые туфоалевролиты, туфосилициты; 4 – в различной степени динамометаморфизованные терригенные породы верхней перми; 5 – пластина диамиктитов с тонкотерригенным матриксом (базальные слои Верхнепылгинской толщи?); 6 – субвулканические тела метаплагиогранитов; 8 – постметаморфические верхнемеловые гранитонды; 9 – разломы с наклонной поверхностью сместителя: a – с проблематичной кинематикой, 6 – субвиги; 11 – ориентировка метаморфической сланцеватости: a – наклонная, 6 – субвертикальной поверхностью сместителя: a – с проблематичной кинематикой, 6 – собистости

На стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу) для пород Верхнепылгинской толщи изображены: A – наложенные деформации метаморфической сланцеватости: изолинии полюсов метаморфической сланцеватости и пояс полюсов ( $\pi$ S<sub>1</sub>), соответствующий конической деформации с рассчитанным шарниром (Ш<sub>2</sub>), круто погружающимся в северо-западных румбах; E – два этапа деформаций слоистости: первому этапу отвечает пояс полюсов слоистости ( $\pi$ S<sub>01</sub>), соответствующий цилиндрической деформации с пологим рассчитанным шарниром запад-северо-западного простирания (Ш<sub>1</sub>); к ориентировке рассчитанного шарнира близка ориентировка линейности пересечения сланцеватости и слоистости (L(S<sub>0</sub>/S<sub>1</sub>)); второму (наложенному) этапу деформаций отвечает пояс полюсов конической деформации ( $\pi$ S<sub>02</sub>) с рассчитанным шарниром (Ш<sub>1</sub>), круто погружающимся на юго-запад. На маленьких стереограммах в левой части рисунка показаны примеры двух разновозрастных систем тектонических борозд скольжения: I – соответствующих субмеридиональному левому сдвиго-сбросу; II – северо-западною у певому сдвиго-сбросу; II – северо-западной у свякто-взбросу (более поздний)

На врезках изображены: ВР.1 – ранний правый сдвиг и соответствующие ему трещины отрыва, заполненные кварцем, а также приуроченные к тем же поверхностям сместителей наложенные левые сдвиги, сопровождаемые метаморфической сланцеватостью; ВР.2 – субпараллельные наложенной метаморфической сланцеватости более ранние трещины отрыва, заполненные кварцем; ВР.3 – присдвиговая деформация галек алевролитов, по времени соответствующая формированию метаморфической сланцеватости. 1, 2 – последовательность деформации

Nŧ n/n	<b>№ обр</b> .	Форма залегания	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO					
		<b>-</b>	Вулканогенная	толща мыса Гл	иняный проблема	тичного возраста								
1	95276/8	Эффузив	60,91	1,26	15,97	4,20	2,40	0,08	1,50					
2	95275/7	Эффузив	56,77	1,59	15,63	7,12	1,96	0,09	2,40					
3	95275	Эффузив	59,64	0,93	16,74	2,45	2,81	0,09	2,46					
4	95274/13	Дайка	53,69	1,25	17,07	5,41	3,04	0,09	3,16					
5	95274/3	Эффузив	57,85	1,16	16,51	5,35	1,76	0,09	2,79					
6	95274/2	Эффузив	56,91	16,87	16,87	5,27	0,77	0,07	2,87					
7	95273/2	Эффузив	57,20	1,24	18,20	5,49	1,11	0,07	1,70					
8	95273/1	Эффузив	57,85	1,53	16,09	5,59	2,39	0,10	2,32					
9	95273	Эффузив	58,34	0,95	16,90	2,69	4,20	0,06	2,45					
	Верхнепылгинская толща в верховьях рек Пылгин и Большая Чайбуха													
10	95219/1	Эффузив	48,73	1,29	15,26	2,55	5,93	0,19	12,21					
11	95218/1	Эффузив	48,50	1,28	15,21	6,72	3,14	0,13	7,76					
12	95218	Эффузив	49,47	2,00	13,00	7,94	7,60	0,23	4,14					
13	95215	Эффузив	62,23	1,02	13,19	1,27	6,25	0,04	5,34					
14	95217/3	Эффузив	70,79	0,50	13,56	1,11	1,63	0,03	0,33					
15	95016	Дайка в толще Р	61,20	0,45	10,80	1,97	4,67	0,12	4,93					
16	95219/13	Эффузив	67,25	0,51	12,22	2,03	3,59	0,07	2,34					
17	95219/12	Эффузив	43,69	1,62	14,57	1,30	5,72	0,23	5,91					
18	95216/2	Силл в толще Р	43,70	2,45	18,77	1,19	10,05	0,18	4,25					
19	95219-a	Эффузив	70,35	0,53	13,50	1,45	2,50	0,05	0,87					
20	95218/3	Эффузив пиллоу	51,08	1,47	12,47	3,09	8,93	0,26	7,91					
21	95218/5	Силл	52,06	1,04	15,12	5,78	6,20	0,30	4,43					
22	95218/8	Силл	52,70	1,40	13,96	2,25	8,36	0,20	6,63					
23	95219	Эффузив	67,60	0,57	15,03	1,06	3,59	0,09	1,83					
24	95219/9	Силл	71,38	0,51	13,09	1,66	2,31	0,07	0,93					
25	219/8	Эффузив	70,06	0,64	13,56	1,20	1,51	0,05	1,00					

## Табляца 2. Химический состав эффузивов и субвулканических пород вулканогенной толщи мыса Глиняный и верхнепылгинской толщи (окисел, % мас.; элемент, г/т)

Men/⊓	№ обр.	Форма залегания	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	CO <sub>2</sub>	Сумма			
Вулканогенная толща мыса Глиняный проблематичного возраста 1 95276/8 Эффузив 4.34 4.10 2.74 0.18 1.56 2.47 1.02 100.15													
1	95276/8	Эффузив	4,34	4,10	2,74	0,18	1,56	2,47	1,02	100,15			
2	95275/7	Эффузив	5,73	3,65	3,24	0,39	0,81	1,61	0,74	100,18			
3	95275	Эффузив	5,54	3,78	2,82	0,20	1,03	1,97	1,05	99,43			
4	95274/13	Дайка	6,90	3,04	2,72	0,23	1,53	2,81	1,45	99,41			
5	95274/3	Эффузив	5,90	3,70	2,38	0,21	0,89	1,40	0,40	99,10			
6	95274/2	Эффузив	5,99	2,98	2,74	0,22	2,52	4,12	2,16	99,96			
7	95273/2	Эффузив	6,46	4,02	2,57	0,26	1,16	1,15	< 0,30	99,47			
8	95273/1	Эффузив	5,46	3,47	3,42	0,35	0,66	0,67	< 0,30	99,24			
9	<b>95</b> 273	Эффузив	6,51	3,78	2,24	0,11	0,92	1,47	0,50	99,70			
	Верхнепылгинская толща в верховьях рек Пылгин и Большая Чайбуха												
10	95219/1	Эффузив	4,32	1,60	4,09	0,15	3,07	3,07	< 0,30	99,39			
11	95218/1	Эффузив	10,90	3,12	0,90	0,13	1,09	1,89	< 0,30	99,68			
12	95218	Эффузив	8,96	4,27	0,67	0,26	0,77	1,50	0,80	100,04			
13	95215	Эффузив	2,00	2,67	0,94	0,33	3,71	4,57	0,77	99,85			
14	95217/3	Эффузив	2,62	4,16	2,25	0,05	1,55	2,93	1,55	99,96			
15	95016	Дайка в толще Р	7,20	5,28	0,08	0,01	1,66	2,78	1,56	99,48			
16	95219/13	Эффузив	1,37	4,97	3,22	0,03	1,35	1,95	1,30	99,55			
17	95219/12	Эффузив	10,06	2,81	3,80	0,45	3,88	9,36	3,75	99,52			
18	95216/2	Силл в толще Р	6,86	3,75	0,64	0,26	3,76	7,58	3,62	99,68			
19	95219-a	Эффузив	0,80	3,80	5,20	0,03	0,20	0,66	0,15	99,74			
20	95218/3	Эффузив пиллоу	7,66	4,09	1,10	0,09	0,91	1,95	0,76	100,10			
21	95218/5	Сюлл	8,33	5,25	0,17	0,32	0,27	0,61	0,21	99,60			
22	95218/8	Силл	6,63	5,38	0,60	0,21	0,86	1,51	0,74	99,83			
23	95219	Эффузив	1,14	5,75	2,01	0,10	0,37	0,90	0,3	99,7			
24	95219/9	Силл	0,63	5,15	3,38	0,01	0,34	0,66	0,23	99,78			
25	219/8	Эффузив	3,84	4,49	3,10	0,09	0,42	0,65	0,18	100,19			

№ n/n	Мгобр.	Форма залегания	Cr	Ni	Co	Sc	v	Rb	Ba	Sr	Nb	Hf	Zr
			Вулкан	огенная т	олща мыса	Глиняный	проблема	атичного в	озраста				
1	95276/8	Эффузив	3		9	18		69	<b>99</b> 0	370	5,5	4,40	160
2	95275/7	Эффузив	5		20	19		93	1200	400	8,3	7,50	260
3	95275	Эффузив	5		15	15		75	1300	560	8,0	4,30	160
4	95274/13	Дайка			21	21		160	620	450	5,6	4,00	140
5	95274/3	Эффузив	15		16	15		64	1200	670	7,3	4,30	160
6	95274/2	Эффузив	5		17	15		65	1400	650	7,3	4,10	150
7	95273/2	Эффузив	8		13	16		49	850	430	6,5	5,80	210
8	95273/1	Эффузив	12		18	20		110	960	350	8,6	7,40	260
9	95273	Эффузнв	8		20	16		66	1100	710	7,8	4,20	160
			Верхнепы	лгинская	тояща в веј	рховьях р	ж Пылгин	і н Больш	ая Чайбула				
10	95219/1	Эффузив											
11	95218/1	Эффузив						13	470	170	1,9		52
12	95218	Эффузив			44	33		14	240	110	2,2	2,90	110
13	95215	Эффузив	4		20	20		19	900	140	2,0	1,50	58
14	95217/3	Эффузив											
15	95016	Дайка в толще Р	285	95	20		170						
16	95219/13	Эффузив	16	18	9		95						
17	95219/12	Эффузив	20	75	32	28	350	42	1700	12	3,0	2,00	68
18	95216/2	Силл в толще Р	45	16	25		280						
19	95219-a	Эффузив	8	7	4		17						
20	95218/3	Эффузив пиллоу	140	52	37		380	25	270	94	2,0	1,50	53
21	95218/5	Снлл	60	19	20		250	2	120	170	3,0	2,10	73
22	95218/8	Снлл	16	34	25		200	96	150	140	4,5	2,80	98
23	95219	Эффузив			6	10	25	48	1100	57	6,5	6,00	200
24	95219/9	Силл			4		10						
25	219/8	Эффузив											

Таблица 2. (окончание)

Nŧ n/⊓		Форма залегания	Y	Դ	La	Ce	Nid	Sm	Eu	Ть	Уъ	Լո		
. <u></u>		·····	Вулка	ногенная т	олща мыса Г	линяный пр	облематичн	ого возраста						
1	95276/8	Эффузив	37	3,20										
2	95275/7	Эффузив	41	4,50										
3	95275	Эффузив	21	5,40										
4	95274/13	Дайка	28	1,70										
5	95274/3	Эффузив	22	4,30										
6	95274/2	Эффузив	20	4,50										
7	95273/2	Эффузив	33	3,90										
8	95273/1	Эффузив	43	5,70										
9	95273	Эффузив	23	4,80										
	Верхнепылгинская толща в верховьях рек Пылгин и Большая Чайбуха													
10	95219/1	Эффузив												
11	95218/1	Эффузив	23											
12	95218	Эффузив	41											
13	95215	Эффузив	19	1,90										
14	95217/3	Эффузив												
15	95016	Дайка в толще Р												
16	95219/13	Эффузив												
17	95219/12	Эффузив	30		3,40	10,00	9,50	4,00	1,50	1,10	2,90	0,46		
18	95216/2	Силл в толще Р												
19	95219-a	Эффузив												
20	95218/3	Эффузив пиллоу	26		4,80	12,00	9,60	3,10	1,10	0,82	2,80	0,49		
21	95218/5	Силл	25	1,40	14,00	30,00	17,00	4,10	1,20	0,83	2,70	0,51		
22	95218/8	Силл	30	1,10										
23	95219	Эффузив	28											
24	95219/9	Сыял												
25	219/8	Эффузив												



**Рис. 5.** Петрохимические диаграммы (*a*, *б*) вулканогенной (*1*) толщи мыса Глиняный и Верхнепылгинской (2) толщи (Тайгоносский сегмент)

 наземные и прибрежно морские отложения вавачунской свиты поздневолжско-берриасского возраста – плагиолипариты, фельзиты, кислые туфы с горизонтами андезитов, дацитов, туфогенно-осадочных пород и углисто-глинистых сланцев (мощность 1500–2000 м);

2) континентальная теланская свита валанжинского возраста – базальты, андезибазальты и их туфы с прослоями туфогенно-осадочных пород и углистых сланцев (мощность 1300–3700 м);



Рис. 6. Дискриминантные диаграммы (а-в) для вулканогенной (1) толщи мыса Глиняный и Верхнепылгинской (2) толщи (Тайгоносский сегмент)

А – внутриплитные базальты; Б, В – толеиты: Б – островодужные, В – океанические. БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, НКТ – низкокалневые толеиты, ИЩБ – известково-щелочные базальты

3) морские мелководные вулканогенно-терригенные отложения вануонуской свиты готеривского возраста (мощность 1250–1700 м);

 континентальные туфотерригенные отложения рябинкинской свиты баррем (?)-альбского возраста (мощность 500 м);

5) континентальные вулканогенные образования шовнинской (600 м) и явоямской свит (1000–2000 м) апт-альбского возраста – базальты, андезиты, дациты и их туфы.



Внутренняя структура Центрального Тайгоноса определяется многочисленными разломами восток-северо-восточного простирания. Вблизи разломов породы смяты в опрокинутые преимущественно в южном направлении сжатые складки с напряженным кливажом осевой плоскости. Шарниры складок наклонены под углами около 25–40°. На поверхностях сместителей сохранились тектонические борозды скольжения правых сдвиго-сбросов и более поздних левых сдвигов. Зафиксированы также северо-западные хрупкие сдвиги предположительно кайнозойского возраста. В результате вся структура приобретает вид тектонических клиньев, в которых сохранились фрагменты разрезов верхнепалеозойских-мезозойских отложений.

В осточно-Тайгоносский пояс гранитоидов ограничивает с юга структуры Центрального Тайгоноса и образован полифазными интрузиями гранитов и гранодиоритов раннемелового возраста (102–103 млн лет, Аг-Аг метод [Бондаренко и др., 1999а]). В них широко развиты директивные структуры, простирающиеся, как и сам пояс, в восток-северо-восточном направлении. Директивность, выраженная зонами гнейсоватости и ориентировкой мигматитов в экзо- и эндоконтакте, круто наклонена преимущественно на юг. Внедрение гранитоидов и сопровождающих метаморфических пород было связано с движениями по Южно-Тайгоносскому надвигу [Некрасов, 1976].

Вдоль надвига в тектонических пластинах и в кровле интрузивного массива встречаются выходы верхнеюрско-валанжинских отложений [Некрасов, 1976]. Они состоят из потоков андезитов, андезидацитов и прослоев их туфов, которые подчинены туфотерригенным песчано-сланцевым флишевым отложениям. Эти образования могут интерпретироваться как фрагменты преддугового бассейна, фундаментом которого служили отложения карбона, ордовика и ранее аккретированные офиолиты устья р. Кенгевеем [Chekhov, Palandzhyan, 1995] и п-ова Елистратова [Белый, Акинин, 1985].

Ю ж н а я ч а с т ь Т а й г о н о с а характеризуется чешуйчато-надвиговым строением преимущественно южной вергентности. Здесь развиты офиолиты и базальт-кремнистые комплексы, которые объединялись в кингивеемскую свиту [Некрасов, 1976; Заборовская 1978; и др.]. Наиболее широко они развиты в районе мыса Поворотного и п-ова Елистратова.

В последние годы в этой части Тайгоноса были получены новые данные [Чехов, 1994; Chekhov, Palandzhyan, 1995; Вишневская и др., 1998; Бондаренко и др., 1998а, б; Кемкин и др., 1996; Силантьев и др., 1996], которые позволяют существенным образом пересмотреть прежние представления о геологическом строении. Прежде всего это касается возраста, состава и внутреннего строения кингивеемской свиты.

На мысе Поворотном (рис. 8, 9) к югу от Восточно-Тайгоносского массива гранитоидов развита система чешуй, которые сложены разнообразными комплексами: островодужные вулканиты (в том числе бониниты) мезозойского возраста, базальт-кремнистые океанические ассоциации верхнего триаса-нижнего мела, верхнеюрско-нижнемеловые тектоно-гравитационные микститы, турбидиты, серпентинитовые меланжи, фрагменты офиолитов, метаморфизованные субдукционные образования [Chekhov, Palandzhyan, 1995; Вишневская и др., 1998; Бондаренко и др., 19996; Кемкин и др., 1996; Силантьев и др., 1996].

Структуры мыса Поворотного представляют собой сложно построенную аккреционную призму, которая образовалась перед фронтом волжско-неокомской Удско-Мургальской вулканической дуги. В направлении с юга на север наблюдается следующая последовательность структурно-вещественных комплексов (см. рис. 8, 9).

Южная оконечность мыса Поворотного сложена счешуенными океаническими базальт-кремнистыми породами верхнего триаса–нижнего мела (пластина "кингивеем-1"). Затем следует зона меланжа (мощность около 500 м), в которой встречаются блоки пород дайкового комплекса, ультрабазитов и габброидов. В северной





Рис. 8. Геологическая карта и профили для района мыса Поворотный (аккреционная структура Южного Тайгоноса)

I – серпентинитовый меланж; 2 – верхнеюрско-нижнемеловые терригенные образования; a – вулканомиктовые и туфогенные турбидиты (MSP – мисипанский комплекс),  $\delta$  – терригенные отложения и микститы (пластина "лагерная-2" – LC-2); 3 – островодужные образования с высокомагнезиальными андезибазальтами и бонинитами (пластина "лагерная-1" – LG-1); 4 – позднетриас-берриаские базальт-кремнистые комплексы (пластины "кингивеем-1–4" – KN); 5 – ультрабазиты и габбро офиолитовой ассоциации;  $\delta$  – метаморфические образования: a – зеленые сланцы,  $\delta$  – амфиболиты; 7 – средне-верхне-

части вдоль контакта с пластиной "кингивеем-2" расположены сильно деформированные амфиболовые габбро.

В подошве пластины "кингивеем-2" находятся раздробленные и дислоцированные фрагменты пород дайкового комплекса. Выше залегают вулканиты, лавобрекчии с линзовидными, будинированными горизонтами красноватых, сиреневых и бурых туфогенных кремнисто-глинистых пород.

Далее следует пластина "Поворотнинский флиш", сложенная турбидитами верхней части средней и нижней части верхней юры. В основании флиша расположена пачка туфогенно-осадочных пород, в которых есть блоки вулканитов и обломки яшмоидов, что позволяет предполагать существование первоначально стратиграфического контакта между флишем и пластиной "кингивеем-2". Выше залегают полимиктовые и субарокозовые турбидиты [Чамов, Андреев, 1997], обломочный материал которых свидетельствует о континентальном источнике сноса. Однако в верхней достаточно тонкой части флиша появляются подводнооползневые горизонты (олистостромы), содержащие обломки габброидов, которые указывают на появление нового источника сноса. Такая смена состава обломочного материала в разрезе флиша может быть следствием перемещения пластины "кингивеем-2" из внутриокеанического бассейна к континентальной окраине и, наконец, ее вхождением в аккреционную структуру Удско-Мургальской островной дуги.

Вдоль контакта флиша и следующей полосы серпентинитового меланжа расположена пластина "кингивеем-3". Она сложена деформированными океаническими базальтами с пачками плитчатых кремней среднеюрско-раннемелового возраста. Палеомагнитное опробование кремней указывает, что их накопление происходило в более южных широтах (палеоширота 35°, устное сообщение М.В. Алексютина). Серпентинитовый меланж содержит блоки габбро, вулканитов, кремней и вулканомиктовых терригенных пород.

Пластина "кингивеем-4" состоит из системы чешуй, дуплексов, сложенных в фациальном отношении разнообразными океаническими породами базальт-кремнистой ассоциации триас-раннемелового возраста (рис. 10). Гетерогенность определяется составом базальтов, разнообразием кремнистых пород, мощными телами силлов. Особого внимания заслуживают горизонты эдафогенных осадков с подводно-оползневыми текстурами и содержащих обломки базальтов, габбро и ультрабазитов. Они могут классифицироваться как офиолитовые олистостромы [Соколов, 1979], образовавшиеся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов или трансформных разломах.

Необходимо подчеркнуть, что внутреннее строение пластин весьма сложное. Для базальт-кремнистых ассоциаций характерны чешуйчатые структуры, дуплексы, для флиша – горизонты "broken formation" и терригенного меланжа. Породы внутри пластин, за исключением пластины "кингивеем-2", находятся в опрокинутом залегании, что устанавливается по градационной слоистости в турбидитах, ориентировке пиллоу-лав и стратиграфической последовательности плитчатых кремнистых пород.

Зона Главного серпентинитового меланжа (ГСМ) отделяет описанные выше преимущественно океанические комплексы от расположенных севернее, в основном, островодужных образований, получивших название лагерной и мисипанской толщ. В структурном плане меланж представляет собой

юрские полимиктовые турбидиты (флиш мыса Поворотный); 8 – плагиограниты; 9 – элементы залегания: *а* – нормальное, *б* – опрокинутое; 10 – номера образцов

На стереограммах (проекция на верхнюю полусферу) над профилем А-Б показана кинематика движений по конкретным разломам, над профилем В-Г – положение осей мелких складок матрикса серпентинитового меланжа в районе периклинального замыкания образуемой меланжем антиформы. Точки с номерами – положение точек наблюдений, к которым привязаны геохимические данные



антиформу юго-восточной вергентности с падением оси в южных румбах под углами около 20-30° (см. рис. 8, профили). Периклинальное замыкание антиформы фиксируется в береговых обрывах в районе мыса Летний (восточное побережье мыса Поворотного). В истоках ручья Лагерный в тектонических пластинах метаморфизованных базальт-кремнистых породах "кингивеемского" типа закартированы открытые концентрические складки с субмеридиональным простиранием шарниров (см. рис. 8). В их крыльях видны пакеты деформированных изоклинальных складок более раннего этапа тектонических деформаций. Следовательно, в породах ГСМ удается реконструировать парагенезы по крайней мере трех этапов деформаций. Наиболее поздними являются меридиональные складки. Тело меланжа ограничено падающими на северо-запад разрывными нарушениями, имеющими сдвигонадвиговую кинематику (см. рис. 8, стереограммы). Сдвиговая составляющая разломов фиксируется по бороздам скольжения, крутонаклоненным шарнирам складок волочения и длинных осей будин. В обрамляющих меланж породах широко развиты структуры типа "broken formation" и "block-in-matrix", свойственные палеоаккреционным сооружениям типа францискана.

Детальное картирование позволило установить некоторую закономерность в распределении блоков, что дает возможность отнести меланж к категории структурированных меланжей, характерных для континентальных окраин аккреционного типа [Соколов и др., 1996]. В центральной части содержатся блоки ультрабазитов, метаморфических и терригенных пород, редко габброидов и плагиогранитов. Вдоль южного фланга встречаются блоки базальтов и кремней кингивеемского типа, а к северному флангу приурочены блоки лагерной толщи.

Метаморфические породы представлены в достаточно широком диапазоне от гранатовых амфиболитов, до зеленых сланцев, метабазальтов, метакремней и мраморизованных известняков. Петрографическое и геохимическое изучение позволило определить, что они образовались в результате субдукционного метаморфизма океанической плиты. *P*/*T* параметры согласуются с моделью теплой субдукции, вызванной пододвиганием молодой океанической литосферы [Силантьев и др., 1996]. Возраст амфиболитов был определен Аг-Аг методом в интервале 130– 140 млн лет [Бондаренко и др., 19996], что, вероятно, соответствует времени выведения офиолитов в верхние горизонты коры.

Непосредственно к северу от ГСМ расположен вулканогенно-терригенный комплекс (Лагерная пластина). Вулканиты представлены лавами, лавобрекчиями, кластолавами. По геохимическим параметрам (см. рис. 10) они соответствуют вулканитам энсиматических островных дуг, в том числе породам бонинитового ряда [Chekhov, Palandzhyan, 1995; Бондаренко и др., 19996].

Вулканогенные породы содержат прослои и пачки полимиктового и вулканомиктового терригенного флиша. В одной из пачек турбидитов М.В. Алексютиным были найдены остатки бухий волжско-валанжинского возраста.

Рыс. 9. Схема "пространство-время" для разновозрастных и разногенетических структурно-вещественных комплексов Тайгоносского сегмента

I – метаморфические образования Авековского массива; 2 – вулканогенно-кремнисто-терригенные образования; 3 – вулканогенно-осадочные островодужные образования; 4 – глинистые сланцы; 5 – известково-терригенный флиш; 6 – терригенные и микститовые отложения; 7 – вулканогенно-туфотерригенные отложения; 6 от вруканогенно-туфотерригенные образования с высокотитанистыми базальтами; 9 – базальт-кремнистые существенно океанические комплексы; 10 – турбидиты; 11 – офиолиты; 12 – граниты; 13 – вулканогенно-осадочные отложения окраиино-континентального пояса; 14 – микрофауна (а) и макрофауна (б)

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; ТL – тылакрыльская и MLК – мялекасынская толщи; LG-1 – "лагерный-1" и LG-2 "лагерный-2" типы разрезов; KN-1,2 и KN-3,4 типы разреза "кингивеем", соответственно 1, 2, 3 и 4; FLVP – полимиктовый флиш мыса Поворотный





0.1

Π.Ο

Rb

Ba

Ŷ

Τi

Ca Ta HF Eu Th Yh Cr

Ni

Nb Nd Zr

0,1

0,01

Rb K La

Ba Sr

Б

HF Eu To Ni

Y

ርተ

Τi

Nd Zr

Sr Ta

Ce

Nb



Рис. 10. Геохимические диаграммы для мезозойских вулканитов района мыса Поворотный

А – графики распределения редких земель для мезозойских вулканитов основного и средне-основного состава палеоаккреционной призмы Южного Тайгоноса: а - вулканиты пластины "лагерная-1", б - метабазальты пластины "мисипан", в - базальты пластин "кингивеем", г – метабазальты из мезозойских микститов (пластины "лагерная-2" или "щелевая"); Б – многокомпонентные диаграммы для мезозойских вулканитов средне-основного состава палеоаккреционной призмы Южного Тайгоноса: а – базальты пластины "кингивеем", б – метабазальты пластины "лагерная-2" или "щелевая", в - умеренно магнезиальные базальты пластины "лагерная-1", г – высокомагнезиальные андезибазальты (бониниты) пластины "лагерная-1", д – метабазальты пластины "мисипан"

Структурно вверх островодужный комплекс надстраивается мощной толщей микститов, которые участками сильно тектонизированы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Матрикс микститов представлен продуктами отложений грязекаменных потоков (дебризных потоков) и изобилует пирокластической примесью. В матриксе "in situ" отмечены потоки высокотитанистых базальтов. Олистолиты (мощностью до первых сотен метров) представлены породами "кингивеемского" типа, габброидами, ультрабазитами, амфиболитами и, редко, плагиогранитами. Горизонты хаотических микститов расслаиваются пачками дикого флиша, а также вулканомиктовыми и полимиктовыми турбидитами. В одной из таких пачек в кремнисто-глинистых прослоях были найдены радиолярии волги-готерива. Повидимому, микститовая толща изначально стратиграфически надстраивала вулканогенную толщу "лагерная-1", частично замещая ее по латерали. Микститовая толща, по всей вероятности, является частью аккреционной призмы и ее накопление отражает пульсационный этап тектонических деформаций в пределах аккреционной структуры. Выше с размывом трансгрессивно залегает вулканомиктовый туфогенный флиш (мялекасынская и тылакрыльская свиты валанжин-готеривского возраста). В основании флиша встречаются крупные обломки пород кингивеемского и лагерного типов, что позволяет предполагать первоначально стратиграфический контакт и несогласное залегание. В верхней части флиша встречаются мелководные конглобрекчии с примесью пирокластики. Эти отложения накапливались в бассейне, располагавшемся в основании островной дуги или на поверхности аккрешионной призмы.

Тектонические деформации в аккреционной структуре в период вулканизма в Удско-Мургальской дуге были проявлены неоднократно. По данным Ar–Ar датирования можно выделить следующие рубежи [Бондаренко и др., 1999а]: (1) 130– 139 млн лет (неоком) – эксгумация гранатовых амфиболитов, образовавшихся в процессе субдукции океанической коры; (2) 100–105 млн лет (альб) – внедрение синкинематических гранитоидов Восточно-Тайгоносского пояса и расположенных южнее габбро-диоритов Прибрежного пояса, которые прорывают аккреционную призму. По стратиграфическим данным признаки тектонических деформаций в аккреционной структуре фиксируются, начиная с конца верхней юры и до конца неокома [Некрасов, 1976; Бондаренко и др., 1999б]. В течение каждого из этапов деформаций значительную роль играли продольные к современной структуре сдвиговые дислокации [Bondarenko, Sokolov, 1997].

На п-ове Елистратова верхнеюрско-нижнемеловые образования представлены тремя фациальными типами, разделенными в современной структуре Елистратовским надвигом. На северо-западе распространены островодужные вулканиты среднего, основного, в меньшей степени кислого состава с пачками туфотерригенных пород (мощность до 4000 м). В верхней части разреза в углистых аргиллитах обнаружены остатки флоры апт-альбского возраста.

К югу от надвига развиты офиолиты, зоны серпентинитового меланжа и меловые отложения. Среди офиолитов различаются палеозойские и мезозойские комплексы [Белый, Акинин, 1985]. В одном из блоков меланжа были установлены верхнеюрские океанические базальт-кремнистые комплексы, которые, вероятно, являются аналогами аккретированных пластин кингивеемского типа на мысе Поворотном. Относимые ранее к кингивеемской свите вулканогенные образования бухты Горных Кузнецов [Заборовская, 1978] являются комплексом параллельных даек.

Дифференцированный состав пород дайкового комплекса позволяет говорить об их островодужной природе. Однако возраст этого комплекса неизвестен. Он перекрывается нижнемеловыми достаточно мелководными отложениями мялекасынской свиты (берриас-валанжин), с сохранившимися каналами русловых и дельтовых фаций. Стратиграфически выше залегают туфотерригенные породы тылакрыльской (готерив-баррем) и кармаливаямской свит (апт). Нижнемеловые образования можно рассматривать как типичный фрагмент преддугового бассейна, фундамент которого был сложен аккретированными офиолитами. Выше несогласно залегают морские терригенные альб-сеноманские и угленосные континентальные туроннижнесенонские отложения, которые накапливались в преддуговом Пенжинском прогибе ОЧВП.

Таким образом, в поперечном пересечении п-ова Тайгонос наблюдается практически полный латеральный ряд структур, характеризующих верхнеюрско-нижнемеловую конвергентную границу Азиатского континента и Пацифики: (1) Удско-Мургальская энсиалическая островная дуга (или окраина Андийского типа) с собственно вулканической зоной и фрагментами задугового и преддугового бассейнов, (2) пояс гранитоидов, (3) аккреционная призма [Sokolov et al., 1998].

Пенжинско-Анадырский сегмент. На значительном протяжении от северного побережья Пенжинской губы до среднего течения р. Анадырь (устье рек Майн и Белая) верхнеюрско-нижнемеловые отложения обнажаются в виде пространственно разобщенных выходов, перекрытых вулканогенными и осадочными образованиями ОЧВП и его фронтального Пенжинского прогиба, а также кайнозойским чехлом осадков. На основе формационно-фациальных особенностей различаются три полосы верхнеюрско-нижнемеловых отложений.

Северная полоса сложена вулканогенно-осадочными отложениями. Их выходы локализованы между Анадырским и Орловско-Каменским разломами и прослеживаются в северо-восточном направлении вдоль правобережья р. Пенжины и до бассейна р. Анадырь. Основные выходы сосредоточены в Ичигемском и Мургальском поднятиях.

В Ичигемском хребте верхнеюрско-готеривские отложения сложены базальтами, андезибазальтами, туфами, туфобрекчиями, туффитами и алевролитами ичигемской серии (мощность до 2500 м) [Белый, 1974]. Выше несогласно залегают вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями туфов среднего состава (мощность 2200 м) коячанской серии, которая содержит фауну верхнего апта и буор-кемюсскую (нижний альб) стратофлору [Щепетов, 1995]. Весь этот комплекс перекрывается континентальными вулканитами чалбугчанской серии (мощность 4-5 км) ОЧВП [Белый, 1994]. Однако, по данным С.В. Щепетова [1995], залегающие выше с несогласием на породах ичигемской и коячанской серий существенно вулканогенные образования (базальты, андезибазальты и их пирокластические разности с пачками туфопесчаников и алевролитов) чалбугчанской серии (мощность 4-5 км) содержат буор-кемюсскую, топтанскую и арманскую стратофлоры альбского возраста. Поэтому отнесение их к ОЧВП не столь очевидно. Дело в том, что отложения с арманской стратофлорой характеризуют начальные этапы ОЧВП, образования которого обычно залегают с резким угловым несогласием на более древних отложениях. Вероятно, формирование чалбугчанской серии соответствует завершающему этапу вулканизма Удско-Мургальской дуги или здесь начальные этапы ОЧВП имеют несколько более ранний - альбский возраст [Белый, 1994]. Однако в этом случае должно быть пересмотрено и отнесение к ОЧВП верхней части нижнемеловых отложений и в других регионах на всем протяжении от Предджугджурья и до Чукотки.

Гранитоиды Ичигемского хребта внедрялись дважды – в раннемеловое время (105 млн лет, К-Аг метод) и позднемеловое время – 81 млн лет.

В Мургальском поднятии отложения волжского-готеривского ярусов представлены мелководными морскими и субконтинентальными вулканогенно-терригенными образованиями мощностью до 5-6 км [Филатова, 1988]. Это вулканомиктовые и туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, ракушечники с горизонтами лав и туфов. Выше с размывом залегает коячанская свита (апт-альб), сложенная песчаниками и алевролитами с прослоями кислых туфов, которая, в свою очередь, перекрывается вулканогенными толщами ОЧВП.

Таким образом, для северной полосы выходов верхнеюрско-нижнемеловых отложений характерны вулканические образования, которые принадлежат известково-щелочной андезибазальтовой формации [Филатова, 1988].

Следующая центральная полоса верхнеюрско-нижнемеловых отложений прослеживается вдоль левобережья р. Пенжины, Майна и Анадыря. В Понтонейских горах они имеют туфотерригенный состав и представлены туфопесчаниками, туфобрекчиями, алевролитами и туфами [Авдейко, 1968; Мигович, 1972]. Выше несогласно на более древних, в том числе палеозойских образованиях с базальными конгломератами в основании залегает мощная толща (1800 м) альбских песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В Пальматкинском блоке (междуречье рек Пенжины и Пальматкина) волжсковаланжинские отложения (мощность 1300 м) залегают несогласно на разных горизонтах средней юры и представлены песчаниками, туфами и туфобрекчиями среднего состава, а также аргиллитами. С.Д. Шелудченко (1994 г.) считает, что они накапливались в глубоководной части шельфа.

В среднем течении р. Майн верхнеюрско-готеривские отложения (мощность 1800 м) представлены туфогенными алевролитами, песчаниками с прослоями туфов и туффитов, горизонтами бухиевых ракушняков, линзами гравелитов [Чехов, 1982]. Отмечаются горизонты, содержащие перемытые конкреции с фауной. Базальные конгломераты содержат гальку и валуны подстилающих палеозойских пород. Фаунистически доказанные барремские и аптские отложения в этом районе неизвестны. Отложения альбского яруса представлены чередованием полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов, а также туфогенных песчаников, туффитов и туфов (мощность 1000 м). В самых верхах альбского яруса отмечаются продукты перемыва подстилающих отложений. Алевролиты содержат обломки и гальку песчаников, алевропелитов, магматических пород, карбонатных конкреций с фауной палеозоя, берриаса, валанжина, нижнего и среднего альба.

Ниже устья р. Майн терригенные отложения верхней юры-нижнего мела известны на левом и правом берегу р. Анадырь. На левом берегу верхневолжскоберриасские песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями туфов и конгломератов залегают на размытой поверхности среднеюрских отложений Кутинской антиклинали. В.П. Похиалайнен отмечает фациальное сходство этих отложений с разрезами Потонейских гор. На правом борту песчаники, алевролиты и аргиллиты волжского и валанжинского ярусов участвуют в чешуйчатой структуре Усть-Бельского аллохтона [Александров, 1978].

Наиболее южные разрезы верхнеюрско-нижнемеловых отложений обнажаются в Пенжинском районе. Они представлены разными структурно-вещественными комплексами, которые отличаются составом, полнотой разрезов, фациальными и структурными особенностями. Поскольку этот регион является одним из ключевых для реконструкции палеоструктур зоны перехода континент-океан, на его геологическом строении следует остановиться более подробно.

Обычно структуры и комплексы Пенжинского района относились к Таловско-Майнской или Таловско-Пекульнейской зоне. С.Д. Соколов [1992], основываясь на существенной разнице состава, внутреннего строения и истории образования мезозойских отложений и их фундамента предложил различать Ганычалан-Усть-Бельскую (для данного региона Ганычаланскую) и Куюльскую зоны (покровные системы). Более поздние исследования выявили существенную гетерогенность, и тектоническое районирование было выполнено на базе террейнового анализа (рис. 11).

С севера на юг выделяются следующие террейны:

Харитонинский – островодужные вулканогенно-осадочные образования карбона;



Рис. 11. Схема террейнов Пенжинского района

I – постаккреционный чехол (мел-палеоген); 2-6 – террейны: 2 – Харитонинский, 3 – Ганычаланский, 4 – Упупкинский, 5 – Айнынский, 6 – Куюльский; 7 – надвиги, 8 – разломы; 9 – предполагаемые разломы. Р-Q – палеогеновые образования Корякско-Камчатского вулканического пояса и неогенчетвертичные отложения Парапольского дола

Ганычаланский – метаморфические образования (зеленые и голубые сланцы) илпенейской свиты (радиологический возраст метаморфизма 327 млн лет, Rb/Sr метод [Виноградов и др., 1994]) и тектонически перерывающие их дезинтегрированные офиолиты нижнего палеозоя;

Упупкинский террейн – система чешуй и надвигов, сложенных метаморфическими комплексами (метавулканиты и метаосадки) неизвестного возраста, среднедевонскими (известняки, песчаники, кислые туфы), верхнекаменноугольными (мелководные конгломераты, известковистые песчаники и алевролиты), верхнепермскими (1-й тип – известковистые гравелиты, песчаники, алевролиты; 2-й тип – вулканомиктовые и туфогенные песчаники и алевролиты), средне-верхнетриасовыми (конгломераты, известковистые песчаники, алевролиты), верхнетриасовыми (андезитовые туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты) и нижнемеловыми (песчаники, конгломераты, алевролиты и туфы) отложениями;

Айнынский – терригенные и туфотерригенные отложения верхней юры– нижнего мела;

Куюльский – серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов.

Все террейны Пенжинского района несогласно перекрываются отложениями маметчинской свиты, базальные слои которой относятся к позднему альбу [Иванов, Похиалайнен, 1973]. Это полого залегающие, смятые в простые брахиоформные складки конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. В отложениях встречается много растительного детрита, обуглившейся древесины, включений углистого вещества. В конгломератах содержится галька пород всех вышеперечисленных террейнов, а также гранитоидов и вулканитов, поступавших из Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.



Рис. 12. Геологический профиль через Куюльский и Айнынский террейны (по данным [Алексеев, 1981] с изменениями)

I – гипербазиты; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – терригенные отложения (T<sub>3</sub>); 4 – кремнисто-вулканогенные отложения (T<sub>3</sub>–J<sub>2</sub>); 5 – кремнисто-вулканогенные отложения (T<sub>3</sub>–J<sub>2</sub>) и метаморфизованные образования нерасчлененные; 6 – терригенные флишоидные отложения (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>v, K<sub>1</sub>v, K<sub>1</sub>h–b, K<sub>1</sub>h–ap); 7 – постаккреционные конгломерат-песчаниковые отложения (K<sub>1</sub>al; K<sub>2</sub>); 8 – терригенные отложения; 9 – разломы

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения встречаются в каждом террейне. В Харитонинском террейне они аналогичны описанному выше разрезу Понтонейских гор. В Ганычаланском террейне апт-альбские терригенные, в том числе мелководные флороносные отложения залегают с резким угловым несогласием. По своему типу они ближе к отложениям центральной полосы.

В Айнынском террейне развиты мощные терригенные отложения, стратиграфия и литология которых рассмотрены в работах [Авдейко, 1968; Алексеев, 1981; Иванов, Похиалайнен, 1973; и др.]. Эти разрезы считаются опорными для Северо-Камчатской серии листов. Однако наши исследования показали, что в стратиграфическую колонку ошибочно включались вулканогенно-кремнистые отложения кингивеемской серии, выходы которой локализованы в пределах Куюльского серпентинитового меланжа и представлены разновозрастными пермскими, триасюрскими аккретированными океаническими комплексами [Григорьев и др., 1995; Соколов и др., 1996].

Нижняя часть терригенного разреза (видимая мощность 300-400 м) имеет существенно алевролитовый состав с прослоями песчаников и гравелитов [Чехов, 1982]. В гравелитах содержится галька кремней, яшм, диабазов, известняков, хромититов. Вверх по разрезу (400-500 м) алевролиты прослаиваются пачками ритмичного чередования (турбидиты) песчаников и алевролитов. Эта часть разреза содержит бухии и волжского-берриасского ярусов [Чехов, 1982]. Среди нижнемеловых флишоидных отложений общей мощностью от 4500 до 9000 м выделяются мялекасынская (валанжин), тылакрыльская (готерив-баррем), кармаливаямская (баррем-апт), тихореченская (апт-нижний альб) и кедровская (нижний-средний альб) свиты. Последние три свиты объединяются в айнынскую серию. В ее составе помимо терригенных пород отмечаются туфы среднего состава и туфогенноосадочные породы. Некоторые исследователи [Алексеев, 1981; Чехов, 1982] отмечают олистостромовые горизонты в тылакрыльской свите.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения имеют чешуйчато-надвиговое строение (рис. 12). Характерны структуры дуплекса. К подошвам некоторых пластин приурочены серпентиниты и зоны серпентинитового меланжа. В отдельных чешуях появляются триасовые отложения. Все это свидетельствует о значительных деформациях осадочного чехла, фундаментом которого могла быть океаническая кора Куюльского офиолитового террейна. Однако стратиграфические взаимоотношения терригенных пород и офиолитов никем не наблюдались.

Нижнемеловые отложения Упупкинского террейна рассматривались в единой стратиграфической схеме с отложениями Айнынского террейна. Однако здесь не были найдены фаунистически доказанные верхнеюрские слои, а находки верхнеюрских бухий встречены в переотложенном виде.

Особый тип разреза установлен в районе горы Длинной. Здесь валанжинские отложения сложены субаркозовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами с карбонатными конкрециями, содержащими раковины бухий. Изредка отмечаются слои туфов и туфобрекчий, а также крупные блоки яшм, кремней и эффузивов [Чехов, 1982]. Выше по тектоническому контакту залегает тылакрыльская свита, которая включает тела ультрабазитов. Это весьма своеобразная толща "осадочных серпентинитов". Она состоит из смеси серпентинитов, серпентинизированных ультрабазитов, серпентинитокластовых брекчий, конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевропелитов и турбидитов. Они содержат обломки раковин устриц, мшанок, белемнитов и готеривских иноцерамов. "Осадочные серпентиниты" образуют несколько достаточно изометричных в плане тел.

Относительно их происхождения имеются разные точки зрения. А.Ф. Михайлов [1962] и Г.Г. Кайгородцев [1954] считали их особым типом ультраосновного магматизма, выделяя пластовые, эксплозивные и осадочные образования. Позднее В.Ф. Белый [1981а] стал рассматривать их как вулканоплутоническую ассоциацию.





1 – матрикс серпентинитового меланжа;
2 – перидотиты;
3 – габбронды;
4 – верлиты;
5 – дайковый комплекс;
6 – плагнограниты;
7 – базальты;
8 – пиллоу-лавы,
9 – известняки;
10 – кремни;
11 – песчаники;
12 – алевролиты;
13 – туфы;
14 – туфосилициты;
15 – микститы;
16 – метаморфические сланцы;
17 – дайки

Тектонические пластины: УД – Удачная, ТЛ – Таловская, ВС – Веселая, УН – Уннаваямская, ВТ – Встречная, ТП – Тылпынтыхлаваямская, ГН – Ганкуваямская Ю.А. Колясников и Л.Л. Красный [1981] придерживаются мнения о тектоническом генезисе, а А.Д. Чехов [1982] склонен считать их олистостромами, формирование которых было связано со становлением крупного офиолитового аллохтона.

Магматическая гипотеза происхождения ультраосновных образований требует более обоснованных петрологических доказательств. Осадочный генезис большей части пород (за исключением отдельных блоков (олистолитов), окруженных шлейфами обломочного материала), отсутствие типичных для олистостромов, генетически связанных с покровообразованием, подводно-оползневых складок и деформационных структур в подошве олистолитов [Соколов, 1979], а также хаотических образований типа меланжа не позволяют принять ни одну из вышеперечисленных точек зрения. Мы предполагаем, что данные образования возникли в результате выведения серпентинитовых диапиров на поверхность дна в область седиментации. При этом происходили их разрушение и размыв, которые сопровождались накоплением в разной степени окатанного материала от обвально-оползневых брекчий до более удаленных фаций серпентинитокластовых турбидитов. Подобного рода образования были обнаружены в предостроводужной части Марианского желоба. В этом случае ультрабазиты должны иметь состав сходный с ультрабазитами офиолитов Ганычаланского террейна, большая часть которых, судя по положительным гравитационным аномалиям, слагает нижнюю коровую часть террейна. Интересно также, что обломки красных кремнистых пород представлены рассланцованными метаморфизованными разностями, сходными с метакремнями илпенейской свиты Ганычаланского террейна и отличающимися от кремней кингивеемского комплекса Куюльского террейна. Поэтому связывать образование этих отложений со становлением Куюльского аллохтона вряд ли целесообразно.

В составе Куюльского террейна (рис. 13) установлены три типа верхнеюрсконижнемеловых отложений [Григорьев и др., 1995; Соколов и др., 1996]. К первому типу относятся чешуи и блоки батско-нижнетитонских океанических базальтов и кремней. Второй тип сложен надсубдукционными позднебатско-титонскими вулканитами Ганкуваямской пластины офиолитов. Третий тип (тылпынтыхлаваямский комплекс) в нижней части представлен слоистыми красными глинистыми яшмами и кремнистыми аргиллитами с радиоляриями келловея-нижнего титона, а в верхней – алевролитами, алевропелитами и вулканомиковыми песчаниками с примесью тефры и горизонтом микститов, включающим обломки разнообразных кремней, туфопесчаников и карбонатных конкреций. В обломках яшм были найдены верхнетриасовые радиолярии, что позволяет говорить о размыве вулканогенно-кремнистой ассоциации кингивеемского типа. В алевропелитах встречаются бухии волжско-ранневаланжинского возраста.

Весь комплекс интенсивно деформирован и представляет собой терригенный меланж аккреционно-субдукционного типа. Его накопление происходило или непосредственно в желобе, или вблизи подножия аккреционной призмы. Таким образом, в Куюльском террейне тектонически совмещены океанические и надсубдукционные комплексы. Кроме того, вдоль границы с Айнынским террейном среди блоков в меланже встречаются терригенные отложения этого террейна.

Северная полоса выходов вулканогенно-осадочных отложений верхней юрынижнего мела Пенжинско-Анадырского сегмента представляет собой островодужные образования [Парфенов, 1984; Филатова, 1988]. Причем их можно рассматривать как осевую вулканическую зону.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной полосы в отличие от северной представлены морскими фациями и имеют существенно терригенный состав, со значительно меньшим количеством пирокластических пород и отсутствием вулканитов. Характерны внутриформационные размывы и горизонты с переотложенной фауной более древних комплексов. Подобные фации могли накапливаться во фронтальной части и на склоне островной дуги. Мы интерпретируем флишондные отложения Айнынского террейна как образования склона, подножия и аккреционной призмы, в состав которой включены аккретированные комплексы Куюльского террейна. К сожалению, недостаточная степень обнаженности не позволила разделить указанные фации верхнеюрсконижнемеловых отложений в пространстве и для этого нужны дополнительные исследования.

В этой связи уместно отметить, что в отличие от Айнынского террейна нижнемеловые отложения в пределах Упупкинского террейна имеют меньшую мощность, стратиграфический диапазон и интенсивность деформаций. Большую роль играют мелководные и пирокластические разности, характерен внутриформационный перемыв с конкрециями и раковинами верхнеюрских бухий. К сожалению, плохая обнаженность также не позволяет выяснить взаимоотношения нижнемеловых пород как с более древними, так и с верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями Айнынского террейна. Вполне вероятно, что они накапливались в небольших бассейнах на поверхности висячего крыла аккреционной призмы. При внедрении в нижнюю часть островодужного склона серпентинитовых диапиров, последние поставляли обломочный материал, который заполнял отрицательные формы рельефа и на какой-то период времени задавливал фоновую седиментацию.

В Пенжинском районе сохранился фациальный ряд, в котором различаются предостроводужные отложения (Харитонинский и Ганычаланский террейны), осадки, накапливавшиеся на аккреционной призме (Упупкинский террейн), отложения склона, подножия и аккреционной призмы (Айнынский террейн), а также осадки желоба и океанической плиты (Куюльский террейн).

Таким образом, в Пенжинско-Анадырском сегменте можно восстановить латеральный ряд структур Удско-Мургальской островодужной системы: вулканическую зону, фронтальную и предостроводужную часть, аккреционную призму и аккретированные океанические комплексы.

Многие исследователи [Некрасов, 1976; Филатова, 1988; Соколов, 1992] склонны реконструировать в Пенжинско-Анадырском сегменте двойную островную дугу, рассматривая в качестве внешней невулканической дуги Таловско-Майнское поднятие (Ганычалан-Усть-Бельская зона по С.Д. Соколову [1992]). В нашей реконструкции этой области соответствуют отложения центральной полосы. Действительно в распределении мезозойских отложений к западу от Ганычаланского и Усть-Бельского террейнов отмечается увеличение мощности, глубоководности и стратиграфической полноты отложений. Кроме того, терригенный материал поступал как с запада, так и с востока, а вулканогенный только с запада.

Однако расстояние между северной и центральной полосами верхнеюрсконижнемеловых отложений не превышает 100 км. Учитывая характер дислокаций верхнеюрских-нижнемеловых отложений, общее сокращение не могло превышать 100%. Вероятно, мы имеем дело с разрезами осевой вулканической зоны и фронтальной части островной дуги. Поэтому выделение здесь внешней невулканической дуги не столь очевидно. Для обоснования существования междугового прогиба необходимы дополнительные данные о распределении и характере верхнеюрских отложений, большая часть которых перекрыта верхнемеловыми отложениями Пенжинского фронтального прогиба ОЧВП и более молодыми отложениями. Таловско-Майнское поднятие, в качестве внешней невулканической дуги, более обосновано можно выделять для позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской островодужной системы, а Удско-Мургальская дуга могла иметь и более простое сгроение.

О фундаменте вулканической части дуги нельзя сказать ничего определенного, так как породы, подстилающие островодужные образования, нигде не вскрыты. Верхнеюрские отложения центральной полосы залегают несогласно и с размывом на более древних палеозойско-мезозойских отложениях. Фундамент фронтальной части имеет аккреционную природу и состоит из тектонически совмещенных островодужных, шельфовых и предостроводужных комплексов верхнего палеозоя-нижнего мезозоя и палеозойских офиолитов, являющихся фрагментами океанической литосферы Палеопацифики. При этом Ганычаланские офиолиты являются чужеродным террейном, аккретированным к Азиатскому континенту в среднем или позднем палеозое [Соколов и др., 1977а, 6]. Следовательно, фундаментом предостроводужной части Пенжинско-Анадырского сегмента Удско-Мургальской островной дуги, как и на Тайгоносе, были структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккретированных террейнов. Поэтому можно говорить о наращивании и проградации континентальной окраины, а также смещении в сторону океана конвергентной границы. Все эти взаимосвязанные события произошли к моменту заложения Удско-Мургальской островной дуги.

Позднее в результате аккреционных процессов, сопровождавших формирование Удско-Мургальской дуги, продолжалось наращивание континентальной окраины за счет верхнеюрско-нижнемеловых отложений Айнынского террейна и аккретированных комплексов Куюльского террейна. Одновременно в нижней части островной дуги, непосредственно выше аккреционной призмы, выдавливался пластичный материал (серпентинитовые диапиры), который быстро размывался и захоронялся в седиментационных ловушках основания склона дуги или на поверхности аккреционной призмы. На завершающих этапах среднемеловой аккреции, возможно, при коллизии Куюльского террейна, верхнеюрско-нижнемеловые отложения предостроводужной части были деформированы и оказались счешуенными вместе с породами фундамента (вертикальная аккреция).

Пекульнейский сегмент. Данный сегмент охватывает одноименное горное сооружение и имеет четкое выражение в гравитационном поле в виде линейной положительной высокоградиентной аномалии. Границы сегмента выражены контрастными минимумами, которые отвечают Танюрерской и Бельской впадинам, заполненным мощным комплексом вулканогенных и терригенных отложений мела и кайнозоя. Характер современной структуры сегмента во многом определяется протяженными постсенонскими нарушениями субмеридионального простирания (рис. 14). Среди них преобладают взбросы, формирующие клавишный рисунок асимметричного горста, который представляет собой серию полосовидных блоков, ограниченных крутопадающими взбросами и надвигами, осложненных диагональными и поперечными нарушениями и испытавших дифференцированную степень воздымания. Многие из нарушения имеют отчетливую левосдвиговую компоненту и сопровождаются складками волочения.

В Пекульнейском сегменте выделяются два комплекса надсубдукционного магматизма: позднепалеозойский-раннемезозойский и позднеюрский-раннемеловой.

Верхнеюрско-нижнемеловой вулкано-плутонический островодужный комплекс объединяет вулканогенно-осадочные отложения волжско-валанжинского возраста и одновозрастные плутонические породы. Основание позднеюрско-раннемеловых вулканогенно-осадочных (островодужных) отложений весьма гетерогенно и сложно построено. В нем пространственно совмещены разновозрастные магматические и метаморфические образования различного состава и генезиса. Вдоль осевой части хребта в тектонических блоках разного размера выходят: метавулканогенно-осадочная толща позднепалеозойского (?) возраста [Морозов, 1992, 1996], докембрийский метабазит-габбровый комплекс [Некрасов, Ляпунов, 1987], дифференцированные габброиды проблематичного возраста [Морозов, 1996; Некрасов, 1987; Жуланова, Перцев, 1987, 1988] и прорывающие их раннемезозойские гранитоиды [Морозов, 1992]. Кроме этого, вдоль осевой части южной половины хребта встречаются линзовидные тектонические тела глубинных магматических (дуниты, верлиты, гранатовые и шпинелевые клинопироксениты) и метаморфических (эклогиты, амфиболиты) пород. С ними часто



Рис. 14. Схема геологического строения хр. Пекульней

1 – грубообломочные континентальные отложения олигоцена-миоцена; 2 – базальты палеоценазоцена; 3 – сенонские прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения; 4 – туфотерригенные мелководные отложения сеномана-турона; 5 – верхнемеловые кислые вулканиты ОЧВП; 6 – апт(?)-альбские терригенно-вулканогенные накопления ОЧВП; 7 – флишоидные туфотерригенные от ложения готерива(?)-баррем-альба; 8 – меланж по готеривскому пикрит-базальтовому вулкано-плутолическому комплексу и блоки в нем; 9 – раннемеловой кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс горы Ворон; 10–13 – позднеюрский-раннемеловой вулканоплутонический (островодужный) комплекс: 10 – вулканогенно-осадочная толща; 11 – плагиограниты; 12 – амфиболовые габброиды; 13 – комплекс сближенных даек пестрого состава; 14 – раннемеловой тектоно-гравитационный микстит; 15 – среднеюрский – раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс; 16–20 – комплексы допозднемезозойского гстерогенного основания: 16 – раннемезозойские гранитоиды, 17 – позднепалеозойская метавулканогенноосадочная толща, 18 – позднепалеозойские (?) расслоенные габброиды, 19 – мигматизированные габбро нориты и апогаббровые кристаллосланцы (докембрий?), 20 – параамфиболиты (докембрий?); 21 – метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава (докембрий?); 22 – метаморфиты зсленосланцевой фации

пространственно ассоциируют и диафторированные гранатовые плагиогнейсы. Возраст этого комплекса считается докембрийским [Некрасов, Сумин, 1987].

Первичные статиграфические соотношения между фундаментом и позднеюрскораннемеловой вулканогенно-осадочной островодужной толщей отсутствуют, однако в последних часто в обилии присутствуют обломки пород древних комплексов. Кроме этого, плутонические члены островодужного комплекса на отдельных участках интенсивно насыщают породы основания. Подобная картина свидетельствует, что в качестве фундамента для Пекульнейского сегмента позднеюрско-раннемеловой дуги выступали пространственно совмещенные древние меланократовые комплексы и фрагменты позднепалеозойской-раннемезозойской островодужной постройки.

Вулканогенно-осадочные отложения обладают сильной фациальной изменчивостью, с большим разнообразием литологических типов пород, при дифференцированном характере вулканизма с высоким коэффициентом эксплозивности. По составу среди вулканических пород преобладают базальты и андезибазальты. Андезиты, лациты и риолиты играют подчиненную роль и приурочены, в основном, к верхней половине разреза, причем кислые разности преобладают в туфовой и субвулканической фациях. Осадочные породы представлены разнообразными туфогенными, полимиктовыми и гранитомиктовыми конгломератами, конглобрекчиями и брекчиями, в разной степени туфогенными, песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами. Среди обломочного материала встречены эффузивы разного состава, часто метаморфизованные, туфогенно-осадочные породы, роговики, графитовые сланцы, в том числе с кордиеритом, андалузитом или гранатом и биотит-роговообманковые плагиогнейсы. В значительных количествах присутствуют обломки габбро-диоритов, диоритов, тоналитов и гранитов, которые на отдельных участках преобладают. Отложения охарактеризованы бухиями волжского, берриасского и валанжинского ярусов. Максимальная видимая мощность отложений достигает 2500 м [Морозов, 1992].

Седиментация и вулканизм протекали как в субаэральной, так и в субаквальной обстановке, в условиях резко расчлененного рельефа. Часть осадочных пород накапливалась в мелководной прибрежной зоне, о чем свидетельствуют следы ряби на поверхности слоев, пологая косая слойчатость, устричные банки и др. Часть отложений формировалась за счет перемещения обломочного материала грязекаменными и пирокластическими потоками от подножия наземных вулканических аппаратов в прибрежную зону прилегающего бассейна. Неоднократное переотложение обводненных осадков или трансформация высокоплотностных потоков осадочного вещества приводили к накоплению ритмично градированных отложений. Венчающие вулканогенно-осадочный разрез на севере хребта брекчии и конглобрекчии позднеберриасс-валанжинского возраста знаменуют собой период усиления тектонической активности. Они накапливались у подножия крутых склонов и уступов за счет обрушения и осыпания пород поднятий основания, часть брекчий испытывала незначительные перемещения, приобретая черты стратификации. В периоды затухания тектонической активности на грубообломочных породах накапливался относительно тонкий материал с развитием морских биоценозов.

Плутонические члены островодужного комплекса представлены субвулканами кислого состава, комплексом сближенных даек пестрого состава, а также гипабиссальными интрузиями плагиогранитов и амфиболовых габброидов. В комплексе сближенных даек объединены многочисленные трещинные тела, варьирующие по составу от базальтов до риолитов и образующие зоны интенсивного насыщения (часто по типу "дайка в дайке") среди пород основания и волжско-валанжинских отложений [Морозов, Симонов, 1988]. Дайки образуют разноориентированные рои, иногда расходящиеся веером, однако при сохранении генерального субмеридионального простирания. В вулканогенно-осадочных отложениях дайки, насыщая туфотерригенные горизонты, теряются в вышезалегающих лавовых потоках.

Анализ распределения породообразующих окислов и микроэлементов в различных типах магматических пород комплекса позволил установить соответствие вулканитов и плутонических членов, их надсубдукционную природу и провести геохимическую типизацию [Морозов, 1992]. Так, наибольшее распространение
среди вулканитов и даек имеют истощенные толеиты, высокоглиноземистые толеиты и известково-щелочные разности. Ограничено развиты высокотитанистые надсубдукционные составы. Кроме этого, среди вулканитов встречаются шошониты, а среди даек – породы, сопоставимые с вулканитами бонинит-марианитового ряда.

Предполагается, что сонахождение в единых дайковых роях и вулканических разрезах различных геохимических типов пород, имеющих разноглубинные источники, а также широкое развитие дайковых роев, свидетельствует о крутом наклоне палеозоны субдукции и о проявлении интенсивных процессов надсубдукционного растяжения в теле палеодуги.

На северо-западных отрогах хр. Пекульней (гора Ворон), из-под вулканогенноосадочных накоплений ОЧВП, вскрывается к ремнисто-терригеннобазальтовый комплекс раннемелового возраста. В его строении принимают участие базальты, их агломераты и гиалокластиты, с прослоями и линзами черных кремнистых аргиллитов, алевролитов и реже туфосилицитов, с редкими остатками перекристаллизованных радиолярий. Основание разреза не вскрыто, видимая мощность отложений достигает 800 м. Возраст определяется находками позднеберриасских-ранневаланжинских бухий.

По геохимическим характеристикам базальты комплекса приближены толеитам COX ( $La_N/Yb_N = 0.82-1.13$ ), отличаясь от них повышенными концентрациями P, La, крупных литофилов (Rb, Ba, K, Sr), при выраженном относительном обеднении Ta, Nb, т.е. имеют выраженную надсубдукционную компоненту [Морозов, 1996]. Наряду с этим сильная пористость базальтов свидетельствует о высоком давлении летучих в расплаве и о незначительных глубинах их излияний, а ассоциация лав с тонкими алеврито-глинисто-кремнистыми породами, содержащими редкие радиолярии и постоянную пирокластическую примесь, при отсутствии следов привноса крупного аллотигенного материала, свидетельствует о формировании комплекса в водной среде на относительном удалении от зон лавинной седиментации, при постоянном влиянии области с дифференцированным эксплозивным вулканизмом. Эти особенности позволяют рассматривать комплекс в качестве фрагментов коры задугового бассейна, образовавшейся в зоне вторичного растяжения в тылу конвергентной границы плит.

Аккреционная призма Пекульнейского сегмента слагает юго-восточные склоны хребта и представляет собой пакет тектонических чешуй и пластин западной и восточной вергентности, в ряде случаев стоящих субвертикально и иногда деформированных. В строении чешуй принимают участие океанический кремнисто-вулканогенный комплекс среднеюрско-раннемелового возраста и склоновые образования раннемелового тектоно-гравитационного микстита.

Кремнисто-вулканогенный комплекс имеет трехчленное строение. В его видимом основании выделен горизонт, нацело сложенный пластинообразными телами параллельных диабазовых даек (мощность ~1 км). Над дайками расположены пиллоу-базальты (мощностью 600-800 м), перекрытые породами осадочного чехла (до 100-150 м). При изучении разрезов выявлена следующая закономерность в строении и составе пород осадочного чехла. В верхней части лавового горизонта осадочные породы представлены осадочными, гидротермально-осадочными и гидротермальными силицитами и, реже, карбонатами, выполняющими интерстиции между лавовыми подушками или образующими единичные невыдержанные прослои. Вверх по разрезу они сменяются красными плитчатыми окисленными радиоляритами и железисто-глинистыми силицитами. На уровне перехода от лав к осадочным породам выявлено локальное развитие эдафогенных брекчий, состоящих из обломков базальтов, диабазов и радиоляритов, сцементированных железо-марганцевым окисным материалом с радиоляриями. В верхней части осадочного чехла преобладают кремнистые аргиллиты и железистые глинистые силициты. Венчают разрез пачки чередования зеленых туфосилицитов, черных туфоалевролитов и псаммитовых туффитов. Кремнистая часть осадочного чехла датируется по радиоляриям интервалом от байосского яруса до раннего мела включительно [Ставский и др., 1994]. Алевропелиты содержат бухии верхней части валанжинского яруса.

Породы кремнисто-вулканогенного комплекса в линейных зонах, приуроченных к западной части выходов, испытали неравномерно проявленный метаморфизм в зеленосланцевой, с переходами к глаукофан-сланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. В отдельных случаях из метакремней выделены позднеюрско-неокомские радиолярии.

Среди магматических пород наибольшее распространение имеют толеиты СОХ. К ним относятся диабазы дайкового горизонта и большая часть лав ( $La_N/Yb_N = \pm 0.55 - 0.81$ ). Они образуют фракционированный (от оливиновых до ферротолеитов) ряд, наиболее близкий по параметрам к базальтам ВТП, и не несут следов влияния зоны субдукции. К породам этой группы относятся также и зеленосланцевые метаморфиты. Породы второй группы имеют локальное развитие в верхних частях лавового горизонта и представлены базальтами "обогащенного" типа (E-MORB) и внутриплитными базальтами, среди которых, в свою очередь, выделены разности аналогичные толеитовым и щелочным базальтам Гавайских островов и гавайитам ( $La_N/Yb_N = 3.8-11.5$ ; Nb до 42 г/т).

Предполагается, что формирование кремнисто-вулканогенного комплекса происходило в СОХ с низкой батиметрией и высокой скоростью спрединга. Появление туфотерригенных пород в верхней части разреза свидетельствует о приближении океанической коры к конвергентной границе плит в поздневаланжинское время. Пройденный при этом путь оценивается величиной от 1500 до 2500 км [Ставский и др., 1994].

Хаотические накопления тектоно-гравитационного микстита (с олистолитами и олистостромовыми горизонтами) сильно тектонизированы и представляют собой фрагменты в разной степени стратифицированных пачек, ограниченных близвертикальными нарушениями. Матрикс микстита разнороден и сложен туфогенными алевролитами и аргиллитами, песчаниками, гравелитами, разнообломочными брекчиями, кремнистыми туфоаргиллитами, туфосилицитами, туффитами и разнообразными смешанными типами пород. Возраст формирования микстита, на основании выделенных из матрикса радиолярий, определен как раннемеловой [Морозов, 1992]. В ряде случаев видимым основанием микстита служат тектонизированные и счешуенные фрагменты кремнисто-вулканогенного комплекса, блоки диафторированных амфиболитов и плагиогнейсов, а также метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации, предположительно по породам кремнисто-вулканогенного комплекса.

В строении микстита участвуют несколько породных ассоциаций, при формировании которых поступление осадочного материала происходило различными путями и с различной динамикой. Обломочный материал поступал как за счет разрушения выступов основания дна (эдафогенный материал), так и за счет перемещения и неоднократного переотложения с разных гипсометрических уровней полимиктового терригенного материала, при постоянном влиянии дифференцированных эксплозий. Различаются породы сходные с отложениями неразвитых гравитационных потоков – зерновых и пастообразных, а также с гемипелагитами, в которых определяющую роль играло фоновое осаждение терригенного, пирокластического и биогенного (планктон) материала. Установлено широкое развитие оползневых явлений и синседиментационной, а также ранней постседиментационной (додиагенетической) тектонизации пород. Характер седиментационных структур и текстур указывает на направление понижения склона и перемещения потоков осадочного вещества с запада на восток [Морозов, 1992]. Среди олистолитов встречаются как породы океанического кремнисто-вулканогенного комплекса, датированные радиоляриями средне-позднеюрского возраста, так и островодужные вулканиты и туфы, диафторированные метаморфиты, а также туффиты с остатками каменноугольных кораллов.

Анализ состава и строения тектоно-гравитационного микстита позволил сделать вывод, что его формирование происходило на террасированном склоне приостроводужной части желоба, сложенном аккретированными комплексами верхних частей океанической коры.

Особое положение в структуре Пекульнейского сегмента занимает готеривский пикрит-базальтовый вулкано-плутонический комплекс. В настоящее время пикритбазальтовый комплекс превращен в мономиктовый меланж, матрикс и блоки которого различаются лишь степенью переработки. Блоки, сложенные породами других комплексов, приурочены к границам меланжа и представляют фрагменты рамы и ее основания.

Первоначальный облик и последовательность формирования пикрит-базальтового комплекса восстанавливается в следующем виде. "Нижняя" часть комплекса сложена пикритами, пикритобазальтами и меланобазальтами, образующими потоки лав и горизонты вулканических брекчий и гиалокластитов, иногда расслоенных вулканомиктовыми или туфогенными песчаниками и алевролитами. Туфогенноосадочные породы, гиалокластиты и вулканические брекчии часто несут следы перемыва и сортировки водными течениями разной интенсивности. А "верхней" части комплекса преобладают базальты, образующие мощные (до 1000 м) наслоения различных по морфологии потоков. Среди них встречаются горизонты туффитов, тефроидов, туфопесчаников и туфогравелитов, которые иногда содержат обильные, но фрагментированные остатки мелководных организмов. Для верхних частей базальтового разреза характерны мелкие линзы органогенно-обломочных (мшанковых) известняков и маркирующие горизонты переслаивающихся кислых пепловых и зернистых туфов, грубообломочных (до бомбовых) ксенотуфов и спекшихся туфов риолитов.

С эффузивами пикрит-базальтового комплекса связаны многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузивные тела. В верхней базальтовой части сосредоточены преимущественно силлы габбро-диабазов, тогда как в нижней части локализуются тела ультраосновного и основного состава. Для краевых частей гипабиссальных интрузий перидотитов, так же как и для ряда пикритовых лав, установлено наличие закалочных структур типа пироксеновый спинифекс.

С комплексом тесно пространственно и структурно связаны блоки грубообломочных накоплений – плохо сортированных и стратифицированных, полимиктовых, вулканомиктовых и туфогенных конглобрекчий и гравелитов, мощностью до 500 м. Состав обломочного материала (разнообразные вулканиты и туфогенноосадочные породы, граниты, диориты, амфиболиты, метаморфические сланцы, кварциты, роговики, скарны, переотложенные позднеюрские бухии) свидетельствует, что источником служили разнообразные породы Пекульнейской дуги.

Геохимическая специализация пикрит-базальтового комплекса свидетельствует о его формировании в условиях раскола островодужной постройки (интрадуговой рифт).

Основные этапы постаккреционных деформаций в Пекульнейском сегменте устанавливаются при анализе строения многоярусного неоавтохтонного чехла. Нижняя часть неоавтохтона сложена флишоидной туфотерригенной толщей, развитой только на восточных склонах хребта и имеющей плавающую возрастную границу базального горизонта, от позднего готерива-баррема на севере хребта (Г.И. Агальцов и др., 1986 г.) до баррема-апта на юге (А.А. Мануйлов и др., 1983 г.). Эти отложения смяты в напряженные, вплоть до изоклинальных, складки субмеридионального простирания, часто с субвертикальной или наклонной (на север



Рис. 15. Блок-диаграмма Пекульнейского сегмента в волжское-берриасское время

1 – раннемеловые туфотерригенные отложения; 2 – новообразованная кора задугового бассейна; 3 – позднеюрский-раннемеловой (островодужный) вулкано-плутонический комплекс; 4 – океаническая кора; 5 – комплексы допозднеюрского гетерогенного основания Пекульнейского сегмента нерасчлененные; 6 – меланократовое основание литосферы; 7 – направления относительного перемещения плит; 8 – основные траектории миграции мантийных выплавок

и юг) ориентировкой шарниров. В западной части структура отложений обычно осложнена складками волочения, отвечающими смещениям по левым сдвигам.

Состав отложений изменчив как по латерали, так и по вертикали. Это разнообразные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и туффиты. Устанавливается смена с запада на восток и вверх по разрезу фаций, отвечающих флюксотурбидитам и неразвитым гравитационным потокам, на фации турбидитов при последующем обмелении и накоплении осадков в зоне волнового воздействия. Формирование отложений происходило в интервале от позднего готерива-баррема до альба включительно. Максимальная мощность достигает 3000 м. Состав обломочного материала свидетельствует о размыве различных комплексов Пекульнейской дуги, ее основания и аккреционной призмы. Примечательно присутствие в нижних интервалах разреза (ручей Олень) горизонтов спекшихся стекловатых туфов пикритобазальтов. На севере хр. Пекульней верхняя часть отложений фациально замещается вулканогенно-терригенными накоплениями конца раннего мела, нижней части ОЧВП.

Вышележащая часть неоавтохтонного чехла представлена сеноман-туронскими и сенонскими туфотерригенными прибрежно-морскими и континентальными утленосными молассами. Они развиты уже по обоим склонам хребта и в отдельных межгорных впадинах в его осевой части, где залегают с несогласием на различных более древних комплексах, и с размывом на нижней части неоавтохтона. К северу эти отложения замещаются одновозрастными вулканическими накоплениями ОЧВП. Верхняя часть неоавтохтона сложена покровами палеоцен-эоценовых вулканитов и грубообломочными отложениями олигоцен-миоцена. Отмечается последовательное снижение степени деформаций неоавтохтонного чехла вверх по разрезу.



Рис. 16. Палеотектоническая реконструкция волжско-берриасского времени [Морозов, 1996]

I – микроконтиненты и их чехол; 2 – современная береговая линия; 3 – островные дуги; 4 – активный надсубдукционный вулканизм; 5 – терригенное и туфо-терригенное осадконакопление на склонах материков и островных дуг; 6 – океаническая кора; 7 – новообразованная кора задуговых бассейнов; 8 – задуговой спрединг; 9 – зоны тектонического скучивания во фронтальных частях островных дуг; 10 – зоны интенсивных коллизионных деформаций; 11 – зоны быстрой (а) и медленной (б) субдукции; 12 – сдвити и направления смещения по ним; 13 – направление движения блоков

Ч – Чукотский микроконтинент; ОМ – Омолонский микроконтинент; ПП – Палеопацифика; УМ – Удско-Мургальская островная дуга; Ан – Анюйский палеоокеан; П – Пекульнейский сегмент; отрезки Чукотского сегмента: К – Канчаланский; У – Ушканьегорский; З – Золотогорский

Характер строения и состава неоавтохтонного чехла свидетельствует о накоплении его нижней части в унаследованных углублениях рельефа, при синхронных деформациях, с последующим выравниванием и обмелением области седиментации. Накопление отложений неоавтохтонного чехла сопровождало три этапа перестройки регионального плана, которые фиксируются на уровне позднего готерива– баррема, границе альба и сеномана и позднего сенона–палеоцена.

Таким образом, разновозрастные образования хр. Пекульней составляют латеральный и вертикальный ряд структурно-вещественных комплексов, слагающий деформированный фрагмент позднеюрско-раннемеловой островодужной системы и перекрывающий его многоярусный неоавтохтон. С запада на восток последовательно выделяются: вулканогенно-осадочный комплекс задугового бассейна (берриас-валанжин); вулкано-плутонический комплекс поднятия палеодуги (волгаготерив); комплексы фронтальной авулканической части палеодуги (аккреционный клин), включающие в себя аккретированные фрагменты палеоокеанической коры (байос-валанжин) и раннемеловые склоновые отложения с хаотическими горизонтами. Это позволяет уверенно восстановить восточную полярность Пекульнейского сегмента Удско-Мургальской дуги (рис. 15, 16). Чукотский сегмент. Чукотский сегмент Удско-Мургальской палеостроводужной системы представлен Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским блоками. Они являются субширотным продолжением конвергентной границы и представляют собой ее фрагменты, которые кулисообразно наращивают друг друга с северозапада на юго-восток. Современное положение этих сегментов, вероятно, обусловлено правосдвиговыми смещениями. Их пространственные границы определяются по различиям структурного рисунка и положению разнозначимых аномалий поля силы тяжести. Ушканьегорскому и Золотогорскому отвечают высокоградиентные положительные аномалии, а швы, вдоль которых происходили их столкновения и сдвиговые перемещения, маркируются контрастными линейными отрицательными аномалиями. Канчаланский сегмент не имеет яркого выражения в геофизических полях, что объясняется широким развитием в его пределах раннемеловых гранитоидов, кислых вулкано-плутонических образований ОЧВП и, существенно, сиалическим характером фундамента.

Канчаланское поднятие занимает территорию Танюрер-Канчаланского междуречья, где большая его часть перекрыта вулканитами ОЧВП и палеоцен-эоцена. Он имеет складчато-блоковое строение и в его структуре выделяются: позднепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс; комплекс позднеюрских-раннемеловых туфотерригенных и вулканогенно-терригенных образований и синхронных им субвулканических тел; комплекс раннемеловых интрузий.

Породы позднепалеозойского комплекса являются единственным видимым основанием для позднеюрских-раннемеловых накоплений и представлены в разной степени метаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-карбонатно-терригенными и карбонатно-туфотерригенными отложениями (до 2400 м). Обычно они вскрываются в пределах изометричных куполовидных поднятий или удлиненных валов, часто осложненных более поздними тектоническими нарушениями. Позднепалеозойские вулканиты образуют единый дифференцированный ряд от трахиандезитов до трахириолитов и по своим геохимическим характеристикам практически идентичны высококалиевым известково-щелочным вулканитам Андийской окраины [Морозов, 1996]. Подобные особенности свидетельствуют о достаточно зрелом (сиалическом?) характере их фундамента. Однако, наряду с этим, вдоль южной границы сегмента в раннемеловых гранитоидах присутствуют крупные ксенолиты габбро-амфиболитов и метагипербазитов, что, вероятно, указывает на гетерогенный и конструктивный характер фундамента Канчаланского сегмента.

Комплекс позднеюрских-раннемеловых отложений имеет крайне ограниченное распространение, вскрываясь в небольших эрозионных окнах из под наложенных вулканических образований позднего мела и кайнозоя, а также на флангах купольных структур. Время накопления этих отложений заключено в интервале от волжского яруса до валанжина включительно.

На северо-восточной окраине Канчаланского сегмента, по данным Г.И. Богомолова (1986 г.), развиты флишоидные отложения, представленные ритмичным чередованием вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (1100 м). Вдоль южной окраины сегмента в позднеюрское-раннемеловое время происходило накопление толщи тонкого переслаивания кремнистых и известково-кремнистых, иногда красных, алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых туфогенных песчаников, т.е. отложений, где высока роль гемипелагических фаций, характерных для преддуговых регионов. У северо-западной границы сегмента в составе отложений преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты и алевролиты (до 900 м), содержащие варьирующую долю туфового материала и переотложенной вулканокластики и отвечающие по строению отложениям проксимальных гравитационных потоков осадочного вещества. В западной части, вдоль границы Канчаланского и Пекульнейского сегментов, в строении отложений значительную роль начинают играть лавы и туфы андезитов и риолитов (1000 м). В центре Канчаланского сегмента позднеюрско-раннемеловые отложения также фациально изменчивы. Здесь выходят как толщи, сложенные туфоалевролитами, конгломератами, туфами, в том числе бомбовыми, и пуддингами (мощность до 500 м) [Морозов, 1996], т.е. отложениями, приближенными к вулканическим аппаратам, так и толща, сложенная алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с ленточной и косой слоистостью, с многочисленными растительными остатками (Г.И. Богомолов, 1986 г.). Подобные отложения сопоставимы с озерными фациями.

Как плутонические члены позднеюрского-раннемелового комплекса выделяются силлы и дайки пикрит-диабазов и габбро-диабазов, прорывающие отложения волжского яруса. По геохимическим характеристикам они образуют единый дифференцированный ряд составов и по своим особенностям:  $(La_N/Yb_N = =0,23-0,71)$ ; дефицит Та, Nb при относительном обогащении крупными литофилами; отвечают производным истощенных мантийных источников, испытавших вторичное избирательное обогащение над зоной субдукции. Образование этих пикрит-диабазов и габбро-диабазов, приуроченных к границе Канчаланского и Пекульнейского сегментов, связывается со сдвиговыми смещениями сегментов друг относительно друга, при незначительном растяжении [Морозов, 1996].

Комплекс раннемеловых интрузий имеет весьма широкое распространение в пределах Канчаланского сегмента, занимая более половины площади выходов доверхнемеловых образований. Породы комплекса слагают тела с относительно однородным или сложным зональным строением, неправильной овальной или удлиненной формы, выходящие в ядерных частях куполовидных поднятий или валов. Выделяются два типа интрузивных тел.

Первый тип приурочен к западной границе сегмента и представлен зональными телами с расслоенными габброидами в центральных частях, сменяющихся вверх и по периферии амфиболовыми лейкогаббро, габбро-диоритами, и метаморфизованными микрогаббро. Внешняя оторочка массивов сложена гнейсовидными гранитами и чередующимися пара- и ортометаморфитами. Строение подобных тел свидетельствует об их становлении на фоне общего сжатия вмещающей коры. По составу породы основной части плутонов сопоставляются с толеитовыми и низкокалиевыми известково-щелочными производными надсубдукционного генезиса. Радиологический возраст плагиогранитов из внешней оболочки плутонов определен К-Аг методом и составляет 120 ± 7 млн лет [Морозов, 1996].

Интрузии второго типа сложены диоритами и гранитоидами, с вариациями состава в этих пределах. Им также сопутствуют зональные динамотермальные метаморфические ореолы, а породы краевых частей имеют гнейсовидное строение. В южной части сегмента в массивах встречаются ксенолиты ультраосновных и основных пород. По своим геохимическим параметрам [Морозов, 1996] породы этих интрузий сопоставляются с гранитоидами андезитового ряда [Кузьмин, 1985], гранитоидами вулканических дуг (Pearce, 1984 г.) и сближаются с высококалиевыми вулканитами известково-щелочной серии активных континентальных окраин. Особенности строения и состава массивов позволили сделать вывод об их смешанном надсубдукционно-коллизионном (мантийно-коровом) генезисе.

Характер строения и состава позднеюрских-раннемеловых комплексов Канчаланского сегмента указывает, что в этот период он маркировал конвергентную границу и имел южную полярность (в современных координатах), однако в этот период субдукция протекала вяло, что было связано либо с косым схождением плит, либо с низкой скоростью движения океанической плиты, и основная реализация надсубдукционного магматизма происходила в интрузивной форме. К середине раннего мела Канчаланский сегмент испытал значительные стрессы, приведшие к формированию в его западной части структур типа метаморфических валов, а в центральной части – гранито-купольных.

Ушканьегорский и Золотогорский поднятия (бло-

к и). Достоверные допозднеюрские образования в пределах этих сегментов неизвестны, и здесь из-под наложенных вулканогенно-осадочных накоплений позднего мела и кайнозоя вскрываются два комплекса: позднеюрско-раннемеловой вулканогенно-осадочный и раннемеловой интрузивный.

Комплекс позднеюрско-раннемеловых вулканогенно-осадочных отложений весьма сильно дислоцирован, прорван разновозрастными гранитоидами и, в ряде случаев, интенсивно метаморфизован. Основание отложений не вскрыто. В хр. Золотом развиты пространственно сближенные образования смежных фациальных зон, датированные в отдельных разрезах фаунистическими остатками. В их составе выделяются позднеюрско-раннемеловые как грубые терригенные отложения, сложенные, по данным В.Д. Кичанова (1978 г.), метаморфизованными песчаниками и гравелитами (до 1400 м), так и существенно вулканогенные, состоящие из чередования метаморфизованных вулканитов основного, среднего и кислого состава (до 100 м). На метавулканитах с несогласием залегают вулканомиктовые терригенные отложения готерива (1800 м), имеющие регрессивный характер строения разреза и представленные аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами.

Сходная картина выявляется и для Ушканьегорского поднятия. Здесь в качестве аналогов позднеюрско-раннемеловых вулканогенно-осадочных отложений можно рассматривать толщу (235 м) метаморфизованных песчаников и алевролитов (В.Д. Кичанов, 1979 г.) и толщу (260 м) базальтов, андезитов и их туфов, прорванную раннемеловыми гранитоидами и перекрытую с несогласием накоплениями ОЧВП.

В составе раннемелового интрузивного комплекса преобладают синметаморфические гранитоиды, занимающие около половины площади рассматриваемых поднятий. Среди них выделяются две основные переходящие друг в друга разности: двуслюдяные и биотитовые лейкограниты; гранито-гнейсы и теневые мигматиты, выходящие в ядрах структур типа метаморфических валов, окруженных зональными метаморфическими оболочками. На существование более древних, дометаморфических гранитоидов указывает обилие в неокомских гравелитах обломков плагиогранитов и микропегматитов. Наряду с этим анатектическая природа значительной части гнейсов и мигматитов (Ю.А. Дорт-Гольц и др., 1982 г.) предполагает наличие в составе исходного субстрата тел гранитного состава.

К раннемеловому интрузивному комплексу достаточно условно можно отнести и тела габбро, норитов и полевошпатовых перидотитов, вскрывающиеся в поле развития позднеюрских-раннемеловых отложений и среди более поздних накоплений ОЧВП. Однако отсутствие вокруг этих тел каких-либо следов высокотемпературных ореолов позволяет их рассматривать как выведенные на поверхность вдоль тектонических нарушений (Ю.А. Дорт-Гольц и др., 1982 г.). Наиболее вероятно, что эти тела имеют протрузивно-тектонические границы, либо слагают остатки шарьяжных пластин, а их корни следует искать в сутурной зоне, разделяющей Ушканьегорский и Золотогорский сегменты.

Синтез имеющихся материалов свидетельствует об островодужной природе позднеюрско-раннемеловых комплексов хр. Золотого и Ушканьих гор (см. рис. 16). Однако, наиболее вероятно, что здесь наблюдается два сегмента островодужной постройки – Ушканьегорский и Золотогорский, сутурный шов между которыми выделяется высокоградиентным минимумом поля силы тяжести и проходит по впадине рек Волчиха и Тнеквеем. Распространенный в пределах обоих сегментов зонально-метаморфический комплекс, со слагающими его анатектическим и гранитоидами, в таком случае является показателем коллизии микроконтинентальных масс, т.е. оба сегмента, имевшие основание сиалического или переходного типа, испытали столкновение во второй половине раннего мела, что привело как к формированию метаморфических валов, так и к шарьированию склоновых отложений и пород меланократового основания.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Вдоль границы Азиатского континента, от Монголо-Охотской складчатой области на юге и до Чукотского п-ова на севере, прослеживается протяженный пояс вулканогенно-осадочных пород верхней юры-нижнего мела, маркирующих конвергентную границу Евразийской плиты и северо-западной части Мезопацифики. Особенности вулканизма, формационный состав, смена континентальных образований морскими и океаническими фациями в направлении к океану позволяют реконструировать зону перехода континент-океан, которая характеризовалась сложным строением, изменчивыми по простиранию латеральными рядами палеоструктур и гетерогенным фундаментом.

В Удско-Ульинском, Охотском и Кони-Пьягинском сегментах реконструируется только вулканическая часть островодужной системы с элементами тыловой части. Островодужные комплексы залегают на гетерогенном основании: Сибирский кратон, Верхоянский комплекс, Охотский микроконтинент и Кони-Тайгоносская позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга. Следовательно позднеюрско-раннемеловая конвергентная граница располагалась косо по отношению к более древнему сгруктурному плану.

В Кони-Пьягинском сегменте в юго-восточной полустровной части наблюдается увеличение морских фаций, что свидетельствует о приближении в этом направлении к внешней части вулканической дуги, которая на остальной территории скрыта под водами Охотского моря. Отсутствие в тылу дуги морских отложений определяет ее положение на краю континента и здесь можно достаточно уверенно говорить об окраинно-континентальном поясе.

Петро-геохимические данные для вулканогенных толщ этих сегментов фрагментарны. Анализ имеющихся петрохимических данных опубликованных [Филатова, 1988] и фондовых свидетельствует о дифференцированном составе вулканитов от базальтов до дацитов и липаритов (см. табл. 1). Их общей чертой является высокая глиноземистость, которая снижается в более кислых разностях (от 20–21 до 15–16 мас.%), умеренная и низкая магнезиальность. Выделяются две группы вулканитов основного и средне-основного состава. К первой относятся умереннотитанистые низкощелочные эффузивы (содержание TiO<sub>2</sub> менее 1 мас.%), которые могут быть сопоставлены с низкокалиевыми островодужными толеитами. Вторую группу образуют высокотитанистые разности (содержание TiO<sub>2</sub> до 2,59 мас.%). Среди них присутствуют разности как с умеренной, так и с повышенной щелочностью, относящиеся к толеитовой и известково-щелочной сериям. Подобные составы могут быть сопоставлены с высокотитанистыми вулканическими сериями, известными в пределах древних активных континентальных окраин (Анды, Охотско-Чукотский и Уяндина-Ясачненский пояса).

В Тайгоносском и Пенжинско-Анадырском сегментах восстанавливается латеральный ряд структур: вулканическая дуга – предостроводужная часть – аккреционная призма – желобокеаническая плита. Фундаментом островной дуги служили структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккретированные к ней террейны, в том числе палеозойские офиолиты Ганычаланского, Усть-Бельского террейнов. Отсутствие в тылу морского бассейна также указывает на окраинно-континентальное положение островодужных образований. Край Азиатского континента здесь был сложен структурами Омолонского супертеррейна, причленившегося к этому времени к Сибирскому кратону, и аккретированных комплексов Кони-Тайгоносской островной дуги.

Согласно петрографическим данным среди вулканитов этой части Удско-Мургальской дуги отсутствуют признаки, которые указывали бы на океанический фундамент. Более того, имеется определенное сходство с вулканитами Анд и ОЧВП, хотя этот вопрос требует специального обсуждения и привлечения новых аналитических данных. Тем не менее на основании геологических материалов есть все основания предполагать, что формирование Удско-Мургальской вулканической дуги происходило на достаточно зрелой коре в условиях энсиалической островной дуги или окраинно-континентального вулканического пояса.

Иная картина наблюдается в Пекульнейском сегменте, в котором островодужные комплексы удско-мургальского этапа залегают на гетерогенном фундаменте, включавшем как фрагменты нижней части континентальной коры, так и океанической литосферы. Подобного рода фундамент можно называть конструктивным, так как его формирование было обусловлено процессом вертикальной аккреции, обеспечившей тектоническое совмещение разнообразных по возрасту, составу, палеотектонической природе и глубинности структурно-вещественных комплексов.

Здесь также восстанавливается латеральный ряд структур островная дугапредостроводужная часть-аккреционная призма-желоб-океаническая плита (см. рис. 15). Кроме того, в тылу дуги располагался задуговой бассейн, который образовался в результате раннемелового спрединга внутри Южно-Анюйского океанического бассейна (см. рис. 16). Надо отметить, что природа этого бассейна недостаточно ясна. Однако можно предположить, что в это время Южно-Анюйский бассейн представлял собой отшнурованное от Мезопацифики краевое море типа Берингова. Большая часть этого бассейна соответствовала современной Алеутской котловине, а в тылу Пекульнейского отрезка дуги возник новообразованный спрединговый бассейн типа Командорской котловины. В тоже время вдоль северного края Южно-Анюйского океанического бассейна (краевое море или система междуговых бассейнов) располагался обширный шельф Чукотского микроконтинента с зонами субдукционного вулканизма, вдоль которых продолжалось поглощение океанической коры.

Восточная Чукотская ветвь конвергентной границы маркируется тремя отрезками – Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским. Они также имели разное и, вероятно, гетерогенное основание. В Канчаланском поднятии это фрагменты позднепалеозойской зрелой надсубдукционной вулканической постройки и невскрытый, вероятно, сиалический древний фундамент, с фрагментами меланократовых комплексов вдоль границ сегмента. В Золотогорском и Ушканьегорском поднятиях основание, вероятно, было конструктивным, переходного типа.

Чукотский сегмент островной дуги, по всей вероятности, также отделял Мезопацифик от восточной части Южно-Анюйского бассейна и сопряженных с ним структур Чукотского п-ова (см. рис. 16). Подтверждением могут служить вулканогенно-кремнистые комплексы Колючинско-Крестовской зоны. Однако реальных доказательств, которые можно было бы привести на уровне конкретных океанических структурно-вещественных комплексов Южно-Анюйского бассейна и Мезопацифики на этом отрезке нет. В первую очередь это связано с широким распространением наложенных постаккреционных образований ОЧВП, Анадырско-Бристольского пояса, а также мощного чехла позднемеловых-кайнозойских впадин.

По сравнению с Пекульнейским сегментом вдоль Чукотской ветви поглощение океанической коры происходило достаточно вяло, что могло быть связано с тем, что на этом отрезке была граница плит и представляла собой зону скольжения.

Таким образом, Удско-Мургальская островодужная система может быть продолжена к северу от Пенжинско-Анадырского сегмента и надстроена в этом направлении Пекульнейским и Чукотским сегментами. Она маркировала конвергентную границу Азиатского континента и Мезопацифики. Структуры, формировавшиеся вдоль этой границы, по своему облику напоминают современную Курило-Камчатскую дугу, но с обратной полярностью. Удско-Мургальская система была "заякорена" к континенту и в южной и центральной частях была типичным окраинноконтинентальным поясом. На широте Пекульнейского сегмента это уже была островная дуга, в тылу которой располагался Южно-Анюйский океанический бассейн (см. рис. 16).

Главные складчатые дислокации в структурах Удско-Мургальской дуги происходили в предпозднемеловое время. Это доказывается несогласным налеганием вулканогенных образований ОЧВП, а в Тайгоносском и Пенжинско-Анадырском сегментах развит постаккреционный осадочный чехол (маметчинская свита) с позднеальбским возрастом базальных конгломератов, которые содержат обломки островодужных вулканитов и гранитов.

Время заложения Удско-Мургальской островодужной системы относится к волжскому ярусу, что определяется структурными несогласиями и тектоническими перестройками. Однако нижняя и верхняя хроностратиграфические границы могут скользить во времени, что наблюдается при сравнении возрастов базальных горизонтов, верхних частей разрезов и перекрывающих отложений в пределах отдельных сегментов. По всей видимости, это типичная особенность геологических систем, формирование которых связано с крупными тектоническими перестройками (бифуркациями). Этот вывод в полной мере относится и к проблеме времени заложения ОЧВП. В таких случаях поиск решения должен быть направлен не на выделение какого-то одного стратиграфического рубежа, а на описание событий (флуктуаций), характеризующих особенности переходного этапа.

Говоря о реконструкциях позднеюрско-раннемеловой конвергентной границы Азиатского континента, надо отметить, что в пределах Корякско-Камчатского складчатого пояса достаточно часто встречаются фрагменты одновозрастных энсиматических островных дуг [Соколов, 1992; Ставский и др., 1988]. Однако их пространственное положение и принадлежность к какой-либо из известных конвергентных границ плит остаются неясными [Соколов, 1997; Соколов и др., 1997а]. Можно думать, что они первоначально располагались в более южных широтах, непосредственно продолжая Удско-Мургальскую структуру на широте Монголо-Охотского складчатого пояса и южнее. В этом случае они должны рассматриваться как часть той же конвергентной границы Азиатского континента.

Можно также предположить, что энсиматические дуги располагались во фронте Удско-Мургальской дуги, являясь частью (частями) дополнительной плиты (или микроплит) типа Филиппинской. В этом случае зона перехода Азиатский континент-Северо-Западная Пацифика имела сложное, эшелонированное строение, не имеющее актуалистического аналога, поскольку в тылу энсиматических дуг должна была располагаться окраина андийского типа. Нельзя также исключать, что аллохтонные островодужные террейны не имеют никакого отношения к Евразийской плите и Северо-Западной Пацифике, но эта проблема требует специального обсуждения.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (грант 99-05-65649) и ИНТАС (грант 96-1880).

### ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 136 с.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 273 с.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
- Анциферов Е.А., Песков Е.Г. Стратиграфия меловых отложений в бассейне рек Гижига и Парень // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межведомств. стратигр. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1975. С. 103–104.

- Белый В.Ф. Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 228–232.
- Белый В.Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981а. № 7. С. 36–47.
- Белый В.Ф. Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология. 19816. № 6. С. 14–18.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч. 1. Стратиграфия докайнозойских образований: Геология ультрамафитов и габброидов: Препр. / Сев.-вост. комплекс. НИИ. Магадан, 1985. 57 с.
- Бельтенев Е.Б., Лебедев Е.Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 407–410.
- Битюцкая П.И., Братцева Г.М., Громов В.В., Давыдова Г.Д., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. О возрасте меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Там же. 1979. Т. 247, № 3. С. 635-638.
- Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.В. Результаты определения абсолютного возраста Аг-Аг методом магматических и метаморфических пород Тайгоноса // Докл. РАН. 1999а.
- Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. Геодинамические обстановки мезозойского вулканизма юго-восточной части полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1999б.
- Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулкано-тектонической депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1980. Вып. 25. С. 74–84.
- Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.И. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63-69.
- Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 66–69.
- Геологическая карта СССР. (Новая серия). Масштаб 1:1000000. Карта дочетвертичных образований / Авт. В.А. Бержховская, В.И. Кричевец; Ред. А.Л. Ставцев. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000000. (Новая серия). Листы О-56 (Магадан), Р-56, 57 (Сеймчан). Объяснительная записка / Ред. М.Л. Гельман. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 112 с.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л., Ставцев А.Л. Геологическое строение Ульинского прогиба // Сов. геология. 1980. № 3.
- *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: Геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 65-76.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н. О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1988. Т. 117, № 3. С. 276–293.

- Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
- Иванов В.В., Похиалайнен В.П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 70–107.
- Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнистовулканогенных комплексов м. Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 69–79.
- Кайгородцев Г.Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1954. Вып. 8. С. 101–127.
- Колясников Ю.А., Красный ЛЛ. О тектонической позиции ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 121–125.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Там же. 1987. № 1. С. 3–24.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 363 с.
- Кузъмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Мигович И.М. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1972. 24 с.
- Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н. и др. Рубидий-стронциевые системы меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 69–82.
- Михайлов А.Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа // Петрографический сборник. Л., 1962. № 4. С. 111–133.
- Морозов О.Л. Палеоостроводужная система хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 120–172.
- Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 28 с.
- Морозов О.Л., Симонов В.А. Комплекс даек хребта Пекульней (Чукотка) // Сов. геология. 1988. № 10. С. 54-61.
- Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отеч. геология. 1995. № 2. С. 49-53.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
- Некрасов Г.Е., Ляпунов С.М. Меланократовый фундамент хребта Пекульней (Чукотка) и направленность эволюции литосферы палеоокеанических зон северо-западного обрамления Тихого океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. С. 162–166.
- Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Pb-Pb термоизохронный возраст // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183–199.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозонд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Похиалайнен В.П. Сравнительная характеристика некоторых разнофациальных разрезов неокома Анадырско-Корякской складчатой области // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ АН СССР, 1970. С. 120–140.
- Силантьев С.А., Соколов С.Д., Бондаренко Г.В., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Геохимия и петрология высокобарических амфиболитов в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1139–1147.

- Симаненко В.П., Говоров И.Н., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г. Фундамент вулканических поясов и палеоостровные дуги // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 115–125.
- Соколов С.Д. Офиолитовые и офилитокластовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника. 1979. № 3. С. 76-88.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 42–69.
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин А.А. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47-62.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: Проблемы и неопределенности // Там же. 1997а. № 6. С. 72–90.
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // Стратиграфия и геол. корреляция. 19976. Т. 5, № 6. С. 73-84.
- Ставский А.П., Березнер О.С., Морозов О.Л. Офиолитовые комплексы Корякской аккреционной области // Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М., 1994. С. 49–114.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника, 1988. № 6. С. 32-42.
- Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Умитбаев Р.Б. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 109–114.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северозапада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1993. 31 с.
- Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские-нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.
- Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
- Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. № 4. С. 7–11.
- Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1995. 122 с.
- Bondarenko G.Ye., Sokolov S.D. Wrench faults in the Southwestern Taygonos Peninsula // Geol. Pacific Ocean. 1997. Vol. 13. P. 339-350.
- Chekhov A.D., Palandzhyan S.A. Exotic terranes of Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // Proc. Intern. conf. on Arctic Margin. Magadan, 1995. C. 176–178.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Aleksutin M.V., Chamov N.P., Khudoley A.K., Layer P., Lutchitskaja M.V., Silantiev S.A. The Eastern Siberia Mesosoic convergent margin evolution (the Taigonos segment, NE of Russia) // L.P. Zonenshain Memor. conf. on plate tectonics. Moscow, 1998. Abstr. P. 95-96.

# ТРАНСЕВРАЗИЙСКИЙ ПРАВЫЙ СДВИГ ВДОЛЬ ЛИНИИ ТОРНКВИСТА И ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ КИНЕМАТИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ

### М.Л. Копп

Геологический институт РАН

Согласно давней мобилистической традиции, ведущей начало еще от работ Э. Аргана [1935], новейший орогенез Евразии считается результатом внедрения в ее южный край фрагментов Гондваны. Сама Евразийская плита рассматривается при этом как не более чем пассивный и неподвижный объект деформации [Арган, 1935; Копп, 1997; Tapponnier, Molnar, 1976]. Ее дробление на микроплиты происходит только рядом с конвергентными активными окраинами — в связи с коллизией в Альпийском поясе, либо с субдукцией на западе Тихого океана [Зоненшайн, Савостин, 1979; Хаин, 1984; Tapponnier, Molnar, 1976].

Вместе с тем, факт наличия таких заметных внутриплитных структур, как удаленные от краевых подвижных поясов новейшие орогены Тимана и Урала, давно заставлял подозревать, что представление о единстве Евразийской плиты в кайнозое верно лишь в самом первом приближении. Об этом же свидетельствуют обобщенные Ю.Г. Леоновым [1995] данные по современной геодинамике Северной Евразии.

В настоящей статье делается попытка показать, что эта "условно стабильная Евразия" (как ее часто именуют) на самом деле представляла собой меняющийся во времени калейдоскоп субплит, которые зарождались у оси спрединга в Северной Атлантике—Арктике, но при этом двигались согласованно с дрейфом фрагментов Гондваны.

## ТРАНСЕВРАЗИЙСКИЙ ПРАВЫЙ СДВИГ

История вопроса. Усомниться в жесткости Евразии заставляет уже само по себе строение океанского ложа (рис. 1): как известно, Северо-Атлантический сегмент оси спрединга возник позже Азорско-Исландского (палеоцен и средний мел соответственно), и это могло вызвать кайнозойский правый сдвиг Восточной Евроны (вместе с Сибирью) относительно Западной. Имеется и благоприятная для подобного скольжения зона – линия Тейссейра–Торнквиста (далее – "линия Торнквиста"), разделявшая среды с разной вязкостью: герциниды Западной Европы, обладавшие в конце мезозоя еще достаточно подвижной корой, и гораздо более консолидированный Восточно-Европейский кратон.

Одним из первых обратил внимание на возможный правый сдвиг вдоль линии Торнквиста Р. Ван Беммелен в контексте развиваемой им теории геоундаций [Van Bemmelen, 1965]. В. Ярошевский [Jaroszewski, 1972] на основании данных по структуре Свентокшиских гор предположил правостороннее смещение в палеоцене вдоль польского края Восточно-Европейской платформы. В.Е. Хаин [1984] подчеркнул важную роль зоны разломов, пересекающей по диагонали Черное море в направлении Северо-Анатолийского правого сдвига. Одна из ветвей этого, Одесско-Синопского, линеамента трассировалась на разлом Печеняга-Камена в Добрудже, являющийся элементом линии Торнквиста. Кроме того, В.Е. Хаин [1985] обратил внимание на то обстоятельство, что в Атлантике на прямом продолжении последней находится Исландско-Фарерский поперечный порог.



Рис. 1. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста: генеральная диспозиция (геологическая основа взята с Международной тектонической карты Мира, м-6 1:45 000 000, 1982 г.)

1-4 – плиты и субплиты: 1 – Восточно-Европейская, 2 – Западно-Европейская, 3 – Афроаравийская,
4 – Северо-Американская; 5 – микроконтиненты в пределах океана; 6 – континентальный склон; 7-10 – океанская кора возраста: 7 – позднемелового, 8 – палеоцен-эоценового, 9 – олигоцен-миоценового,
10 – плиоцен-четвертичного; 11 – отмершие оси спрединга; 12 – Альпийский коллизионный пояс;
13 – трансформные разломы; 14 – Трансевразийский правый сдвиг

Однако впервые всю систему дислокаций, включающую не только собственно линию Торнквиста (в пределах платформы), но и ее продолжение в Альпийском поясе, стал рассматривать в качестве глобального мегасдвига Л.М. Расцветаев [1980]. Правосдвиговая природа этого так называемого Балтийско-Иранского линеамента доказывалась на основе его диагональной ориентировки к Альпийскому поясу, правостороннего смещения северной и южной границ последнего (трактуемого как результат кулисного расположения прогибов) и, наконец, неодинаковой ширины пояса по разные стороны пересекающего линеамента.

Хотя эти аргументы имеют довольно общий характер, требующий конкретизации, в целом с ними можно согласиться. Более спорной сейчас выглядит та часть представлений Л.М. Расцветаева, где предполагается очень древнее (мезозойское) заложение правого сдвига: во-первых, подобная датировка противоречит данным о времени коллизии Анатолии с Евразией, которая состоялась только в конце мела [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993] (иными словами, в мезозое еще не полностью сформировалась та среда, которую пересек сдвиг); во-вторых, она не увязывается со временем начала движения Западной Европы от Азорско-Исландской оси спрединга (рубеж юры-мела), ибо если линия Торнквиста тогда и проявляла себя как сдвиг, то это мог быть только левый сдвиг, что и доказывается рядом исследователей [Bergougnan, Fourquin, 1982; Norling, Bergström, 1987; Okay et al., 1994]. Не очень ясно поведение рассматриваемого линеамента и на наиболее молодой, плиоцен-четвертичной, стадии его развития, так как крупные внутриплитные дислокации этого времени в середине Восточной Европы не известны. Свою версию природы линии Торнквиста в мезозое-кайнозое выдвинули французские исследователи Турции А. Бергуньян и К. Фуркен [Bergougnan, Fourquin, 1982]. Согласно их трактовке, в триасе-юре, во время раскрытия океана Тетис, данная зона ("Мезоевропейский линеамент") работала как левый сдвиг, свидетельством чему, по мнению этих авторов, служит видимое левостороннее смещение южной границы Восточно-Европейской платформы (Мизийская плита при этом считается ее смещенным западным продолжением) и герцинских зон Балкан, Турции и Кавказа. После ларамийской коллизии Анатолийского блока с Евразией сдвиг претерпел инверсию и стал уже правым, что доказывается смещением фациальных зон Понта. Наконец, уже на неотектонической стадии развития южная часть линеамента была использована Северо-Анатолийским разломом, тогда как северная потеряла свою активность.

Автор обратил внимание на связь палеогенового правого сдвига вдоль линии Торнквиста с начавшимся в палеоцене отодвижением Восточной Европы от Гренландии [Копп, 1996]. Соответственно линия Торнквиста трактуется мною как внутриконтинентальное продолжение океанского трансформного разлома, берущего начало около зоны спрединга. Были рассмотрены [Копп, 1996] дополнительные аргументы в пользу правого сдвига. Для того чтобы подчеркнуть сквозной характер и исключительную роль последнего в развитии Евразийской плиты (обычно считающейся монолитной), он был назван "Трансевразийским".

В настоящей статье кайнозойская история Трансевразийского сдвига рассматривается более подробно. При этом мы ограничиваемся, главным образом, палеоген-раннемиоценовой стадией его развития, для которой в наибольшей степени, по мнению автора, очевиден правый сдвиг. Помимо того, здесь делается попытка проанализировать вопрос о границах Восточно-Европейской субплиты и высказывается гипотеза, объясняющая причины ее самостоятельного перемещения к юговостоку.

Рассматриваемый трансформный разлом протягивается на расстояние около 8000 км от Исландии до Загроса. Он ориентирован в целом СЗ 310° – ЮВ 130°, с очень пологой выпуклостью к юго-западу. Рассмотрим строение зоны сдвига для трех его главных отрезков.

Исландско-Фарерский сегмент. На самом северо-западе Европы линия Торнквиста разветвляется на два крупных шва: собственно линию Торнквиста и линию Зоргенфрея-Торнквиста [EUGENO-S Working Group, 1988]. Первая из них трассируется на Фарерско-Исландский порог (базальтовый щит, развивавшийся с начала палеогена), а вторая может быть прослежена до разлома Ян-Майен (рис. 2). Особо обращают на себя внимание резкие правосторонние смещения поднятия Роколл и Фарерско-Шетландского трога. Где-то в этой же полосе происходит быстрое выклинивание верхнемеловой океанской коры, принадлежащей Западно-Европейской котловине и трогу Роколл. Находящаяся к северо-западу Норвежская впадина подстилается уже корой палеоцен-эоценового возраста.

Важно отметить резкое, по существу уникальное для всей этой зоны спрединга в целом, изменение поперечного профиля Северной Атлантики к северо-востоку от линии сдвига. Он здесь резко асимметричен: современная ось спрединга, выраженная хр. Кольбейнсей, прижата к гренландскому берегу – настолько, что в данном месте даже полностью редуцирована зона палеоцен-эоценовой коры. Данную ситуацию можно назвать "трансгрессивной" – ось спрединга наступает на континент. На противоположной стороне рифта, примыкающей к Скандинавии, картина обратная: склон основного хребта растянут и осложнен несколькими брошенными хребтами (Эгир, Ян-Майен и др.), возраста которых омолаживаются от олигоцена до позднего миоцена в сторону современной оси спрединга. Иными словами, в течение палеоген-миоценового времени ось рифта не раз скачкообразно отступала от Скандинавского края шельфа ("регрессивная" ситуация спрединга). Здесь, следо-



Рис. 2. Строение Северной Атлантики (геологическая основа взята с Международной тектонической карты Мира, м-б 1:15 000 000, 1981 г.; Международной Тектонической карты Европы, м-б 1:5 000 000, 1998 г. и с [EUGENO-S..., 1988; Max, Ohta, 1988; Myhre, Ohta, 1988])

1 – разломы зоны линии Торнквиста, 2–5 – континентальная кора: 2 – шельфы Северной Америки шельфе; 6–9 – океанская кора возраста: 6 – позднемелового, 7 – палеоцен-зоценового, 8 – олигоценмиоценового, 9 – плиоцен-четвертичного; 10 – современные оси спрединга; 11 – отмершие оси спрединга возраста: а – позднезоцен-олигоценового, 6 – мноценового; 12 – магнитные аномалии; 13 – трансформные разломы; 14 – границы Исландско-Фарерского порога.

Тектонические единицы: Во – микроконтинент Вёринг, Гр – Гренландский бассейн, ИФ – Исландско-Фарерский порог, Кл – спрединговый хр. Кольбейнсей, Кн – спрединговый хр. Книповича, Ло – Лофотенский бассейн, Нб – Норвежский бассейн, Ро – микроконтинент Роколл, Эг – брошенный спрединговый хр. Эгир, ЯМ – микроконтинент Ян-Майен. Разломы (цифры в кружках): 1 – Шпицберген, 2 – Гренландия, 3 – Сенья, 4 – Ян-Майен, 5 – линия Зоргенфрея–Торнквиста, 6 – линия Торнквиста (главная ветвь) вательно, аномально увеличивалась скорость наращивания коры Евразии, а это, в свою очередь, требовало пространства. Разумеется, вышеохарактеризованная асимметрия могла быть создана и за счет обратного отодвигания самой оси спрединга (и Гренландии) от Восточно-Европейской платформы. Тем не менее исключать возможность дрейфа именно последней (относительно остальной части Евразийской плиты) все-таки нельзя, и здесь хотелось бы оставить знак вопроса.

К северу от трансформного разлома Ян-Майен поперечный профиль Северной Атлантики выравнивается, однако ось спрединга (хр. Мона), равно как и все магнитные аномалии, смещена вправо (т.е. к юго-востоку в блоке Гренландского моря – Лофотенского бассейна) с амплитудой 350—400 км. Это обстоятельство, равно как и весьма выразительный изгиб разлома Ян-Майен к северо-востоку, позволяющий его проследить вплоть до Норвежского желоба (т.е. по существу до соединения с линией Торнквиста), дают основание считать его ответвлением последней.

Если высказанные соображения верны, мы получаем важное подтверждение правосдвигового характера разлома Ян-Майен к востоку от оси спрединга. В этой связи становится понятным отклонение на 30° (до восток-северо-восточной ориентировки) направления хр. Мона от общего север-северо-восточного простирания рифтовой зоны, фиксируемого к югу от разлома Ян-Майен. Если последний является правым сдвигом, то его северо-восточное крыло при наличии такого изгиба линии сместителя должно испытывать вращение по часовой стрелке. Соответственно, повернется в этом же направлении и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы.

Среднеевропейский сегмент. На самом его северо-западе (шведско-датский отрезок) отмечается кулисное расположение прогибов, которое может указывать на левый сдвиг в мезозое, а в кайнозое, на стадии инверсии и некоторого сжатия – на правый [Liboriussen et al., 1987; Norling, Bergström, 1987]. На остальной части данного сегмента линии Торнквиста развивался глубокий линейный прогиб – Польский авлакоген, или "Польская борозда". В субгерцинскую, но особенно в ларамийскую эпохи прогиб инверсировал и подвергся сжатию [Ziegler, 1987], и на его месте образовался (в существенной мере за счет галокинеза) Куяво-Поморский вал. Деформации начались в позднем мелу, но пика достигли в маастрихте-палеоцене [EUGENO-S..., 1988; Ziegler, 1987], что совпадает с началом отодвижения Северной Евразии от Гренландии.

Вместе с тем из-за широкого распространения недеформированного неогенчетвертичного чехла доказательств самого правого сдвига не так уж много, и все они относятся только к району вышеупомянутых Свентокшиских гор, где доказано [Jaroszewski, 1972] эшелонированное расположение флексур, сбросов и брахискладок (рис. 3), а также присутствие поперечных присдвиговых структур сжатия около линий разломов. В районе Свентокшиских гор дислоцированы все отложения чехла вплоть до палеоцена. По аналогии с более северными участками Куяво-Поморского вала естественно полагать, что главные движения здесь произошли в маастрихтепалеоцене [EUGENO-S..., 1988, Jaroscewski, 1972; Ziegler, 1987].

Далее к югу линия Торнквиста перекрыта Карпатским фронтом шарьяжей, надвинувшихся в миоцене.

Добруджа-Загросский сегмент, весьма интенсивно развивавшийся в кайнозое, предоставляет гораздо больше возможностей для выяснения природы рассматриваемого линеамента. Можно привести четыре аргумента в пользу правосдвигового смещения.

1. Структура дна Черного моря. На продолжении линии Торнквиста здесь находится Центрально-Черноморское линейное поднятие, или "вал Андрусова" (рис. 4). Сразу бросаются в глаза отличия структуры и возраста разделяемых им впадин – Западно- и Восточно-Черноморской (мощность осадков 15 и 10 км соответ-

Рис. 3. Система сдвигов и сбросо-сдвигов в северном мезозойском обрамлении Свентокшиских гор, образовавшаяся предположительно в результате сдвигового смещения в фундаменте [Jaroszewski, 1972]

 Свентокшиский палеозойский массив; 2 – более крупные разрывные смещения в пермо-мезозойском чехле;
флексурно-сбросовые зоны; 4 – направление регионального сдвига





Рнс. 4. Структурная карта Черного моря (составлена с использованием данных [Артюшков и др., 1979; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988]). На врезке – палеогеодинамическая схема для палеогена

I – склоны и гребни подводных хребтов, лишенные осадконакопления (подводные уступы); 2, 3 – конссдиментационные морфоструктуры: положительные (2) и отрицательные (3): 1 – Западно-Черноморская впадина, 2 – Восточно-Черноморская впадина, 3 – вал Шатского, 4 – вал Андрусова, 5 – мегантиклинорий Понта, 6 – западное продолжение Аджаро-Триалетской зоны; 4 – меловая островная дуга; 5, 6 – ось тыловодужного бассейна: для мела (5) и для палеогена (6); 7 – сдвиги; 8 – надвиги и взбросы; 9 – сбросы; 10 – направления вращения блоков ственно). Западная подстилается по существу океанской корой и, по мнению некоторых исследователей [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995], является здесь наиболее древней – апт-сеноманской. Для восточной – с корой переходного типа – общепризнано, что она сильно углубилась на рубеже мела и палеоцена [Артюшков и др., 1979; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995]. Если принять эти датировки, то окажется, что проседание каждой впадины строго совпадает с началом движения Западно-Европейской и Восточноевропейско-Азиатской субплит от центров спрединга в Атлантике.

Природа утонения коры понимается по-разному [Артюшков и др., 1979; Шрейдер и др., 1997; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988]; более аргументированной мне представляется рифтогенная концепция [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995], ибо она лучше увязывается с региональной ситуацией (логично считать Черное море тыловым бассейном Понт-Малокавказской меловой островной дуги [Зоненшайн и др., 1987]) и, кроме того, находит подтверждение в наличии листрических сбросов, зафиксированных [Finetti et al., 1988] на сейсмопрофилях. Исследователи, придерживающиеся данной точки зрения, пытаются объяснить неодинаковую степень растяжения западной и восточной частей бассейна более молодым возрастом последней [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988]. По их мнению, в западной котловине рифтогенез начался в конце раннего мела, а в восточной – в конце позднего мела.

Однако, если встать на ту точку зрения, что обе впадины возникли одновременно в конце мела-палеоцене [Тектоника..., 1985], то и в этом случае нельзя обойтись без сдвига, если учесть особенности структурного рисунка (см. рис. 4). На востоке Черного моря развиты конседиментационные морфоструктуры двух направлений: северо-западного и северо-восточного. Обращает внимание, что последние более короткие и упираются в морфоструктуры первой из вышеназванных систем. Те, следовательно, разделяют участки с разным стилем тектонического рельефа и в этом смысле ведут себя как сдвиги.

Если вслед за [Finetti et al., 1988] считать, что все уступы на востоке Черного моря образованы сбросами, то тогда сразу возникает вопрос: как такие пересекающиеся системы могли сформироваться в едином поле напряжений? Скорее всего, они разновозрастны, и в этой связи характерно, что густота морфоструктур северовосточного простирания возрастает к ориентированному точно так же Аджаро-Триалетскому рифту, образовавшемуся в палеоцене. Учитывая, что сбросовые уступы северо-западного простирания возникли в конце раннего мела [Finetti et al., 1988], следует полагать, что в начале палеогена ось растяжения на востоке Черного моря развернулась на 90° по сравнению с ее ориентировкой в мелу и, значит, линеаменты северо-западного простирания в начале кайнозоя должны были вести себя как сдвиги или трансформные разломы. Характерно, что они ориентированы вдоль траектории движения Европы в палеогене.

2. Палеогеновый вулканизм. Область интенсивного палеогенового (в основном, зоценового) вулканизма в Иране, Афганистане и Закавказье на юго-западе резко ограничена рассматриваемым линеаментом (рис. 5, 6). Проявления вулканизма по другую сторону последнего – в Западном Понте, Болгарии и Греции – локализованы в узкой зоне и по своему совокупному объему никак не могут сравниться с таковыми в пределах вышеназванного огромного ареала. Здесь, таким образом, открывается возможность объяснить интриговавшую исследователей [Короновский, 1980; Милановский, Короновский, 1973; Adamija et al., 1977] локализацию эоценового вулканизма дифференциальным смещением Восточной Европы относительно Западной. Линия Торнквиста в данном контексте выглядит как трансформный разлом типа "континент-дуга".

Геотектоническая позиция эоценовых вулканитов довольно сложная: здесь имеются и типично субдукционные и рифтогенные фации [Зоненшайн и др., 1987;



Рис. 5. Палеогеодинамическая схема для палеогена Анатолийско-Иранского региона

I – Восточноевропейско-Азиатская субплита; 2 – Афроаравийская плита; 3 – Трансевразийский правый сдвиг; 4 – меловая островная дуга; 5 – известково-щелочные вулканиты субдукционного (островодужного и окраинно-материкового) происхождения; 6 – щелочно-базальтовые вулканиты рифтового (тыловодужного?) происхождения; 7 – зона В-субдукции; 8 – предполагаемая зона А-субдукции; 9 – зона покровов; 10 – область горизонтального сжатия, складко- и покровообразования пиренейской и савской фаз; 11 – направления перемещения плит

Карякин, 1989; Короновский, 1980; Милановский, Короновский, 1973; Adamija et al., 1977]. В целом, однако, мы не очень погрешим против истины, если определим этот вулканизм как окраинно-материковый, возникший в обстановках субдукции и коллизии. Характерно при этом, что, согласно [Короновский, 1980; Adamija et al., 1977], субдукционные фации тяготеют к южной окраине вулканического пояса (Армения, Загрос, Макран), а рифтогенные – к северной (Аджаро-Триалетия, Талыш, север Ирана). Можно, таким образом, наметить своего рода область тыловодужного растяжения.

Если рассматривать меловой вулканизм Понта и Малого Кавказа и палеогеновый вулканизм Закавказья и Ирана как элементы общеевразийской зоны субдукции, то легко заметить смещение ареала второго из них к югу и востоку. Смещение к югу еще можно объяснить блокировкой зоны субдукции из-за причленения к Евразии Анатолии, однако его перескок к востоку с этим связывать уже нельзя, ибо Иран с триаса принадлежит Евразии [Зоненшайн и др., 1987]. Так что и здесь вряд ли можно обойтись без допущения некоторой активизации той части Евразии, которая находилась к востоку от линии Торнквиста.

3. Возраст покровно-складчатых деформаций. Обширная часть Альпийского пояса к юго-западу от линии предполагаемого сдвига в течение всего палеогена, а особенно начиная с позднего эоцена-олигоцена находилась в обстановке интенсивного сжатия, покрово- и складкообразования. К северо-востоку же от линии предполагаемого сдвига, если не считать широкомасштабной обдукции офиолитов на рубеже мела и палеогена, сильного сжатия в палеогене не зафиксировано (см. рис. 5, 6). Исключение составляет только Малый Кавказ, современная структура которого была сформирована в позднем эоцене-олигоцене [Милановский, Хаин, 1963; Хаин, 1984] - очевидно, в связи с тем, что он находился ближе всего к области столкновения Афроаравийского выступа с Евразией [Копп, 1997]. Современная структура Большого Кавказа, Копетдага и почти всего Ирана начала формироваться только в миоцене [Копп, 1997; Хаин, 1984]. В течение же большей части палеогена на всей этой территории господствовала обстановка субдукционного вулканизма и ассоциирующего с ним задугового рифтинга.

Следует отметить, правда, что во второй половине палеогена на Большом Кавказе и в Закавказье шло постепенное закрытие остаточных бассейнов, сопровождавшееся около их бортов формированием олистостромов и надвигов [Копп, 1991; Копп, Щерба, 1998; Леонов, 1975]. Однако по своим масштабам эти явления никак не могут быть сопоставлены с тем, что происходило тогда на Балканах, в Альпах и Турции. Специальное изучение возраста складчатости Большого Кавказа [Копп, 1991; Копп, 1997; Копп, Щерба, 1998] показало, что сильного сжатия в палеогене здесь все-таки не было. Условия для него создались лишь в неогене, после коллизии вала Шатского со Скифской плитой, и основное смятие произошло только в конце миоцена-квартера.

4. Правосторонние смещения структурных зон вдоль Трансевразийского сдвига отмечаются во многих работах для Загроса; по данным геофизики и по особенностям структурного рисунка они предполагаются и для зоны разломов западного шельфа Крыма, смещающих изопахиты олигоцена-неогена [Finetti et al., 1988]. К сожалению, однако, для всех этих мест указывается позднемиоцен-четвертичный возраст правого сдвига, а о палеогеновых смещениях данных попросту нет.

В этом смысле чрезвычайно ценны данные французских исследователей по Понту, где отмечено [Bergougnan, Fourquin, 1982] правостороннее смещение палеотектонических единиц: зоны вулканитов мела Внешних Понтид и находящейся южнее зоны вулканогенного флиша лейаса в фации Грестен. Точных данных о времени деформации здесь также нет, однако она имела место заведомо до смещений по Северо-Анатолийскому разлому, начавшихся в позднем миоцене, и, разумеется, после позднего мела. Можно предполагать, что сдвиг произошел сразу после коллизии Анатолии с Евразией на рубеже мела и палеогена, одновременно с углублением Восточно-Черноморской впадины, и дополнительно обновился в позднем эоцене–олигоцене в результате столкновения с Евразией Афроаравийского выступа.

**Попытка синтеза.** В конце мела, когда продвижение Западной Европы от Атлантики было заблокировано коллизией с Анатолией и Апулией, активная роль в Атлантической системе спрединга перешла к блоку Восточной Европы–Азии, который пока еще имел выход к океану Тетис. Вдоль края новой субплиты сформировалась фронтальная зона субдукции – за счет перескока к юго-востоку главной общеевразийской зоны. Трансевразийский правый сдвиг, унаследовавший линию Торнквиста, замыкал движение субплиты на юго-западе, и по нему была смещена отмершая меловая дуга Понта–Малого Кавказа.

На рубеже эоцена-олигоцена, когда перемещавшаяся вначале к северу Афроаравия коснулась Восточной Европы, она резко отклонилась к северо-западу [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993]. Весьма вероятно, что это было связано с наличием препятствия на севере, вызванного юго-восточным дрейфом Восточно-Европейской субплиты (тогда как к северо-западу все еще сохранялись глубокие бассейны в области Анатолии, Балкан и Альп). В результате вся Западная Европа, продолжавшая медленно двигаться к восток-юго-востоку, оказалась в обстановке гиперкомпрессии (пиренейская и савская фазы складчатости – см. рис. 5). К востоку же от Трансевразийского сдвига пространства было предостаточно, и там перемещение Восточной Европы по-прежнему реализовывалось в свободном надвигании, сопровождавшемся субдукционным и рифтогенным магматизмом.

Очевидно, повышенное сжатие Западной Европы не могло существовать безгранично долго и в конце концов "заякорило" продвижение к северо-западу Афроаравии. Гораздо больше свободного места в конце палеогена оказалось к северу от последней – новообразованные в эоцене тыловодужные прогибы, испытавшие пострифтовое погружение в олигоцене, и, кроме того, реликтовый бассейн Черного моря-Большого Кавказа. Наличие на севере глубокого геодинамического убежища с утоненной корой и одновременное закрытие океана Тетис предопределили в конце миоцена очередное изменение траектории Аравии, сопровождавшееся ее отколом от Африки; теперь она опять стала двигаться строго к северу [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993].

Направленное к северу быстрое перемещение Аравии, сопровождавшееся захлопыванием остаточных бассейнов на Кавказе и в Иране, должно было в конце концов заблокировать движение Восточной Европы. Очевидно, этим объясняется потеря в неогене правосдвиговой активности главной, европейской, части линии Торнквиста, а также некоторых ее отрезков в Альпийском поясе (например, вал Андрусова). Те же сегменты палеогенового сдвига, которые оказались в поле действия интенсивных позднеальпийских деформаций роданской и валахской фаз (разломы Крыма и Западного Кавказа, Загросский разлом), сохраняют свою активность вплоть до настоящего времени.

## ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА ПЛЮС АЗИЯ ИЛИ ТОЛЬКО ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА? (обсуждение вопроса о границах Восточно-Европейской субплиты)

Постановка проблемы. Вышеприведенный материал показывает, что в составе Евразийской плиты на мел-кайнозойской стадии развития могут быть выделены по крайней мере две части, различавшиеся режимом горизонтальных перемещений: Западноевропейская и Восточноевропейско-Азиатская. Первая из них активно перемещалась к восток-юго-востоку в начале-середине мела, будучи ограничена на юго-западе Вардарской офиолитовой зоной. Во всяком случае, именно к последней прислонена зона субдукции Евразийской плиты того времени, протягивающаяся от Среднегорья на Малый Кавказ и выклинивающаяся на Эльбурсе. Вторая часть Евразии (Восточноевропейско-Азиатская субплита) начала свой дрейф от Северной Америки и Гренландии в палеоцене, в связи с резкой пропагацией оси спрединга в Арктику. Движение субплиты к юго-востоку (вместе с наращиванием ее размеров за счет причленившегося к ней в конце мела Анатолийского микроконтинента) привело к перескоку общеевразийской зоны субдукции к югу, в район Ирана, Афганистана и Западных Гималаев (см. рис. 5, 6).

Как видно, и для мела и для палеогена повторяется одна и та же ситуация: расширение зоны субдукции к западу, где она резко утыкается в трансформный разлом (в палеогене это Трансевразийский правый сдвиг), и постепенное ее вырождение к востоку, не обусловленное крупным трансформным разломом. Данное обстоятельство, наряду с выклиниванием в том же направлении тыловой оси спрединга, свидетельствует о противочасовом повороте блока Восточной Европы– Азии относительно Америки и океана Тетис. В отличие от мела, для которого не очень ясна конфигурация западного трансформного разлома, местонахождение палеоцен-эоценового полюса вращения – где-то в районе Японского моря – можно определить по слегка выпуклой к юго-западу линии Трансевразийского сдвига<sup>1</sup>. Таким образом, Западная и Восточная Европа в кайнозое перемещались самостоятельно от оси спрединга – с разной скоростью. Тем не менее возникает вопрос: что

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> К сожалению, эта выпуклость линии разлома не видна на прилагаемых мелкомасштабных картах (см. рис. 1, 6), которые пришлось выполнить на геологической основе, сделанной в поликонической проекции ЦНИИГАиКа. Гораздо лучше она чувствуется на топокартах, построенных в конической проекции, и еще лучше – на глобусе.



Рис. 6. Позднезоцен-раннемиоценовые структуры Восточной Европы и соседних районов (геологическая нагрузка дана в современных координатах)

1 – область устойчивого (в течение всего кайнозоя) поднятия Фенноскандии; 2 – новообразованный Уральский новейший ороген; 3 – окраинное море Паратетис; 4 – общеевразийская зона субдукции: а – известково-щелочной вулканизм, б – целочно-базальтовый вулканизм; 5 – обращенный к северу уступ Большого Кавказа с надвигами и олистостромами; 6 – Трансевразийский правый сдвиг; 7 – Урало-Систанский линеамент; 8 – предполагаемые сдвиги; 9 – направление палеогенового смещения Восточноевропейско-Азиатской субплиты от оси спрединга в Атлантике и Арктике; 10 – направление позднезоцен-раннемиоценового смещения Восточно-Европейской субплиты по отношению к той же оси спрединга; 11 – реликт океана Тетис в Загросе; 12 – область покровно-складчатых деформаций на Балканах и в Турции

же все-таки двигалось к востоку от линии Торнквиста – вся остальная часть Евразии или только Восточная Европа? Забегая вперед, можно сказать, что имеются признаки и того и другого.

Если исходить из принципа единства тыловой зоны спрединга и фронтальной зоны субдукции, блок Восточной Европы–Азии следует считать единой субплитой. От субплиты Западной Европы она отличается характером процессов, происходивших в палеогене на южной границе: там шла коллизия, а здесь субдукция. Вместе с тем, обе они на севере ограничены общей, но только сегментированной по возрасту осью спрединга.

И все-таки можно найти и некоторые признаки самостоятельного перемещения Восточно-Европейской субплиты. Рассмотрим их отдельно для южной, северо-западной и восточной ее границ. **Южная граница Восточно-Европейской субплиты – аномалии строения общеев**разыйской зоны субдукции. Здесь прежде всего бросается в глаза (см. рис. 6) резкое сужение последней к востоку от Урало-Оманского линеамента (автор, будучи согласен с Ю.Г. Леоновым [1994] в отношении того, что данная структура сложилась как единое целое только в конце кайнозоя, предпочитает именовать его Урало-Систанским – в палеогене Оман находился еще далеко от Ирана). При этом расширение вулканического пояса в Иране, т.е. как раз к югу от Восточно-Европейской платформы, сочетается здесь также и с широким развитием не только главных – среднезоценовых, но и наиболее молодых – позднезоцен-олигоценовых – вулканитов.

Далее, этот же линеамент ограничивал с востока область глубоких впадин (см. рис. 6), унаследовавших бассейны в тылу меловой и палеогеновой зон субдукции. Особенно четко данная меридиональная граница ощущается в олигоцене [Попов и др., 1993], когда все вышеуказанные впадины дополнительно глубоко прогнулись и образовали Майкопский полузамкнутый бассейн, составлявший большую восточную часть Паратетиса. Считать его возникшим в результате тыловодужного растяжения уже нельзя, так как в то время субдукция в Иране почти закончилась. Тем не менее, поскольку этот бассейн пространственно связан с предшествующим и отличается от него только быстрым погружением ложа [Копп, Щерба, 1993, 1998], логично связывать его происхождение с общим пострифтовым термальным проседанием, произошедшим после завершения позднемелового и эоценового вулканизма [Копп, 1996, 1997].

Наконец, именно с движением Восточной Европы может быть связано установленное М.Г. Леоновым [1975] позднезоцен-олигоценовое олистостромо- и надвигообразование вдоль южного борта флишевого прогиба Большого Кавказа. В этом же ряду – предмиоценовое конседиментационное складкообразование, происходившее в наиболее узких частях флишевого прогиба (Северо-Западный Кавказ, Северный Кобыстан) [Копп, 1997; Копп, Щерба, 1998; Шарданов, Пекло, 1959]. В Закавказье явления такого рода редки, и поэтому их сложно объяснить давлением Аравийского клина. Если же считать, что они образовались в результате позднезоцен-олигоценового поддвига Восточной Европы к югу, то тогда становится понятным не только их возникновение, но и некоторые важные особенности, в частности, необычная для Кавказа северная вергентность надвигов. Возможность направленной к югу А-субдукции ложа флишевого прогиба подтверждается находками зоценовых известково-щелочных вулканитов в самом южном флишевом покрове в Кахетии, т.е. по существу уже на склоне Дзирульского массива [Татаришвили и др., 1986].

Северная граница Восточно-Европейской субилиты – аномалии в строении зоны спреднига. Прежде всего здесь обращает внимание резкий перескок к северо-западу оси спреднига, сопровождаемый левосторонним коленообразным изгибом осевого хребта. Получается, что как раз напротив Балтийского щита последний оттянут к юго-востоку (см. рис. 2), будто бы вслед за движением Восточной Европы. Это можно было бы связывать с дифференциальным дрейфом последней, если бы не тот факт, что данный изгиб уже давно связывается как раз не с левым, а с правым сдвигом [Max, Ohta, 1988; Myhre, Eldholm, 1988]. Сегменты хр. Книповича здесь расположены эшелонированно – по принципу правого сдвига; кроме того, правосдвиговый характер имеет та ветвь трансформного разлома Гренландия–Сенья, которая пересекает Шпицберген [Lowell, 1972; Myhre, Eldholm, 1988]. Сам же изгиб зоны спрединга может быть объяснен отходом на северо-запад Гренландии.

Все это так, и тем не менее здесь все же существует ряд свидетельств того, что в данном районе происходило и аномальное отодвигание Восточной Европы. Прежде всего это расширение в виде раструба к северу (в основном, за счет полосы олигоцен-миоценовой коры) зоны спрединга в районе хр. Мона. Оно не могло образоваться без вращения, причем аномально расширена как раз та сторона рифта, которая принадлежит восточноевропейской части Евразийской плиты. Следовательно, именно она и должна была в олигоцене поворачиваться по часовой стрелке относительно более северного блока, подтверждением чему служит дугообразный изгиб зон разломов Ян-Майен и Гренландия–Сенья.

Далее, в Северной Атлантике, помимо правого сдвига, присутствуют признаки и левого, имеющего, правда, несколько другое (хотя и близкое) простирание. Существенно, например, что часто расположенные трансформные разломы, ограничивающие вышеупомянутые сегменты хр. Книповича, ориентированы не в северозападном, а в широтном направлении (от правых сдвигов Шпицбергена их простирание отклоняется на 30–40°). Эти разломы смещают влево сегменты срединного хребта, и было высказано предположение [Max, Ohta, 1988], что они представляют собой антитетические левые сдвиги (R<sub>1</sub>-сколы) в широкой зоне правостороннего скашивания.

Наконец, легко заметить, что разноориентированные неотектонические структуры всех кинематических типов, развитых в данном регионе (субмеридиональные спрединговые хребты океана и рифты на шельфах Гренландии и Баренцова моря, правые сдвиги северо-западного простирания на Шпицбергене и др.) укладываются в единую систему напряжений, с субширотным растяжением и некоторым субмеридиональным сжатием. Линеаменты восток-северо-восточного простирания в такой обстановке должны иметь значительную компоненту левого сдвига. Как раз таким образом и ориентирован здесь северный край Восточно-Европейской платформы.

Все сказанное выше может означать, что Восточно-Европейская субплита в конце эоцена-начале олигоцена резко активизировала свое самостоятельное движение по отношению к Азии и, кроме того, по сравнению с объединенной субплитой Восточной Европы-Азии, обладала противоположным (по часовой стрелке) знаком вращения. Весьма интересно в этой связи, что, как отмечают многие авторы [Eldholm et al., 1987; Max, Ohta, 1988; Myhre, Eldholm, 1988; и др.], именно на рубеже эоцена-олигоцена в рассматриваемой части Атлантики произошла серьезная перестройка зоны спрединга: правосдвиговая транспрессия и заклинка движения плит на участке коленообразного изгиба рифтовой зоны в районе Шпицбергена сменились растяжением ССЗ-ЮЮВ, сопровождающимся ее резким расширением и отодвижением Шпицбергена от Гренландии. Обычно разрядку напряжений сжатия в данной области связывают с окончанием спрединга в Лабрадорском проливе, что позволило Гренландии отойти в направлении последнего [Myhre, Eldholm, 1988; Ziegler, 1987; и др.]. Однако она могла быть частично обусловлена и симметричным отходом Восточно-Европейской субплиты к юго-востоку в сторону кавказских тыловодужных бассейнов, где в это время также прекратились растяжение и вулканизм.

Восточная граница Восточно-Европейской субплиты – структурный рисунок Урала. Если Восточно-Европейский блок действительно перемещался относительно Сибири, такое перемещение неизбежно должно было сказаться в структуре Урала. Почти полное отсутствие кайнозойских отложений на последнем затрудняет возможность проверки такой точки зрения, однако симптоматично, что как устойчивая область размыва Уральский новейший ороген начал ощущаться только с самого конца эоцена-начала олигоцена. Где-то в раннем олигоцене окончательно прервалась связь между Арктическим и Туранским бассейнами [Попов и др., 1993; Akhmetiev, 1996], а палеогеновые осадки западного борта Западно-Сибирской впадины и Мугоджар подверглись короблению [Геология СССР..., 1970].

Весьма показателен с этой точки зрения сдвиговый структурный рисунок Урала, который хорошо поддается геокинематической интерпретации в соответствии с принципами, изложенными в [Копп, 1997]. Развернутые в последние годы **Рис. 7.** Схема сдвиговой тектоники (с элементами геокинематики) урала

/ - зона Уралтау; 2 - гранитоиды; 3 линии простирания складок и надвигов в палеозойских отложениях; 4 - то же, в палеогене; 5 - условные маркирующие горизонты, иллюстрирующие строение брахиморфных поднятий и впадин (треугольники - в сторону тектонического наклона); 6 - диагональные сдвиги; 7 продольные сдвиги и, со сдвиговой компонентой, разломы сжатия; 8 - Мугоджарский новейший взброс; 9 - зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 10 - границы угловых несогласий (индексом указан возраст отложений выше поверхности несогласия); 11 - область концентрации сжимающих усилий (Уральский пережим); 12 - направление компенсационного латерального выжимания материала; 13 - направление левостороннего скашивания вдоль Урала; 14 - направление вращения блоков

детальные исследования Урала уже дали много интересного материала по сдвигам [Пучков, 1996; Савельев, 1996]. Используя эти данные и результаты самостоятельной интерпретации мелкомасштабных геологических и тектонических карт, автор взял на себя смелость составить общую для всего региона схему структурного рисунка (рис. 7). Как оказалось, она содержит довольно любопытную информацию.

Центрально-В районе Уральского пережима, где имеют место тектоническое выклинивание и сужение ряда зон, отмечается симметричное расхождение левых и правых сдвигов север-северо-западного и северо-восточного простирания соответственно. Те и другие образуют очень большой (до 110°) угол, свидетельствующий об их повороте вокруг вертикальной оси в сторону оси растяжения. Это подтверждается характерными антитетическими подворотами крыльев, и в результате блоки имеют линзовидную форму (проявление



мегабудинажа в горизонтальной плоскости). В ряде мест присутствуют признаки сдвигового течения вдоль продольных (меридиональных) разломов.

Все эти особенности свидетельствуют, что Центрально-Уральский пережим формировался в обстановке нормального или диагонального к Уралу укорочения, сопровождавшегося оттоком материала к северу и к югу. Весьма вероятно, что именно с этим растяжением и расплющиванием в деформационной шейке, а не только с надвиговым перекрытием связано сильное тектоническое выклинивание зоны Уралтау в рассматриваемом пересечении Урала. Если проводить аналогии со структурным рисунком Большого Кавказа [Копп, 1997], который, по мнению автора, весьма похож на уральский, то там соответствующее место занимает Казбекский пережим – также с симметрично расходящимися сдвигами и с выклиниванием ряда зон.

Находящийся к югу от пережима Южно-Уральский линзовидный блок отличается существенно большей шириной и восстановленной последовательностью тектонических зон. Более того, антиклинорий Уралтау в районе Белорецка даже сдваивается в горизонтальной плоскости, что может быть результатом наложенного меридионального сжатия, компенсирующего разрыв этой зоны в центре Урала. На западе блока наблюдается сильно выпуклая к западу структурная дуга, надвинутая на Восточно-Европейскую платформу. Характер ее строения позволяет предполагать, что она образовалась в существенной мере за счет поперечного изгиба в горизонтальной плоскости (осложненного вращением против часовой стрелки). Вместе с тем, в тылу дуги, где, очевидно, существовало некоторое разрежение, происходило интенсивное латеральное течение материала, сопровождавшееся коегде формированием складчатости пересечения. Так что можно полагать, что изгиб дуги Южного Урала в какой-то мере поддерживался за счет идущего с севера нагнетания материала в ее тыловую часть. Самая восточная структурно-кинематическая зона Южного Урала опять демонстрирует структурный рисунок мегабудинажа в горизонтальной плоскости, образованный сильно развернутыми к оси растяжения правыми и левыми сдвигами и свидетельствующий об интенсивном продольном удлинении зоны.

Линзовидный блок Северного-Полярного Урала, также слегка выгнутый в сторону платформы, отличается массовым развитием левых сдвигов. Местами их так много, что они нарезают продольные зоны на узкие ломти, развернутые по часовой стрелке. Наиболее отчетливые антитетические подвороты отмечаются в северо-восточных крыльях сдвигов, и здесь же находятся поперечные складки и надвиги, компенсирующие горизонтальное смещение (динамопары Полюдова Камня, гряды Чернышева и др.).

Наконец, последний элемент сдвиговой структуры Урала – дуга Полярного Урала–Пай Хоя. В ее структурном рисунке сочетаются признаки как поперечного изгиба в горизонтальной плоскости (попутные изгибу синтетические сдвиги на флангах), так и продольного изгиба (изгибающиеся в плане антитетические левые сдвиги). Последние больше развиты на южном фланге дуги, подталкиваемом удлиняющимся к северу Северным Уралом. В этой связи интересны поперечные структуры пересечения в замке дуги, которые могли формироваться при латеральном нагнетании материала.

Если характеризовать структурный рисунок Урала в целом, то можно сказать достаточно уверенно, что он образовался при поперечном (или диагональном) к нему сжатии и продольном левом сдвиге. Иными словами, это обстановка левосдвиговой транспрессии, которая как раз и должна была возникнуть при смещении Восточно-Европейской платформы к восток-юго-востоку и ее косой коллизии с Сибирью. При этом поперечные структуры Южного и Полярного Урала можно трактовать как результат компенсационного сжатия на концах сдвига, а новейшая структурная дуга Новой Земли может быть логично объяснена компенсацией общего выжимания материала, произведенного Восточно-Европейской субплитой. В Альпийском поясе [Копп, 1997; Tapponnier, Molnar, 1976] такие структуры всегда располагаются сбоку от основного орогена и их изгиб направлен навстречу движению плиты-индентора (например, дуга Макрана по отношению к Индостану).

Однако однозначная идентификация структурного рисунка Урала с палеогеновым дрейфом Восточной Европы упирается в полное отсутствие материалов о кайнозойских сдвиговых смещениях. Более того, согласно [Пучков, 1996; Савельев, 1996], левые сдвиги ощущались по смещениям фациальных зон еще в палеозоетриасе.

С другой стороны, отсутствуют и какие-либо данные, которые бы не допускали возможность обновления сдвигов в новейшее время. В этой связи здесь хотелось бы еще раз отметить известные факты дислоцированности палеогеновых отложений: на восточном склоне Северного Урала в зоне сочленения с Западно-Сибирской впадиной и на западном склоне Южного Урала в Мугоджарах [Геология СССР, 1970]. В первом из этих мест они сорваны по системе восточновергентных взбросов (Дозьвинский разлом и др.), с которыми ассоциируют крутые моноклинали и линейные складки. Участвуют в деформациях осадки до верхнего эоцена включительно, а "запечатаны" они средним олигоценом. Симптоматично, что крутая кайнозойская моноклиналь изгибается согласно Центрально-Уральскому пережиму, являющемуся элементом сдвиговой структуры орогена. Важно подчеркнуть, что какие-либо попытки связать эти позднекайнозойские деформации с давлением Кокчетавского новейшего блока (подталкиваемого Индийской плитой) бесперспективны, ибо Лозьвинская зона деформаций находится весьма далеко от Казахстана. Прямо же напротив последнего палеогеновые отложения залегают как раз очень спокойно. По этой же причине нельзя связать с давлением Казахстана и послезоцен-предпозднемиоценовые западновергентные взбросы Мугоджар<sup>2</sup>, находящиеся на продолжении Главного Уральского разлома. Вместе с тем, наличие на юговостоке зоны динамического влияния Индии, и в том числе Кокчетавского блока, должно было создавать недостаток пространства и способствовать сжатию и орогенезу Урала в олигоцене в связи с движением Восточной Европы. На ее юговосточном краю в Прикаспии и Туране ситуация была принципиально иной: там вплоть до конца миоцена существовали глубокие прогибы, выходившие к зоне субдукции. Так что большого сжатия там по определению быть не могло.

Приуроченность обеих зон наиболее напряженных деформаций палеогена – Лозьвинской и Мугоджарской – к тем местам, где Урал граничит с глубокими впадинами сквозного развития: Западно-Сибирской и Прикаспийской, наверняка обладавшими утоненной корой в течение всего кайнозоя, позволяет рассматривать поддвиговый и гравитационный механизмы в качестве ведущих при их образовании. Там же, где удар Восточно-Европейской субплиты пришелся на участок утолщенной коры (Центрально-Уральский пережим, север Южного Урала, Западное Приуралье), сжатие уже не могло разрешиться крипом в зонах поддвига и реализовалось упругой деформацией: особенно большим и длительным неотектоническим воздыманием и повышенной сейсмичностью.

Далее, обращает на себя внимание наложенность вышеохарактеризованного структурного рисунка на разновозрастные складчатые сооружения: Урал испытал

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Эта зона постэоценовых деформаций протягивается на расстояние свыше 400 км от Новониколаевки и Новотронцка на севере до самой южной оконечности Мугоджар. В южной части она представлена весьма заметным Мугоджарским разломом, по которому палеозой надвинут к западу на верхний мелпалеоген чехла Прикаспийской впадины, а в северной – одним либо двумя-тремя взбросами (в последнем случае хотя бы один из них имеет уже восточную вергентность и замыкаст рамповый грабен, сложенный мелом-палеогеном). Примечательно, что кайнозойские деформации строго приурочены к сложенной офиолитами зоне Главного Уральского разлома, которая в позднем палеозое-триасе являлась границей плит. По удалении от нее мел-палеогеновые отложения быстро выполаживаются и резко несогласно перекрывают складчатый палеозой.

складчатость и гранитизацию в герцинскую эпоху, а Новая Земля – в древнекиммерийскую. И все же оба орогена объединены общим структурным рисунком, образованным выжиманием материала на Урале и его реактивным противопотоком на Новой Земле.

Возможные причины самостоятельного дрейфа Восточной Европы. Итак, чем же мы располагаем относительно возможного дрейфа Восточно-Европейской субплиты? Это, во-первых, некоторое расширение напротив нее зоны субдукции и проявление поддвига к югу – на юго-востоке. Во-вторых, расширение зоны спрединга – на северо-западе, в тылу предполагаемой субплиты. В-третьих, правые сдвиги на юго-западе ее и новейший орогенез Урала на востоке, сопровождавшийся некоторым сжатием и, вероятно, левым сдвигом. Причем все эти события происходили примерно в одно и то же время – в позднем эоцене–олигоцене.

Достаточно ли всего этого, чтобы считать самостоятельное перемещение Восточной Европы относительно Азии доказанным? Видимо, все-таки нет, ибо пока отсутствует базовый элемент этой конструкции: надежно доказанный левый сдвиг к северо-востоку от субплиты. Тем не менее автор уверен в том, что совокупности всех приведенных выше аргументов вполне хватит для того, чтобы выделить проблему и дальше думать в данном направлении.

Можно представить и механизм, способный активизировать самостоятельный дрейф Восточной Европы от оси спрединга. Это перегрузка масс внутри блока, ограниченного осью спрединга глобального масштаба. Существенную роль в создании такой перегрузки играет сферичность Земли в сочетании с огромными размерами анализируемых мегаструктур.

Если рассматривается относительно небольшой участок, где сферичностью Земли можно пренебречь (рис. 8, A), сжатие плиты между двумя соседними осями спрединга (если оно, конечно, возникает) будет ортогональным и односторонним. Представим, однако (рис. 8, B), что ось спрединга опоясывает всю Землю (неважно при этом, вдоль большого или малого круга). Тогда весь блок, находящийся внутри такого кольца, окажется в состоянии всестороннего сжатия (конечно, при обязательном условии активного отодвижения прилегающего края рифта относительно центра Земли; в том случае, когда отодвигается только удаленный край рифта, сжатие не возникнет). Если же кольцо незамкнутое (рис. 8, B), то в его отверстие за счет краевого эффекта начнет выжиматься материал, находящийся в обстановке всестороннего давления внутри кольца. Остается теперь представить, что выталкиваемая плита реологически неоднородна (рис. 8,  $\Gamma$ ). Тогда процесс выжимания будет канализирован, и скольжение сконцентрируется вдоль краев жесткого включения.

Условия, способствующие такой деформации, создались в палеоцене, когда в результате катастрофической пропагации оси спрединга до устья р. Лены внутри незамкнутого рифтового кольца оказалась вся северо-западная Евразия и прежде всего Фенноскандия. Однако возможность реализации условий зависела от наличия свободного пространства по курсу движения субплиты. Таковое как раз было – в виде реликта океана Тетис в Загросе (окончательно захлопнувшегося только в конце олигоцена) и общирного окраинного моря Паратетис, ложе которого интенсивно погрузилось в конце эоцена-начале олигоцена в связи с завершением мел-палеогенового вулканизма и пострифтовым проседанием [Копп, 1996; Копп, Щерба, 1998].

Охлаждение коры Паратетиса, наверняка сопровождавшееся образованием нисходящего потока вещества, вполне могло превратить его в весьма притягательное геодинамическое убежище, способное изменить направление движения соседних плит. Помимо температурного здесь существовал еще и серьезный гравитационный градиент, ибо ложе Паратетиса было глубоко опущено по сравнению с Восточно-Европейской платформой. Заметим, что до позднего эоцена всех этих благоприят-



**Рис. 8.** Предполагаемый механизм внутриплитной деформации, заставляющий Восточно-Европейскую субплиту двигаться относительно остальной части Евразии

A – двустороннее сжатие плиты между двумя осями спрединга (при условии активного раздвижения обоих флангов каждой из них), Б – всестороннее сжатие плиты, опоясанной кольцеобразной осью спрединга (при условии активного отодвигания принадлежащего плите фланга последней), В – возникновение выталкивающей тяги в плите, окруженной незамкнутой осью спрединга, Γ – то же, при наличии реологической неоднородности внутри плиты

/ – оси спрединга; 2 – направления отхода стенок рифта и возникающего при этом горизонтального сжатия, а также течения выжимаемого материала; 3 – направление выжимания плиты, опоясанной осью спрединга; 4 – реологическая неоднородность внутри выталкиваемой плиты (жесткое включение); 5 – сдвиги

ных условий еще быть не могло. Интенсивный разогрев коры, имевший место в палеоцене-среднем эоцене (а ранее – в мелу) в связи с вулканизмом, вряд ли мог способствовать продвижению сюда каких-либо литосферных блоков. Скорее наоборот: они должны были оттягиваться отсюда – главным образом, в направлении зоны субдукции.

Можно думать, что сочетание двух рассмотренных выше факторов – интенсивного всестороннего сжатия на северо-западе, в Фенноскандии, и наличия притягательных геодинамических убежищ на юго-востоке – вполне достаточно для возникновения той необходимой тяги, которая способна была вытащить Восточно-Европейскую платформу к юго-востоку. Оптимальная ситуация для этого сложилась в конце эоцена–олигоцене, в связи с затуханием вулканизма на краю Евразии и пострифтовым проседанием Паратетиса. Обособлению Восточно-Европейской субплиты от Сибири наверняка способствовала и произошедшая в позднем эоцене коллизия Индостана с Евразией, которая должна была задержать движение Азии к югу.

## ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КАЙНОЗОЕ

Как видно, кайнозойское развитие Евразийской плиты характеризовалось ее неоднократной внутренней деформацией. В наиболее сжатом виде история и соподчиненность событий представляются следующим образом (рис. 9).

Палеоцен-средний эоцен (см. рис. 9, А). Ларамийская коллизия Анатолии и Апулии с Западной Европой заблокировала движение последней и создала условия для перемещения блока Восточной Европы-Азии, имевшего выход к океану Тетис. Следствиями этого явились разрастание Атлантической оси спрединга в Арктику и перескок общеевразийской зоны субдукции из района Понта-Малого Кавказа к юговостоку, в Иран. Движение этой новообразованной субплиты Восточной Европы-



Азии на юго-западе замыкалось Трансевразийским правым сдвигом, развившимся вдоль линии Торнквиста. Исходя из геометрии линии сдвига, оно характеризовалось некоторым вращением против часовой стрелки относительно Западной Европы, с полюсом на севере Японского моря (т.е. на простирании полюса раскрытия Арктического рифта [De Mets et al., 1990]). Вращение привело к продольной асимметрии зон спрединга и субдукции: обе они достигают наибольшей ширины около Трансевразийского сдвига и очень постепенно сужаются к востоку.

Поздний эоцен-средний миоцен (см. рис. 9, Б). В эоцене к Тибету причленился Индостан, и это сразу изменило ситуацию. Продвижение Сибири на юг уже сдерживалось, и благодая этому обстоятельству, наряду с теми, о которых подробно говорилось выше (повышенное сжатие в Скандинавии и наличие геодинамических убежищ на юго-востоке – в виде бассейна Паратетис и остатков океана Тетис), от оси спрединга самостоятельно пошла Восточная Европа. Ее быстрый, может быть, даже лавинообразный сход в сторону Паратетиса и общеевразийской зоны субдукции начался в конце среднего эоцена и особенно бурным был в раннем олигоцене. На Урале и Тимане, где движение субплиты задерживалось индо-евразийской коллизией, оно компенсировалось сжатием и вероятным левым сдвигом, а на Кавказе и в Иране, где не было препятствия, – расширением зоны субдукции.

Если исходить из дугообразной формы разлома Ян-Майен и из расширения, в виде раструба, зоны спрединга в районе хр. Мона-хр. Книповича, движение Восточной Европы должно было сопровождаться некоторым поворотом уже по часовой стрелке относительно Западной Европы (т.е. навстречу общему вращению большой субплиты Восточной Европы-Азии), с полюсом где-то около Азорских островов. В пользу этого говорит и расширение к востоку моря Паратетис и зоны субдукции в Иране. И наконец, вращение по часовой стрелке Евразии требовало закрытия треугольного реликта Тетиса в Загросе. К слову сказать, Аравия, которая закрывала этот бассейн с юга, в раннем миоцене поворачивалась против часовой стрелки относительно Африки [Копп, 1997]. Так что не исключено, что в какое-то время обе плиты действовали одновременно как клещи, с двух сторон раздавившие остатки океана Тетис. Таким образом, в позднем эоцене-раннем миоцене сдвиг по линии Торнквиста должен был сопровождаться некоторым перекрытием на юговостоке, в Иране.

Поздний мноцен-квартер (см. рис. 9, *B*). Развитие Аравийской коллизии к северу перекрыло почти все крупные кавказские и иранские прогибы, за исключением

Рис. 9. Геокинематическая история Северной Евразии в кайнозое (геологическая нагрузка дана в современных координатах): А – палеоцен-средний эоцен, Б – поздний эоцен-средний миоцен, В – поздний миоцен-квартер

<sup>1 -</sup> активная на соответствующем этапе часть зоны спрединга (ширина соответствует ширине полосы океанской коры данного возраста); 2 - активная на соответствующем этапе часть общеевразийской субдукции; 3 – разломы зоны Трансевразийского сдвига; 4 – другие внутриконтинентальные зоны трансформные разломы – границы субплит Евразии; 5-7 – прочие разломы: 5 – надвиги и покровы, 6 – сдвиги и трансформные разломы, 7 - сбросы; 8 - эшелонированные мегантиклинали Тимана; 9 - область устойчивого (в течение всего кайнозоя) поднятия Фенноскандии; 10 - окраинное море Паратетис; 11 фрагменты Гондваны, коллидировавшие с Евразией в конце мела и кайнозое; 12 - реликты океана Тетис; 13-15 - направления перемещения плит и субплит: 13 - Восточноевропейско-Азиатской субплиты по отношению к Западно-Европейской субплите, океану Тетис и зоне спрединга в Северной Атлантике и Арктике (а – в палеоцене-среднем эоцене,  $\delta$  – в позднем эоцене-среднем миоцене), 14 – Восточно-Европейской субплиты в позднем эоцене-среднем миоцене и Западносибирско- Туранской субплиты в позднем миоцене-квартере (то и другое - по отношению к соседним субплитам Евразии), 15 гондванских микроконтинентов-инденторов по отношению к условно стабильной Евразии; 16 – полюса вращения субплит Евразии. Субплиты: ВА - Восточноевропейско-Азиатская, ВЕ - Восточно-Европейская, ВСК - Восточносибирско-Китайская, Е - Европейская, ЗЕ - Западно-Европейская, ЗСТ -Западносибирско-Туранская, СК - Сибирско-Китайская

современных Черноморской и Южно-Каспийской котловин. Таким образом, в области моря Паратетис взаимные "интересы" Восточно-Европейской и Аравийской плит "схлестнулись" уже непосредственно, и "схватка" эта оказалась далеко не в пользу первой. Коллизионная ситуация на Кавказе контролировалась теперь поддвигом не Восточной Европы, а Аравии. Более сильное давление со стороны последней должно было заблокировать юго-восточное перемещение Восточной Европы, что и объясняет, по мнению автора, недостаточную активность ее юго-западной границы на позднемиоцен-четвертичной стадии.

Таким образом, к позднему миоцену уже большая часть Евразийской плиты была заблокирована альпийскими коллизиями и находилась в состоянии сжатия. В "ответ" на это Арктическая ось спрединга отправляет в путь уже, собственно, последнее, что у нее оставалось к тому времени – несколько расплывчатую в очертаниях субплиту Западной Сибири–Турана–Систана, имевшую выход к Аравийскому морю с Макранской зоной субдукции. Ее движение к югу угадывается по наличию попутных сдвигов в Систане и по общей погруженности относительно соседних субплит (меньшее сжатие?). Стоит в связи с этим обратить внимание и на расширение, в виде линзы, полосы плиоцен-четвертичной коры в зоне спрединга напротив моря Лаптевых и Западно-Сибирской впадины: оно может свидетельствовать о некотором про́гибе коры Северной Евразии к югу.

Если эти соображения верны, то в позднем миоцене-квартере вдоль Урала должен развиваться уже не левый сдвиг, как это предполагается для позднего эоцена-раннего миоцена, а рассеянный правый.

Блокировка перемещения к югу всех субплит Евразии привела, по мнению автора, еще к одному важному результату на северо-западе одноименного континента. Повышенное всестороннее сжатие на вогнутой стороне дугообразной оси спрединга (см. рис. 8) уже не могло разрядиться постепенным отодвиганием Восточной Европы к юго-востоку, и из-за возросшего недостатка пространства оно вызвало интенсивное новейшее воздымание Скандинавии и ее превращение в плато, где создались все условия для возникновения горно-материкового оледенения и его последствий: изостатического затопления континентальной коры под весом ледника и ее последующего быстрого всплывания после таяния последнего. В связи с этим можно привести следующую цитату: "Само оледенение Фенноскандии в конце третичного и в первую половину четвертичного периода скорее всего обусловлено значительным вспучиванием всей этой области, которое повторялось перед каждой ледниковой эпохой, сменяясь некоторым опусканием в межледниковые эпохи" [Обручев, 1948. С. 16].

Таким образом, с конца миоцена-начала плиоцена ввиду закрытия реликтовых геодинамических убежищ платформы Северной Евразии находятся в обстановке сжатия (в сдвиговом поле напряжений?) и небольшого воздымания. В настоящую эпоху режим сжатия четко фиксируется измерениями современных полей напряжений в горных выработках и сейсмологическими данными [Кропоткин и др., 1987; Кропоткин, Ефремов, 1993; Леонов, 1995]. Учитывая существенную жесткость платформенного фундамента, такая ситуация не может продолжаться бесконечно долго и приведет либо к разрушению плиты посредством рифтогенеза, либо к приостановке встречного раздвижения коры в Индийской и Арктической осях спрединга.

### выводы

1. Представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозое верно лишь в самом первом приближении. На самом деле Северная Евразия представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с разной скоростью двигавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике. При этом наибольшее ускорение в своем движении к югу и юго-востоку получали те фрагменты Евразии, которые в наименьшей степени сдерживались на юге коллидировавшими с ней осколками Гондваны.

2. Восточная Европа в начале палеогена перемещалась к юго-востоку вместе с Азией в результате пропагации Атлантического рифта в Арктику и раскрытия Евразийского тыла Северного Ледовитого океана. Ее скольжение относительно отстающей Западноевропейской субплиты, блокированной ларамийской коллизией Анатолии и Балканид, осуществлялось по Трансевразийскому правому сдвигу, развившемуся вдоль линии Торнквиста.

Как самостоятельная субплита Восточная Европа выделилась только в конце зоцена-олигоцене – скорее всего, в связи с блокировкой Азии Индостаном. Наличие свободного пространства (в виде реликтов океана Тетис) непосредственно по курсу дрейфа Восточной Европы и, с другой стороны, накопление (из-за эффекта сферичности плит) сжимающих напряжений на северо-западе ее, в Фенноскандии, создали необходимую тягу, которая вытащила субплиту к юго-востоку. Очевидно, важную роль в этом играла гипотетическая зона левых сдвигов к северо-востоку от Восточной Европы.

Очередное сужение пространства для выдвижения евразийских блоков к югу произошло в конце миоцена в связи с Аравийско-Евразийской коллизией. Уже не только Западная Европа и Восточная Сибирь, но и Восточная Европа оказались заблокированными, и Евразийская плита консолидировалась. Медленный дрейф к югу, в сторону реликтовой зоны субдукции в Макране, продолжал только блок Западной Сибири–Турана.

3. Современный неотектонический рельеф платформ Северной Евразии образовался в результате горизонтальных перемещений не только плит гондванского происхождения, но и встречного дрейфа фрагментов Евразии. Уральский новейший ороген возник при сжатии и левом сдвиге в результате позднеэоцен-олигоценового столкновения Восточно-Европейской субплиты с фронтальными блоками зоны динамического влияния Индостанского индентора.

Работа выполнена на средства Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 96-05-65870, 97-07-90074 и 99-05-65366) и программы "Peri-Tethys" (грант № 95-41). В ходе работы над статьей автор консультировался с А.А. Ландером, Ю.Г. Леоновым, Е.Е. Милановским, Л.М. Расцветаевым и В.Е. Хаиным. Приношу глубокую признательность всем вышеперечисленным коллегам и организациям.

#### ЛИТЕРАТУРА

Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.

- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 3. С. 3–13.
- Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2. М.: Недра, 1970. 304 с.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетис // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104–105.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 151 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 438).
- Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. 2. Фазы олистостромообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 1. С. 13-23.
- Копп М.Л. Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 795–799.
- Копп М.Л. Сгруктуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Науч. Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 506).
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–31.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29-50.
- Короновский Н.В. Палеогеновый вулканизм Ближнего и Среднего Востока и его тектоническая позиция // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 67–78.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Тектоника платформ: Современные данные и идеи. М.: ГИН РАН, 1993. С. 11–12.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3-24.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с.
- Леонов Ю.Г. Миф об Урало-Оманском линеаменте // Геотектоника. 1994. № 5. С. 82-84.
- *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Там же. 1995. № 6. С. 3–21.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–25.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Воронина Л.А., Столяров А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене-раннем миоцене // Стратиграфия и геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10-39.

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов? // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66-75.

Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145-200 (Тр. ГИН АН СССР; вып. 340).

Савельев А.А. Структура и условия образования офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала // Геотектоника. 1996, № 3. С. 25–35.

Татаришвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. Среднезоценовые вулканиты аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 79–86.

Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны. [и] Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.

Шарданов А.Н., Пекло В.П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя // Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ. 1959. Вып. 1. С. 3–27.

Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59-70.

Adamija Sh.A., Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // Tectonophysics. 1977. Vol. 40. P. 183-199.

- Akhmetiev M.A. Ecological crises of the Paleogene and Neogene in extratropical Eurasia and their putative causes // Paleontol. J. 1996. Vol. 30, N 6. P. 738-748.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al., P., 1993.
- Bergougnan H., Fourquin C. Paleo-, tardi- and neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges // Proc. Intern. symp. multidiscip. appr. earthquake predict. March 31-Apr. 5. 1980. Istanbul, 1982. P. 23-42.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 101. P. 425-478.
- Eldholm O., Faleide J.I., Myhre A.M. Continent-ocean transition at the western Barents Sea / Svalbard continental margin // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1118-1122.
- EUGENO-S Working Group. Crustal structure and tectonic evolution of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S project) // Tectonophysics. 1988. Vol. 150. P. 253-348.
- Finetti J., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea: Monograph on the Black Sea // Bull. Geop. Appl. Trieste. 1988. Vol. 30, N 117/118. P. 197-324.
- Jaroszewski W. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszaryw nierogenisznych na przykladzie polnocnowschodniego obrzezenia mezozoicznego Gór Swietokrzyskich // Stud. geol. pol. 1972. Vol. 38. P. 215.
- Liboriussen J., Ashton P., Tygesen T. The tectonic evolution of the Fennoscandian border zone in Denmark // Tectonophysics. 1987. Vol. 137, N 1/4. P. 21-30.
- Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 3091-3102.
- Max M.D., Ohta Y. Did major fractures in continental crust control orientation of the Knipovich Ridge-Lena Trough segment of the plate margin? // Polar Res. 1988. Vol. 6. P. 85–93.
- Myhre A.M., Eldholm O. The Western Svalbard margin (74°-80° N) // Mar. and Petrol. Geol. 1988. Vol. 5. P. 134-156.
- Norling E., Bergström J. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, Southern Sweden // Tectonophysics. 1987. Vol. 137, N 1/4. P. 7-20.
- Okay A.I., Sengör A.M.C., Gorur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 267-270.
- Robinson A., Spadini G., Cloetingh S., Rudat Y. Stratigraphy of the Black Sea: Inference from basin modelling. Mar. and Petrol. Geol. 1995. Vol. 12, N 8. P. 821-835.
- Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264, N 5584. P. 319-324.
- Van Bemmelen R.W. The evolution of the Indian ocean mega-undation (causing the indico-fugal spreading of Gondwana fragments) // Tectonophysics. 1965. Vol. 2. P. 29-57.
- Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine forland a geodynamic model // Ibid. 1987. Vol. 137, N 1/4. P. 389–420.

# КИНЕМАТИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ХРОНОЛОГИИ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы)

# О.И. Гущенко

Геологический институт РАН

Одна из главных проблем прогноза рудных и нефтегазоносных областей и, в равной степени, долгосрочного прогноза сейсмической опасности связана с необходимостью разработки тектонофизических методов ретроспективного и перспективного описания напряженно-деформированного состояния литосферы, а также механизма деформационных тектонических процессов, протекающих в тектоносфере Земли. Одним из главных условий успешного решения этих задач следует считать создание геомеханической модели механизма тектонических деформаций, в которой изменения физических свойств геологической среды описывались бы в зависимости от изменения во времени краевых условий деформирования.

Наиболее перспективными при решении этих задач являются исследования современных и древних деформационных процессов по данным о медленных (криповых) и быстрых (хрупких) разрывных перемещениях в литосфере. К настоящему времени для многих орогенных областей накоплены представительные для решения этих задач базы геологических и сейсмологических данных о сколовых перемещениях в литосфере – наиболее надежных индикаторах тектонических напряжений. Эти данные обеспечивают возможность пространственно-временного слежения за тектоническими полями напряжений и деформаций – тектонического стрессмониторинга литосферы.

Наиболее богатую информацию о палеонапряжениях содержат многообразные по форме проявления следы сколовых смещений, практически повсеместно наблюдаемые в массивах горных пород на берегах гетерогенных трещинных и разрывных нарушений. Однако неопределенность геологических сведений о времени возникновения этих смещений во многом определяет бесперспективность попыток реконструкции древних полей напряжений без решения проблемы возрастной хронологии сколовых смещений – главной проблемы тектонического палеостресс-мониторинга.

В настоящей статье, исходя из кинематического принципа реконструкции полей напряжений (§ 1) и 6-фазовой модели тектонических деформаций (§ 2), рассматривается методика палеостресс-мониторинга (§ 3), обеспечивающая возможность пространственно-временной синхронизации сколовых смещений и соответствующих им палеонапряжений и суммарных сколовых деформаций, и приводятся результаты апробации разработанной технологии мониторинга на примере центральных районов Русской плиты (§ 4).

# § 1. ОБЩАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В основу тектонического стресс-мониторинга положена кинематическая трактовка понятия сопряженной системы дизъюнктивных нарушений [Гущенко, 1973, 1975, 1979а, 1996]. В отличие от традиционной в геологии [Гзовский, 1975] и сейсмологии [Введенская, 1969] методики "сопряженных пар сколов", в кинематической трактовке в качестве сопряженной однофазовой системы рассматривается весь спектр произвольно ориентированных макроскопических нарушений, развивающихся в однородном по ориентации главных осей поле напряжений и характеризую-



**Рис.** 1. Стереографическая характеристика типов симметрии сопряженных систем сколовых смещений (в проекции верхней полусферы)

A – элементарные одностадийные системы, свойственные пространственно-временным областям поля с однородной ориентацией и формой эллипсоида напряжений (μ<sub>σ</sub>); Б – однофазная многостадийная система, свойственная однородноосным этапам деформирования с меняющейся во времени формой эллипсоида напряжений

Стрелки на стереограммах соответствуют проекциям направлений векторов сколовых смещений висячих крыльев нарушений на верхнюю полусферу, рассчитанным для однородноосных областей поля напряжений, исходя из постулата (1.1). Изолинии характеризуют распределение величин  $\tau_n/\tau_{max}$ , а также степень "удобства" произвольно-ориентированных дефектов для развития сколовых деформаций и смещений в зависимости от формы эллипсоида напряжений

Б



щихся одним типом симметрии ориентировок сколовых смещений [Гущенко, 1975, 1979а].

Однородность направлений деформирующих сил в элементарных объемах горных пород определяет возникновение в их пределах на макроуровне упорядоченной по своим ориентировкам системы одноранговых сколовых смещений. Элементарные типы упорядоченности однофазных тектонических систем, впервые выделенные по геологическим данным в работах [Гущенко, 1973, 1975, 19796; Carey, Brunier, 1974], характеризуются трех- или одноосной зеркальной симметрией поля векторов одномасштабных макроскопических смещений (рис. 1, Б). Взаимосогласованную по своей кинематике (см. рис. 1, А) систему однофазовых сколовых смещений, равно как и соответствующую этой системе пространственно-временную область поля напряжений здесь и в последующем будем называть однородноосными.

В соответствии с теорией пластичности Батдорфа-Будянского [Батдорф, Будянский, 1962] полагается, что ориентация трех взаимно ортогональных осей симметрии однородноосной системы смещений совпадает с направлениями главных нормальных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  (где  $\sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3$ , растягивающее напряжение положительно), определяющих развитие этой системы. Вид симметрии системы (см. рис. 1,  $\mathcal{B}$ ) определяется соотношением величин этих напряжений (формой эллипсоида напряжений), характеризуемым коэффициентом Лодэ-Надаи:

$$\boldsymbol{\mu}_{\boldsymbol{\sigma}} = 2[(\boldsymbol{\sigma}_2 - \boldsymbol{\sigma}_3)/(\boldsymbol{\sigma}_1 - \boldsymbol{\sigma}_3)] - 1.$$

Все возможные значения этого коэффициента заключены в пределах от +1,0 ("одноосное" сжатие) до -1,0 ("одноосное" растяжение).

В рассматриваемой методике определение этих характеристик напряжений производится исходя из физической предпосылки: сколовое смещение  $t_n$ , возникающее на произвольно ориентированной ослабленной поверхности дизъюнктивного нарушения **n**, развивается преимущественно в направлении действия на этой поверхности касательного напряжения  $\tau_n$  [Гущенко, 1975]:

 $\mathbf{t}_{\mathbf{n}} \parallel \boldsymbol{\tau}_{\mathbf{n}}. \tag{1.1}$ 

Это первый в системе стресс-мониторинга постулат. Он нормирует тип связи между характеристиками сколовых смещений и макроскопических напряжений, вызвавших эти смещения. Связанные с этим постулатом и рассматриваемые ниже ограничения нормируют (см. рис. 1,  $\mathcal{B}$ ) весь спектр ориентировок векторов  $\mathbf{t}_n$ , допустимых для однородноосной области поля напряжений не зависимо от параметра  $\boldsymbol{\mu}_{\sigma}$ . На рис. 1,  $\mathcal{A}$  этот спектр отображен на стереографической номограмме [Гущенко, 1975]. На ней дугами больших кругов ограничены диапазоны ориентировок векторов  $\mathbf{t}_n$ , согласующихся (тип  $\mathbf{A}$ ) и не согласующихся (тип  $\mathbf{B}$ ) с этими ограничения на однородные по типу симметрии однофазовые системы смещений и определение соответствующих этим системам характеристик палеонапряжений составляют основу кинематического принципа реконструкции разновозрастных полей напряжений [Гущенко, 1975, 1979а, 1980, 1996; Корчемагин, Емец, 1982].

Выделение несогласующихся (т.е. выходящих за пределы допустимых створов) групп векторов  $t_n$  и их последующий анализ обеспечивают принципиальную возможность реконструкции некоторого набора наиболее проявленных в элементарных объемах фаз деформирования. При этом задача реконструкции полей напряжений сводится к нахождению для всей совокупности сколов такого варианта ориентировок осей номограммы, который характеризуется наименьшим числом несогласующихся векторов  $t_n$  (тип А). Решение этой задачи достигается путем многоцикличной сепарации каждой из выборок сколов на однородноосные группы с выде-

**Рис. 2.** Схема процедуры пространственно-временной локализации областей однородности поля напряжений (пояснения см. в тексте)





Рыс. 3. Стереографическая характеристика областей решения для главных осей тензора напряжений по данным об ориентировке сколового смещения (в проекции верхней полусферы)

На стереограмме для сколовой подвижки с векторами t, n, m (лежачее крыло условно неподвижное) выделены более плотными типами штриховки достоверные (для случая  $\pm 10^{\circ}$  точности определения ориентировок векторов t и n) области запрета для направления оси  $\sigma_1$  (сплошные линии) и для оси  $\sigma_3$  (пунктирные)

лением на каждом из циклов несогласующихся групп смещений и их анализа на последующих циклах сепарации.

Постулат (1.1) обеспечивает возможность получения характеристик макроскопического поля напряжений на основе статистически представительных выборок сколов, относящихся к достаточно малым, для рассматриваемого структурного уровня поля напряжений, объемам горных пород. Очевидно, что предельные максимальные размеры этих объемов, называемых элементарными, не должны превосходить размеры однородноосных областей поля напряжений. Пространственные и временные границы этих областей заранее не известны.

С целью решения этой задачи, при наличии данных о времени возникновения смещений, элементарные пространственно-временные выборки формируются с учетом пространственных и временных координат каждого из сколов. Эта процедура, иллюстрируемая на рис. 2, направлена на формирование в пределах окрестностей каждого из сколов некоторой минимальной пространственно-временной группы смещений, статистически представительной для определения напряжений, вызвавших эти смещения. Данная процедура осуществляется с использованием пространственно-временного окна, начало системы координат которого совпадает по времени и пространству с гипоцентром анализируемой сколовой подвижкой.

В пределах этого окна формирование выборки производится последовательными, равномерными по шкалам времени ( $\Delta T$ ), глубин ( $\Delta H$ ) и эпицентральных расстояний (L) шагами по мере удаления во времени и пространстве от гипоцентра анализируемого скола. При этом исходная для анализа минимальная выборка формируется в пределах более древней "форшоковой" части ( $-\Delta T$ ) этого окна (шаги 1–3). И только, если в результате сколовой подвижки в ее окрестностях не проявилось афтершоковое возмущение макроскопического поля, дальнейшее нара-

щивание выборки может осуществляться и за счет положительной, афтершоковой части (+∆T) этого окна (шаги 4-6, см. рис. 2).

Представительность выборок для определения напряжений контролируется в процессе мониторинга определенным набором фильтров, в соответствии с которым выборка последовательно наращивается в пространстве и времени до тех пор, пока не будет достигнут требуемый уровень ее надежности, или до момента рассогласования сколов в анализируемой группе.

Определение ориентации главных осей симметрии сопряженной системы смещений и соответствующих им направлений главных напряжений производится, исходя из постулата (1.1). Этот постулат накладывает оптимальные по жесткости ограничения на характеристики допустимых ориентировок главных напряжений, вызвавших сколовое смещение. Эти ограничения, рассмотренные в работах [McKenzie, 1969; Гущенко, 1975, 1996; Гущенко, Кузнецов, 1979], сводятся к системе тригонометрических неравенств и тождеств, определяющих (рис. 3) границы допустимых областей решения для направлений главных осей тензора напряжений:

$$t_3/n_3 \le 0; \quad t_1/n_1 \ge 0;$$
 (1.2)

$$\mathbf{m}_1 \cdot \mathbf{n}_1 / \mathbf{m}_3 \cdot \mathbf{n}_3 \ge 0; \quad \mathbf{n}_i \ne 0$$
и  $\mathbf{t}_i \ne 0$  при  $\mathbf{m}_i \ne 1;$  (1.3)

$$\Sigma n_i^2 = 1; \quad \Sigma t_i^2 = 1; \quad n_i \neq 1; \quad t_i \neq 1,$$
(1.4)

где  $\mathbf{n}_i$ ,  $\mathbf{t}_i$ ,  $\mathbf{m}_i$  – направляющие косинусы осей главных нормальных напряжений тензора  $\boldsymbol{\sigma}_i$  (i = 1, 2, 3) в системе координат, совпадающей с направлениями трех взаимноортогональных единичных векторов, однозначно связанных с разрывным смещением: **n** – вектор в направлении внешней нормали к берегу разрыва, принимаемому за условно неподвижный; **t** – вектор в направлении сколового смещения условно активного берега разрыва; **m** – бинормаль к векторам **n** и **t**.

Физический смысл постулата (1.1) в том, что при квазиоднородном характере сцепления между берегами дизъюнктивного нарушения сколовое смещение не может развиваться против действующих на поверхности нарушения сдвиговых сил: в соответствии с неравенствами (1.2) ось  $\sigma_1$  не может располагаться в квадрантах сжатия, выделенных на стереограмме (см. рис. 3) сплошной штриховкой, а ось  $\sigma_3$  – в квадрантах растяжения, выделенных пунктиром. В силу неравенств (1.3) оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  могут совместно располагаться в одном или в двух только накрестлежащих (имеющих общее ребро) квадрантах, образованных площадкой разрыва и плоскостью, ортогональной вектору m. Эти квадранты выделены на рис. 3 однотипными знаками: либо только (+), либо только (-).

Тождества (1.4) описывают условие взаимной ортогональности искомых направлений главных осей тензора.

Отметим, что ограничения (1.3) и (1.4) не зависят от знаков  $t_i$ . Это обуславливает возможность нахождения на основе только этих ограничений направления промежуточной оси  $\sigma_2$ , а также направлений двух предельных напряжений (осей  $\sigma_1$ и  $\sigma_3$ ), но без определения их индексов. Эта особенность данных ограничений обеспечивает возможность существенного увеличения объема исходных для тектонического мониторинга геологических данных за счет вовлечения в анализ характеристик ориентации следов сколовых подвижек с неопределенными знаками  $t_i$ ("знаком подвижки").

Совместное решение систем неравенств (1.2), (1.3) и тождеств (1.4), составленных для статистически-представительных выборок сколов, позволяет локализовать на единичной сфере области пересечения одноименных квадрантов сжатия и растяжения и выделить в пределах этих областей допустимые варианты решений для направлений главных осей тензора. В качестве единственного и оптимального решения рассматривается вариант, характеризующийся минимальным весом несогласующейся группы векторов  $t_n$ , а при сходстве этого показателя – минимальной дисперсией значений коэффициента  $\mu_{\sigma}$ . Значение этого коэффициента для каждого из сколов в отдельности определяется на основе зависимости [Гущенко, Кузнецов, 1979]:

 $\mu_{\sigma} = (\mathbf{n}_{3} \cdot \mathbf{m}_{3} - \mathbf{n}_{1} \cdot \mathbf{m}_{1})/(\mathbf{n}_{1} \cdot \mathbf{m}_{1} + \mathbf{n}_{3} \cdot \mathbf{m}_{3}).$ (1.5)

В соответствии с этой зависимостью представительными для определения  $\mu_{\sigma}$  являются только те из согласованных с ограничениями (1.2), (1.3) и (1.4) направлений векторов  $t_n$ , для которых величины  $n_i$  и  $m_i$  значимо отличаются от единицы и  $n_i$  не равны нулю.

Описание поля суммарной сколовой части тектонических деформаций производится в процессе мониторинга на основе методики Степанова–Анжелье [Степанов, 1979; Angelier, 1979, 1984, 1994]. Эта методика исходит из допущения одномасштабности амплитуд сколовых подвижек на одноранговых плокостях нарушений и обеспечивает возможность получения для однородноосных выборок сколов (с определенным знаком сколовой подвижки) характеристик главных компонент суммарного тензора сколовых деформаций, обезразмеренных на шаровую часть тензора. На основе этих данных производится оценка сходимости полученных решений для эллипсоидов напряжений и деформаций – соосности этих эллипсоидов. Соосность характеризуется величиной максимального расхождения ориентировок одноименных осей этих эллипсоидов.

Как показали первые результаты апробации этого методического подхода, проведенной в пределах различных сейсмоактивных областей Евразии на основе опубликованных сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, в которых время возникновения сколовых подвижек является однозначно определенным, рассмотренная постановка задачи обеспечивает достижение наиболее высокой степени устойчивости и пространственно-временной регулярности решений для современного регионального поля тектонических напряжений, достаточной для построения карт траекторий главных напряжений и вида напряженного состояния ( $\mu_{\sigma}$ ) земной коры [Гущенко, 1979а; Гущенко и др., 1991; Petrov et al., 1994].

Однако для разработки физической модели деформационных тектонических процессов длительность инструментальных наблюдений за тектоническим полем напряжений не может считаться достаточной. Для продления временного ряда мониторинга в глубь геологической истории необходимо решение проблемы относительной хронологии более древних сколовых смещений, регистрируемых геологическими методами.

## § 2. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ

Для статистически представительных пунктов геологических наблюдений, относящихся к достаточно малым для рассматриваемого структурного уровня поля напряжений элементарным объемам горных пород, рассмотренные в § 1 ограничения обеспечивают принципиальную возможность сепарации разнофазовых сколовых смещений на однородные по типу симметрии однофазовые системы смещений и определения соответствующих этим системам характеристик палеонапряжений и суммарных сколовых деформаций. При этом полагается, что каждая из выделенных в этом объеме однородноосных систем сколовых смещений с однотипной ориентацией осей симметрии (см. рис. 1, A) характеризуют одну непрерывную во времени фазу деформирования.

Решение главной проблемы тектонического мониторинга, связанной с определением относительной возрастной последовательности реконструированных фаз, становится возможным, если в основной алгоритм мониторинга [Гущенко, 1996] в качестве синхронизирующего постулата ввести постулат непрерывности деформационных тектонических процессов во времени. Согласно этого второго постулата:





**Рис. 4.** Принципиальные схемы непрерывного (*A*) и прерывистого (*Б*) типов эволюции напряженного состояния элементарного объема во времени при трехосном деформировании (пояснения см. в тексте)

в ходе деформационных тектонических процессов девиаторная часть тензора макроскопических напряжений (D) не достигает нулевых значений, т.е.:

$$\mathbf{D} \neq \mathbf{0}; \quad \boldsymbol{\sigma}_1 \neq \boldsymbol{\sigma}_3.$$
 (2.1)

Этот постулат накладывает достаточно жесткие кинематические ограничения на особенности взаимосвязи сопряженных во времени разнофазовых полей напря-

жений, достаточные для решения проблемы относительной хронологии этих полей. решение этой проблемы становится возможным в силу свойственного непрерывным деформационным процессам унаследованного характера связи между сопряженными во времени фазами деформирования.

Эти особенности иллюстрируются на рис. 4. На этом рисунке отображены две принципиальные схемы эволюции напряженного состояния элементарного объема во времени (Т) при трехосном его деформировании в направлениях трех взаимноортогональных осей X, Y и Z. Левые графики (A) характеризуют непрерывные деформационные процессы, а правые ( $\mathcal{B}$ ) – прерывистые. Эти графики соответствуют двум типам механизма деформирования объема в условиях монотонного, но разного по скорости, нарастания во времени величин напряжений в направлениях  $\chi(\sigma_x)$  и Y( $\sigma_y$ ) при некоторых постоянных значениях напряжения  $\sigma_z$ . На эпюрах напряжений цифрами показаны индексы главных осей, свойственные однородноосным фазам деформирования. Вертикальным пунктиром выделены временные границы этих фаз. На графиках A эти границы соответствуют осесимметричным стадиям деформирования, на которых величина коэффициента  $\mu_{\sigma}$  достигает предельных значений +1 или -1. На графиках  $\mathcal{B}$  – эти стадии соответствуют гидростатическим условиям деформирования, при которых девиаторная часть напряжений равна нулю.

В силу постулата (2.1) для непрерывных (A) процессов отрицается возможность достижения равенства между предельными по величине главными напряжениями ( $\sigma_1 = \sigma_3$ ), а следовательно, и одного из вариантов переиндексации во времени главных осей:  $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_3$ . Этот вариант допустим лишь для прерывистых деформационных процессов (см. рис. 4, *Б*), в ходе которых на границах однородноосных фаз достигается выполнение условия  $\tau_{max} = 0$  ( $\sigma_1 = \sigma_3$ ), считающегося наименее вероятным для деформационных тектонических процессов.

Графики на рис. 4, A характеризуют главную особенность эволюции напряженно-деформированного состояния элементарных объемов в ходе непрерывных процессов: циклическую переиндексацию главных осей напряжений с унаследованным сохранением между сопряженными во времени фазами ориентировки оси одного из предельных напряжений ( $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ) и сменой индекса другого на промежуточный ( $\sigma_2$ ). Переиндексация главных осей сопровождается иллюстрируемыми нижним графиком на рис. 4, A циклическими для каждой из однородноосных фаз изменениями значений вида напряженного состояния ( $\mu_{\sigma}$ ) элементарных объемов от -1,0 ( $\sigma_3 = \sigma_2$ ) до +1,0 ( $\sigma_1 = \sigma_2$ ). Эти предельные значения достигаются на пограничных между сопряженными фазами одноосных стадиях деформирования.

Исходя из этих особенностей, задача определения относительной временной последовательности палеонапряжений применительно к непрерывным деформационным процессам может быть сведена к задаче аппроксимации всего процесса в целом некоторой максимально гладкой функцией изменения во времени напряженного состояния исследуемого элементарного объема.

Для постановки этой задачи введем следующую систему обозначений однородноосных фаз. В общей символике фазы на первой позиции цифра, соответствующая индексу наиболее крутопадающей из главных осей напряжений. На второй – буквенный символ, соответствующий типу азимутальной ориентации оси растяжения, на третьей – оси сжатия. Буквенный символ N соответствует субмеридиональному (±45°), W – для субширотного (±45°) типа ориентировок этих осей. При этом наиболее крутопадающая из этих осей обозначается символом (=).

Очевидно, что при статичной ориентации осей деформирования X, Y и Z для полного цикла нагружения элементарного объема допустимы лишь шесть типов однородноосных фаз: две сбросовых, две сдвиговых и две взбросовых. В нашей системе записи эти фазы соответственно обозначаются: 1-W; 1-N; 2WN; 2NW; 3W-; 3N-. В одном деформационном цикле в общем случае эти фазы могут быть связаны между собой 15-ю вариантами переиндексации главных осей напряжений. Для непрерывных деформационных процессов в силу постулата (2.1) и связанного с ним условия недопустимости переиндексации  $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_3$  из этих вариантов исключаются девять прерывистых вариантов сопряженности деформационных фаз:

 $1-N \rightleftharpoons 3N-; 1-N \rightleftharpoons 3W-; 1-N \rightleftharpoons 2NW; 1-W \rightleftharpoons 3N-; 1-W \rightleftharpoons 3W-; 1-W \rightleftharpoons 2WN;$  $3N- \rightleftharpoons 2WN; 3W- \rightleftharpoons 2NW; 2WN \rightleftharpoons 2NW.$ (2.2)

В силу этого при статичной ориентации осей деформирования X, Y и Z для непрерывного деформационного процесса максимально гладкой функции изменения поля напряжений во времени может соответствовать только 6-фазовый деформационный ряд, имеющий циклически замкнутый вид с двумя возможными типами смены фаз во времени (при унаследованном сохранении ориентации либо оси растяжения, либо оси сжатия):

 $\begin{array}{cccc} 1 \text{-N} \rightleftharpoons 2 \text{ WN} \rightleftharpoons 3 \text{W-} \\ \uparrow & & \uparrow \\ 1 \text{-W} \rightleftharpoons 2 \text{ WN} \rightleftharpoons 3 \text{N-} \end{array}$ 

В связи с этим задача построения деформационного ряда в относительной временной последовательности может иметь решение, если, как минимум, для двух наиболее молодых и сопряженных по времени фаз эта последовательность известна.

Как показывают данные геологических наблюдений, рассматриваемые в § 4, наиболее устойчивое решение этой задачи достигается на основе характеристик степени рассогласованности ориентировок векторов сколовых перемещений на каждой из деформационных фаз или, иначе говоря, уровня "шума" соответствующих им полей напряжений. Этот уровень оценивается по значениям дисперсии коэффициента  $\mu_{\sigma}$  на каждой из выделенных фаз деформирования. При этом полагается, что конечный член деформационного ряда, соответствующий наиболее молодой фазе, характеризуется наименьшим в ряду значением дисперсии  $\mu_{\sigma}$ .

Такая связь уровня шума поля с относительным возрастом деформационных фаз проявляется в геологической среде в силу: относительно большей деформированности более древних сколовых структур за счет наложенных на них более молодых деформаций; худшей сохранности следов более древних смещений; а также незавершенного характера современной фазы деформирования, определяющего относительно меньший диапазон допустимых временных вариаций для значений коэффициента  $\mu_{\sigma}$  (финальная фаза 1-W на нижнем графике, см. рис. 4, *A*).

Технология определения относительного возраста палеонапряжений, исходя из рассмотренных кинематических предпосылок, рассматривается ниже в § 3 и иллюстрируется на рис. 5, В.

При наличии данных о геологическом возрасте наиболее древнего и наиболее молодого членов деформационного ряда становится возможной синхронизация деформационных рядов между разными пунктами наблюдений. Геологический возраст наиболее древней в ряду деформационной фазы определяется из результатов анализа возрастных выборок сколов, сформированных в пределах одновозрастных комплексов горных пород. Верхняя возрастная граница этой фазы определяется как та из границ в стратиграфическом разрезе исследуемого региона, выше которой проявление этой фазы не регистрируется.

Геологический возраст этой границы ставится в соответствие времени формирования поверхностей размывов и угловых несогласий или стадии аномального возрастания скорости тектонических деформаций. При этом в соответствии с рассматриваемой 6-фазовой моделью тектонических деформаций (см. рис. 4, A) полагается, что изменение пластических свойств геологической среды и скорости тектонической деформации, при прочих равных условиях, определяются изменениями во времени значений коэффициента Лоде-Надаи  $\mu_{\sigma}$ : чем больше абсолютное значение коэффициента  $\mu_{\sigma}$ , тем выше пластичность горных пород и больше скорость тектонической деформации.

Такой тип связи изменений пластических свойств геологической среды в зависимости от изменений краевых условий ее деформирования обусловлен тем, что пограничные между фазами осесимметричные ( $|\mu_{\sigma}| = 1$ ) стадии деформирования, в силу свойственной только этим стадиям конической формы поверхности  $\tau_{max}$  (см. рис. 1), характеризуются наибольшей для фазы широтой спектра структурных дефектов, благоприятных для развития сколовых деформаций. Коническая форма этого спектра, максимально широкого при  $|\mu_{\sigma}| = 1$ , определяет аномальное повышение пластичности горных пород и, соответственно, увеличение скорости деформации именно на пограничных между фазами стадиях деформирования. Стадии трехосного деформирования ( $|\mu_{\sigma}| \neq 1$ ) характеризуются более узким спектром "удобных" дефектов, описываемым лишь двумя семействами сопряженных плоскостей, что определяет относительное повышение на этих стадиях жесткости массивов (максимальной при  $\mu_{\sigma} = 0$ ) и, соответственно, уменьшение скорости тектонической деформации и повышение энергоемкости всего деформационного процесса в целом.

Синхронизация деформационных рядов между разными пунктами наблюдений по конечным, наиболее молодым фазам деформирования может достигаться при наличии в исследуемом регионе сопоставимых по уровню описания инструментальных данных о современных полях напряжений и деформаций. Наиболее надежная синхронизация может обеспечиваться по данным сейсмического стрессмониторинга.

При достаточной полноте стратиграфического разреза и геологической изученности региона, а также при соответствующем уровне представительности исходной для мониторинга базы данных рассмотренный принцип относительной хронологии палеонапряжений, названный кинематическим, обеспечивает принципиальную возможность определения относительного возраста каждой из реконструированных деформационных фаз.

## § 3. ОСНОВНОЙ АЛГОРИТМ ПАЛЕОСТРЕСС-МОНИТОРИНГА

Рассмотренные в § 1 и § 2 кинематические ограничения положены в основу алгоритма тектонического палеостресс-мониторинга, обеспечивающего, как показали результаты его апробации [Гущенко и др., 1999], наибольшую для геологических данных устойчивость решений временных и пространственных рядов палеонапряжений. Основной алгоритм направлен на последовательное решение следующих задач:

1. Формирование единых по уровню статистической представительности и минимальных по пространству выборок сколовых нарушений; 2. Описания поля суммарных сколовых деформаций с целью выделения главных элементов структурной неоднородности исследуемого региона и формирование структурнооднородных выборок сколов с учетом этих неоднородностей; 3. Сепарация этих выборок на однородноосные группы сколов с целью получения соответствующих им характеристик разнофазовых полей напряжений; 4. Определение относительной временной последовательности реконструированных деформационных фаз; 5. Построение карт палеонапряжений и деформаций для синхронных по времени этапов тектонического деформирования.

В технологическом цикле мониторинга решение основных задач обеспечивается следующим рядом последовательных процедур.

1. Процедура формирования пространственных выборок сколов, представительных для определения характеристик палеонапряжений. Она подчинена формированию однородных по уровню статистической представительности групп сколовых смещений в окрестностях анализируемых геологических объектов. Уровень представительности нормируется двумя основными фильтрами, которые определяют допустимые для генеральной выборки предельные показатели максимальных по пространству размеров выборки и минимального количества сколовых подвижек. Эти показатели подбираются в зависимости от выбранного структурного уровня описания поля напряжений, плотности распределения в пространстве пунктов наблюдений, а также точности исходных измерений ориентировок векторов t.

Исследование проводится на разных структурных уровнях описания поля напряжений: на региональном – с площадью осреднения поля, много большей характерных размеров региональных структурных неоднородностей, и локальных – с площадями осреднения, много меньшими этих неоднородностей.

Основные фильтры, нормирующие уровень представительности генеральных выборок задаются, исходя из следующих эмпирически установленных для геологических объектов норм. При точности измерений ориентировок векторов t не хуже ±5° общее число векторов сколовых смещений, необходимых для надежной сепарации основных фаз деформирования, должно составлять не менее 30–50 для каждой из этих фаз. При этом не менее чем для 20–30% нарушений должен быть известен знак сколовой подвижки.

Формирование генеральных выборок производится в окрестностях узлов некоторой равномерной координатной сетки путем последовательного наращивания выборки за счет ближайших к узлу сколовых нарушений. Наращивание выборки завершается при достижении требуемого уровня ее представительности. Для статистически представительных выборок вычисляются географические координаты центра тяжести выборки с учетом количества векторов t в каждом из локальных пунктов наблюдений. С целью определения нижнего (наиболее древнего) предельного возраста следов сколовых смещений помимо пространственных выборок, формируемых вне зависимости от возраста массивов горных пород, создаются возрастные выборки, формируемые в пределах лишь одновозрастных массивов.

2. Процедура сепарации генеральных выборок сколовых смещений на элементарные однофазовые г р у п п ы и определения соответствующих им характеристик палеонапряжений и сколовых деформаций. Эта процедура направлена на реконструкцию в элементарном объеме горных пород однородноосных деформационных фаз на основе статистически представительной генеральной выборки сколов. Технология процедуры предусматривает возможность привлечения к мониторингу характеристик ориентировок векторов t как с определенным, так и неопределенным знаком сколового смещения. В основном алгоритме этой процедуры, отображенном на рис. 5, А, решение задачи достигается путем двустадийной циклической сепарации генеральной выборки (ΣF<sub>1,2...,n</sub>) на однородноосные группы сколов с выделением на каждом из циклов двух групп векторов сколовых смещений.

На первой стадии цикла (обозначаемой на схеме тонкими двойными стрелками) на основе совместного решения системы тригонометрических неравенств и тождеств (1.3), (1.4) и (1.5), не зависящих от знаков вектора t, находится обобщенный для выборки вариант решения тензора для однотипных по ориентации оси  $\sigma_2$  полей напряжений. Этому решению соответствует суммарный для выборки тензор, характеризующийся наибольшим значением удельного веса взаимосогласованной группы векторов сколовых смещений (т.е. векторов, не выходящих за пределы показанных на рис. 1, A остроугольных створов номограммы). На основе этого ре-



Рис. 5. Принципиальная схема основного алгоритма тектонического палеостресс-мониторинга (пояснения см. в тексте)

шения тензора с использованием ограничений (1.3), (1.4) и (1.5) анализируемая выборка подразделяется на две группы сколов: 1) согласованных (обозначаемых на схеме тонкой окружностью и символом  $\Sigma F$  с индексом, соответствующим порядковому номеру цикла) и 2) несогласованных с решением суммарного тензора (обозначаемых на схеме тонкой двойной окружностью). В несогласующуюся группу выделются те из сколов, у которых ориентировки векторов t выходят за пределы допустимого для них диапазона направлений (см. рис. 2), нормированного указанными выше ограничениями, а также точностью исходных измерений этих векторов.

На второй стадии цикла (утолщенные стрелки) для первой из этих групп сколов на основе четырех ограничений (1.2), (1.3), (1.4) и (1.5), учитывающих знаки векторов t, находится обобщенное решение тензора для наиболее проявленной в

1. Процедура формирования пространственных выборок сколов, представительных для определения характеристик палеонапряжений. Она подчинена формированию однородных по уровню статистической представительности групп сколовых смещений в окрестностях анализируемых геологических объектов. Уровень представительности нормируется двумя основными фильтрами, которые определяют допустимые для генеральной выборки предельные показатели максимальных по пространству размеров выборки и минимального количества сколовых подвижек. Эти показатели подбираются в зависимости от выбранного структурного уровня описания поля напряжений, плотности распределения в пространстве пунктов наблюдений, а также точности исходных измерений ориентировок векторов t.

Исследование проводится на разных структурных уровнях описания поля напряжений: на региональном – с площадью осреднения поля, много большей характерных размеров региональных структурных неоднородностей, и локальных – с площадями осреднения, много меньшими этих неоднородностей.

Основные фильтры, нормирующие уровень представительности генеральных выборок задаются, исходя из следующих эмпирически установленных для геологических объектов норм. При точности измерений ориентировок векторов t не хуже ±5° общее число векторов сколовых смещений, необходимых для надежной сепарации основных фаз деформирования, должно составлять не менее 30–50 для каждой из этих фаз. При этом не менее чем для 20–30% нарушений должен быть известен знак сколовой подвижки.

Формирование генеральных выборок производится в окрестностях узлов некоторой равномерной координатной сетки путем последовательного наращивания выборки за счет ближайших к узлу сколовых нарушений. Наращивание выборки завершается при достижении требуемого уровня ее представительности. Для статистически представительных выборок вычисляются географические координаты центра тяжести выборки с учетом количества векторов t в каждом из локальных пунктов наблюдений. С целью определения нижнего (наиболее древнего) предельного возраста следов сколовых смещений помимо пространственных выборок, формируемых вне зависимости от возраста массивов горных пород, создаются возрастные выборки, формируемые в пределах лишь одновозрастных массивов.

генеральных 2. Процедура сепарации выборок элементарные однофазовые сколовых смещений на группы и определения соответствующих им характеристик палеонапряжений и сколовых деформаций. Эта процедура направлена на реконструкцию в элементарном объеме горных пород однородноосных деформационных фаз на основе статистически представительной генеральной выборки сколов. Технология процедуры предусматривает возможность привлечения к мониторингу характеристик ориентировок векторов t как с определенным, так и неопределенным знаком сколового смещения. В основном алгоритме этой процедуры, отображенном на рис. 5, А, решение задачи достигается путем двустадийной циклической сепарации генеральной выборки (ΣF<sub>1,2,...,n</sub>) на однородноосные группы сколов с выделением на каждом из циклов двух групп векторов сколовых смещений.

На первой стадии цикла (обозначаемой на схеме тонкими двойными стрелками) на основе совместного решения системы тригонометрических неравенств и тождеств (1.3), (1.4) и (1.5), не зависящих от знаков вектора t, находится обобщенный для выборки вариант решения тензора для однотипных по ориентации оси  $\sigma_2$  полей напряжений. Этому решению соответствует суммарный для выборки тензор, характеризующийся наибольшим значением удельного веса взаимосогласованной группы векторов сколовых смещений (т.е. векторов, не выходящих за пределы показанных на рис. 1, A остроугольных створов номограммы). На основе этого ре-



Рис. 5. Принципиальная схема основного алгоритма тектонического палеостресс-мониторинга (пояснения см. в тексте)

шения тензора с использованием ограничений (1.3), (1.4) и (1.5) анализируемая выборка подразделяется на две группы сколов: 1) согласованных (обозначаемых на схеме тонкой окружностью и символом  $\Sigma F$  с индексом, соответствующим порядковому номеру цикла) и 2) несогласованных с решением суммарного тензора (обозначаемых на схеме тонкой двойной окружностью). В несогласующуюся группу выделются те из сколов, у которых ориентировки векторов t выходят за пределы допустимого для них диапазона направлений (см. рис. 2), нормированного указанными выше ограничениями, а также точностью исходных измерений этих векторов.

На второй стадии цикла (утолщенные стрелки) для первой из этих групп сколов на основе четырех ограничений (1.2), (1.3), (1.4) и (1.5), учитывающих знаки векторов t, находится обобщенное решение тензора для наиболее проявленной в

выборке однородноосной фазы деформирования с однотипной ориентацией всех трех главных осей напряжений (соответствующее ей решение тензора обозначено на схеме утолщенной окружностью и порядковым номером цикла, отмеченным одним штрихом). Для несогласующейся с этим решением тензора группы векторов t (обозначенных символом  $\Delta$  с одним штрихом) аналогично находится свое решение тензора, соответствующее менее проявленной в выборке фазе деформирования (соответствующее ей решение тензора обозначено на схеме утолщенной окружностью и порядковым и выборке фазе деформирования (соответствующее ей решение тензора обозначено на схеме утолщенной окружностью и порядковым номером цикла, отмеченным двумя штрихами).

Выделяемая на первой стадии каждого цикла группа несогласующихся сколов, обозначаемых на схеме тонкими двойными окружностями, анализируется на следующем цикле сепарации по этому же алгоритму.

Сепарация сколов прекращается на том из циклов, на котором общее число несогласующихся сколов окажется ниже некоторого, нормированного соответствующим фильтром, уровня. На рис. 5, A этот уровень отмечен как < 5% от общего количества векторов в генеральной выборке.

Процедура сепарации завершается коррекцией полученных для палеонапряжений решений (см. рис. 5, Б), а также определением суммарных для выделенных фаз сколовых деформаций. Коррекция решений осуществляется путем определения этих характеристик на основе более представительных групп сколов, выделяемых для каждой из фаз из общей генеральной выборки с использованием данных об ориентировках палеонапряжений, полученных в результате мониторинга на стадии сепарации полей (см. рис. 5, A).

В результате сепарации и последующей коррекции решений для каждой фазы определяются: ориентировки главных осей напряжений и относительных величин, суммарных для фазы сколовых деформаций; показатель соосности эллипсоидов напряжений и деформаций; тип деформационной фазы; форма эллипсоида суммарной сколовой деформации ( $\mu_c$ ); значение дисперсии коэффициента  $\mu_{\sigma}$ ; наиболее повторяемое для фазы значение коэффициента Лоде-Надаи ( $\mu_{\sigma}^{max}$ ) и удельный вес этого значения в выборке ( $P_{\mu}$ ); удельный вес однородноосной группы сколов в генеральной выборке ( $P_i$ ). Показатель уровня шума поля (DSP) оценивается для каждой фазы в целом по значению дисперсии собственных значений  $\mu_{\sigma}$ , определяемых с помощью формулы (1.5) для однофазовой группы сколов по каждому из векторов t в отдельности.

3. Процедура определения относительной хронологии палеонапряжений. В алгоритме этой процедуры, принципиальная схема которой отображена на рис. 5, *B*, предусматривается определение для каждой статистически представительной выборки сколов относительной возрастной последовательности деформационных фаз на основе характеристик ориентации главных осей напряжений и показателя уровня шума (DSP) поля напряжений.

Построение временных рядов полей напряжений производится по этим данным, исходя из постулата (2.1). На первом шаге построения временного ряда (утолщенная линия на рис. 5, *B*) из всего набора реконструированных фаз на основе показателей DSP выделяется наиболее молодая фаза деформирования (см. рис. 5, *B*, группа 2NW), как фаза с наименьшим в ряду показателя уровнем шума (на схеме – min DSP).

На втором и всех последующих шагах, в силу постулата непрерывности (2.1), рассматриваются две версии допустимого продления деформационного ряда во времени: с унаследованным сохранением ориентации оси  $\sigma_1$  (см. рис. 5, *B*, сколовые группы 3N- и 2NW) и оси  $\sigma_3$  (группа 1-W). Из всех вариантов полей, удовлетворяющих условию (2.1), более молодому по времени члену деформационного ряда ставится в соответствие (тонкие линии на рис. 5, *B*) поле с меньшим уровнем шума (3N-). На рис. 5, В унаследованные между однородноосными фазами типы азимутальных ориентировок осей **σ**<sub>1</sub> и **σ**<sub>3</sub> оконтурены тонкими прямоугольниками.

Статистический характер данной процедуры обуславливает необходимость исследования устойчивости получаемых для деформационных рядов решений в зависимости от режима сепарации сколов. Основной фильтр, контролирующий этот режим, нормирует допустимый для фазы диапазон пространственно-временных изменений направлений главных напряжений. В соответствии с этим фильтром каждая из генеральных выборок исследуется при разных по жесткости режимах сепарации с целью выявления наиболее устойчивого варианта решения временного ряда. При этом в качестве единственного решения рассматривается деформационный ряд, в котором при соблюдении условия непрерывности (2.1) относительная возрастная последовательность фаз оказывается наиболее согласованной с показателями уровня их шума (т.е. для наибольшего числа членов временного ряда фиксируется нарастание уровня шума поля по мере увеличения его относительного возраста).

На основе изложенного алгоритма автором совместно с А.О. Мострюковым была разработана технология тектонического стресс-мониторинга, апробированная на примере трещинных структур центральных районов Русской плиты.

# § 4. РЕЗУЛЬТАТЫ АПРОБАЦИИ ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Реконструкция палеонапряжений осуществлялась на основе геологических данных о направлениях 1617 сколовых тектонических смещений (t), измеренных в каменноугольных известняках и доломитах на 11 карьерах Московской, Калужской и Тульской областей. Направления векторов t определялись на основе анализа следов тектонического скольжения, наблюдавшимся на берегах трещин, разрывов и поверхностях напластования.

В таблице приведены характеристики палеонапряжений, финальных для посткаменноугольного времени фаз деформирования. Они получены на основе анализа четырех элементарных пространственных выборок сколов, статистически представительных для реконструкции не более 5--6 фаз деформирования платформенного чехла. По результатам сепарации этих выборок установлено повсеместное проявление в пределах Московской и Калужской областей однотипного 6-фазового, непрерывного временного ряда палеонапряжений:

$$3N \rightleftharpoons 3W \rightleftarrows 2N \rightleftarrows 1N \rightleftarrows 1W \rightleftarrows 2W.$$
 (4.1)

Символика фаз в деформационном ряду характеризует свойственный фазе геометрический тип поля напряжений. Цифровой символ соответствует индексу наиболее крутопадающей из главных осей напряжений: 1 – для взбросовых, 2 – для сдвиговых, 3 – для сбросовых полей. Буквенными символами N и W обозначаются: N – субмеридиональный ( $\pm 45^{\circ}$ ) и W – субширотный ( $\pm 45^{\circ}$ ) типы ориентации одной из полого ориентированных осей напряжений (для сбросовых полей – оси  $\sigma_1$ , а для взбросовых и сдвиговых –  $\sigma_3$ ).

Деформационные фазы во временном ряду (4.1) и в таблице выстроены в относительной временной последовательности от первой, наиболее молодой, к шестой, наиболее древней. Эта последовательность определялась, исходя из постулата  $\tau_{max} \neq 0$  и допущения прямой связи между относительным возрастом поля напряжений и показателем уровня "шума" этого поля. В качестве этого показателя использовалась характеристика дисперсии частных значений коэффициента  $\mu_{\sigma}$ ,

		Число				σι			σ		jL, max			
N <sup>v</sup>	Наименование	сколо-		C	Tue						u u		Уровень	
opa-	пространственной		-	COax	daami	¢ٽ	α		¢ (	α	n Ke	μ	попе	
364	BBOOPHI CRONOD	жек			<b>4</b>						μ	-	(DSP)	
	Московская	906	27,5	14,3	3N	357	0	Π	87	90	0,90	-0,37	0,79	
	Коломнинская	312	28,2	14,0	3N	357	0		87	90	0,90	-0,60	0,60	
	Калужская	211	20,4	15,4	3N	10	0		100	90	0,90	-0,21	0,71	
	Тульская	358	26,0	15,1	3W	75	0		87	90	0,90	-0,59	0,74	
										+1,0				
	Московская	906	26,6	15,4	3W	84	0		90	90	0,90	-0,57	0,83	
11	Коломнинская	312	20,5	10,2	3W	80	0		87	90	0,90	-0,46	0,63	
	Калужская	211	20,9	31,1	3W	269	2		27	85	0,90	-0,60	0,75	
	Тульская	358	21,2	22,1	3N	164	0		81	90	0,90	0,00	0,80	
								╞						
l	Московская	906	20.2	4.1	2N	268	4		358	0	-0,45	-0,04	0.99	
1 111	Коломнинская	312	24.4	4.6	2N	88	1		358	3	-0,75	0,01	0,93	
	Калужская	211	31,3	12,0	2N	268	5	Ľ	358	1	-0,90	-0,06	0,96	
	Тульская	358	22,6	14,9	2W	336	9	Ľ	70	25	-0,75	-0,11	0,88	
									1		+1,0			
	Московская	906	19.8	14.3	1 1N	84	90	1	170	0	-0.90	0.69	0.81	
l IV	Коломнинская	312	17.9	22.0	1N	87	90	Į	175	0	-0.90	0.57	0,79	
	Калужская	211	14,7	16,5	1N	87	90		360	0	0,90	0,59	0,91	
	Тульская	358	14,5	23,5	1W	87	90		75	0	-0,90	0,35	0,93	
<b> </b>		<b>+</b> -	<b>+</b> -							-1,0				
	Московская	906	17.2	12.1	11	90	90	Į	84	0	-0.90	0.87	0.87	
l v	Коломнинская	312	15,7	26,0	1W	90	90	I	92	Ō	0,55	0,26	0,89	
	Калужская	211	13,3	27.2	1W	24	85	I	269	2	±0.90	0.44	0,82	
	Тульская	358	15,1	18,9	1N	87	90	I.	357	0	-0,90	-0,37	0,78	
								4 	Į	Į –	+1.0			
1	Московская	906	20,8	3,2	2W	177	0	1	267	3	0,90	-0,13	0,86	
VI	Коломнинская	312	21,5	5,4	2W	357	5		267	0	0,90	-0,07	0,87	
	Калужская	211	14.7	11.0	2W	358	1	L	268	5	0,90	-0,07	0,83	
	Тульская	358	25,1	19,9	<u>2N</u>	72	25		337	10	0,30	-0,09	0,84	

Таблица. Основные характеристики финальных для посткаменноугольного времени фаз деформирования Московского региона

Примечание. Р – удельный вес однофазовой группы сколовых подвижек в генеральной выборке (в %); Соах – величина максимального отклонения ориентировок главных осей напряжений от одноименных осей эллипсоида суммарных сколовых деформаций (в град.);  $\mu_{\sigma}^{max}$  – наиболее повторяемое для фазы значение коэффициента  $\mu_{\sigma}$  (символом ± отмечено проявление на гистограмме разных по знаку и сходных по величине значений  $\mu_{\sigma}^{max}$ );  $\mu_{\varepsilon}$  – значение коэффициента Лоде-Надаи для эллипсоида суммарных сколовых деформаций. Уровень "шума" поля напряжений характеризуется показателем дисперсии частных значений коэффициента  $\mu_{\sigma}$ . Жирным шрифтом выделены минимальные для временного ряда палеонапряжений значения этого показателя, соответствующие наиболее молодому полю напряжений.

определявшихся для каждой из фаз по каждому из сколов в отдельности. При этом в силу очевидной большей деформированности более древних трещинных структур относительно более молодых, в качестве наиболее молодой выделялась фаза, характеризовавшаяся наименьшим в ряду значением дисперсии  $\mu_{\sigma}$ . Эти значения для первой, наименее возмущенной последующими деформациями, сопряженной системы сколов выделены в таблице (в колонке DSP) жирным шрифтом, а для второй, более деформированной системы, – курсивом.

Приведенные в таблице данные характеризуют высокую степень устойчивости в пространстве всего спектра характеристик посткаменноугольных полей напряжений. Во всех пространственных выборках каждая из фаз деформационного цикла описывается устойчивым и достаточно узким спектром характеристик палеонапряжений и деформаций с четко выраженной спецификой спектра, достаточной для надежной пространственно-временной корреляции каждой из фаз в пределах исследованной области Русской плиты. Эта корреляция отображена в таблице замкнутыми утолщенными прямоугольными контурами, ограничивающими унаследованные между сопряженными фазами характеристики ориентации главных осей напряжений.

Деформационный процесс, описываемый временным рядом палеонапряжений (4.1), характеризуется циклической переиндексацией главных осей напряжений на пограничных между сопряженными фазами осесимметричных ( $|\mu_{\sigma}^{\text{lim}}| = 1$ ) стадиях деформирования (горизонтальные пунктирные границы в таблице). Согласно таблице, именно эти стадии вносят наибольший для фазы вклад в общую деформацию горных пород. Данный вывод следует из приведенных в графе  $\mu_{\sigma}^{\text{max}}$ , наиболее повторяемых для каждой фазы, значений коэффициента Лоде-Надаи, которые практически для всех фаз оказываются близкими к предельному значению, равному +1,0 либо -1,0.

Этот феномен связан с особенностями активизации структурных дефектов геологической среды в ходе непрерывных деформационных процессов. В силу свойственной осесимметричному ( $|\mu_{\sigma}| = 1$ ) напряженному состоянию конической формы поверхности  $\tau_{max}$ , именно на переходных (осесимметричных) стадиях деформационного процесса следует ожидать аномального расширения спектра активизированных структурных дефектов, обуславливающего повышение пластичности среды на макроуровне, аномальное возрастание скорости тектонических деформаций на границах деформационных циклов и фаз, а также знакопеременный, колебательный характер тектонических движений в ходе всего деформационного процесса в целом.

В соответствии с временным рядом (4.1) наиболее энергоемкие взбросовые (1N и 1W) режимы деформирования проявлялись в пределах Центральных районов плиты лишь на IV и V фазах деформационного процесса, а наиболее молодая фаза характеризуется наименее энергоемким сбросовым режимом и нарастанием во времени относительной величины горизонтального сжатия в субширотном направлении. Как показано в работе [Гущенко и др., 1999], полученные в результате тектонического стресс-мониторинга характеристики этой фазы (см. табл., фаза I) достаточно строго согласуются с характеристиками спектров ориентировок современных (постнеогеновых) линеаментов, проявленных в современной речной сети исследованного региона, что приводит к выводу о постнеогеновом возрасте наиболее молодой из реконструированных фаз деформирования и может свидетельствовать о надежности кинематического принципа определения относительной хронологии палеонапряжений. Для определения геологического возраста нижней временной границы деформационного ряда (4.1) необходима постановка исследований деформационных структур в пределах мезозойских и кайнозойских комплексов пород Русской плиты.

В заключение отметим, что положенный в основу тектонического мониторинга кинематический принцип сепарации и относительной хронологии палеонапряжений несомненно обуславливает существенное сглаживание скачкообразных (короткопериодных) возмущений тектонического поля напряжений. Однако в комплексе с сейсмическими и геодезическими данными единая система тектонического стрессмониторинга обеспечивает достаточную надежность картирования как древних, так и современных полей напряжений с выделением зон скачкообразных изменений траекторий их главных осей, а также переходных зон не только с анизотропным и осесимметричным ( $|\mu_{\sigma}| = 1$ ), но и с изотропным ( $\tau_{max} = 0$ ) напряженным состоянием.

Работа выполнена при финансовой поддержке Европейского геологического объединения по программе Пери-Тетис, Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 96-05-65870 и 96-15-98368) и федеральной целевой программы "Интеграция" (проект М0062).

#### литература

- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Батдорф С.Б., Будянский Б.К. Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения // Механика. М: Изд-во иностр. лит., 1962. № 1. С. 135–155.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а. С. 7–25.
- Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б. С. 26–51.
- Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения // Тр. школы-семинара "Измерения напряжений и их приложение к прогнозу землетрясений" / Кол. фил. АН СССР. Апатиты, 1980. С. 35– 52.
- Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурнокинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399-402.
- Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношение величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60–66.
- Гущенко О.И., Мострюков А.О., Гущенко Н.Ю., Сергеев А.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2.
- Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Современное региональное поле напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Там же. 1991. Т. 312, № 4. С. 830–835.
- Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений // Там же. 1982. Т. 263, № 1. С. 399–402.
- Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М., 1965. С. 56-63.
- Степанов В.В. Количественная оценка тектонической деформации // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67–71.

- Angelier J. Determination of the mean principal direction of the stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. Vol. 56. P. 17-26.
- Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, № B7. P. 5835-5848.
- Carey E., Brunier B. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elemenaire applique a l'etude d'une population de faille. // C.r. Acad. Sci. D. 1974. Vol. 279. P. 891-894.
- McKenzie Dan P. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. Vol. 59, № 2. P. 591-602.
- Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // J. Earthquake Predict. Res. 1994. Vol. 3, № 4. P. 509-527.

# СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТИ АРАВИЙСКО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ

# В.Г. Трифонов<sup>•</sup>, Г.А. Востриков<sup>•</sup>, Р.В. Трифонов<sup>•</sup>, О.В. Соболева<sup>•</sup>, А.С. Караханян<sup>••</sup>, В.А. Петров<sup>•••</sup>

\*Геологический институт РАН, \*\*Институт геологических наук НАН Армении, \*\*•Объединенный институт физики Земли РАН

#### введение

Область Аравийско-Евразийской коллизии представляет собой территорию, ограниченную координатами 26-46°с.ш. и 30-60°в.д. и включающую в себя Крым, Кавказ, Турцию, Восточное Средиземноморье, Ближний и Средний Восток, Черное и Каспийское моря, Западную Туркмению и Западный Казахстан (рис. 1). Обилие активных разломов, различающихся направлением и интенсивностью позднечетвертичных перемещений, затрудняет определение генеральных черт современного разломообразования, важного как для понимания закономерностей тектогенеза, так и для оценки сейсмической опасности различных зон и других связанных с ними геоэкологических опасностей. Это побудило нас искать способ определения интегрального деформационного эффекта современного (позднеплейстоцен-голоценового) развития разломов. Таким способом оказался расчет поля тензора скоростей деформации.

#### ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для расчетов современной тектонической деформации использовалась база данных об активных разломах региона, созданная в ходе реализации проекта II-2 "Карта крупных активных разломов Мира" (председатель В.Г. Трифонов) Международной программы "Литосфера". В основу базы данных положены материалы полевого изучения активных разломов, подготовленные и частично изложенные в публикациях А. Барка, М. Берберяна, Т.П. Ивановой, А.С. Караханяна, С.И. Кулошвили, Н.В. Лукиной, А.А. Никонова, Ф. Сароглу, В.Г. Трифонова, Л.И. Борисенко, Н. Гарфункеля, А.И. Кожурина, М.Л. Коппа, Е.Е. Милановского, М. Фаршада, Р. Фройнда, Х. Хессами и ряда других исследователей [Barka, 1992, 1996; Berberian, 1976–1977; Hessami, Jamali, 1996; Saroglu et al., 1992; Trifonov et al., 1994, 1996]. Подготавливая эти материалы для расчетов, В.Г. Трифонов всесторонне проанализировал и дополнил имеющиеся сведения. Это в первую очередь касалось скоростей движений по разломам, которые при отсутствии прямых полевых определений, обычно представленных в базе данных, оценивались по косвенным признакам в широких пределах допустимых значений. В итоге для расчетов была составлена новая база данных, включавшая следующие характеристики каждого разлома: направление и углы падения; направление (правое или левое) и скорости сдвиговой компоненты перемещений; направление (взбросо-надвиговое или сбросовое) и скорости вертикальной компоненты перемещений; присутствие и скорости (поперек разлома) растягивающей компоненты перемещений; источник информации; географические координаты точек линии разлома на поверхности, достаточных для ее воспроизведения в масштабе 1:1 000 000. Если какие-либо из этих характеристик варьировали, разлом разделялся на однородные отрезки. Для углов наклона и средних для позднего плейстоцена и голоцена скоростей перемещения приводились



Рис. 1. Активные разломы области Аравийско-Евразийской коллизии

минимальные, наиболее вероятные и максимальные значения. На представленных ниже картах показаны результаты расчетов при наиболее вероятных значениях параметров.

Для расчета компонент тензора сейсмотектонической деформации использовался каталог механизмов очагов землетрясений с M > 3,5, любезно предоставленный в наше распоряжение О.И. Гущенко, А.О. Майстрюковым и В.А. Петровым и включавший в себя для рассматриваемого региона более 300 событий с 1964 по 1992 г. Содержавшиеся в каталоге определения магнитуд *M*, и координат землетрясений были выверены О.В. Соболевой по новому Унифицированному каталогу ОИФЗ РАН, составленному под редакцией Н.В. Кондорской и В.И. Уломова.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Методика расчета поля тензора скоростей современной тектонической деформации по данным об активных разломах описана нами ранее [Трифонов и др., 1997; Trifonov et al., 1997]. Она основана на том, что подвижки по разломам (от ползучести и крипа по нарушениям разного ранга до смещений в очаговых зонах сильнейших землетрясений) являются ведущей формой перемещения горных масс в верхнекоровом слое мощностью около 15 км, который и рассматривается в работе. Возможность его обособленного рассмотрения опирается на широкое распространение явлений современного тектонического расслоения литосферы, убедительно обоснованных именно в описываемом регионе [Трифонов, 1983].

В больших пространственно-временных объемах перемещения по активным разломам можно формально рассматривать как элементы процесса течения вязкой

жидкости, важнейшим параметром которого является тензор скорости деформации. связанный при стационарном течении с тензором напряжений коэффициентом вязкости. Для расчета тензора необходимо, чтобы длительность процесса деформирования была намного больше периодов существенных вариаций его скорости, а элементарные плоскости перемещений были намного меньше рассматриваемого объема. Позднеплейстоцен-голоценовое время (100 000 лет), на которое нормированы скорости перемещений по активным разломам, заведомо много больше периода повторяемости самых сильных землетрясений в таких подвижных областях, как Кавказско-Аравийский регион. Тем самым условие по времени выполняется. Пространственный объем в нашем случае определяется площадью окна, в котором подсчитываются параметры разломов. Его размер должен быть много больше элементарных площадок, на которые делятся разломы. Но он не может быть и очень большим, чтобы обеспечить достаточную детальность, без которой исследование теряет свою ценность. Значения компонент тензора скорости деформации определялись как эффективные, средние для окна и позднеплейстоцен-голоценового времени.

Все активные разломы региона, за исключением самых непротяженных, разделялись на элементарные площадки длиной L = 10-20 км с выдержанными простиранием и падением. Краевые участки разломов (5% их общей длины), на которых амплитуда смещения затухает, не учитывались. Второй линейный размер элементарных площадок, их глубина  $L_3$ , для коротких разломов (общая длина L < 50 км) определялась из корреляционного соотношения [Карта..., 1978]:

$$lgL_3(\kappa M) = 0.75gL - 0.07, \tag{1}$$

для разломов длиной L > 50 км  $L_3 = 15$  км.

Вводилась величина М, называемая геометрическим моментом:

$$M = S \cdot L \cdot L_3, \tag{2}$$

где S – амплитуда вектора скорости перемещения по разлому. M аналогичен сейсмическому моменту очага землетрясения в том смысле, что, будучи помноженным на коэффициент трения, дает момент силы, действующей на элементарную площадку. Используя декартову систему координат X, Y, Z (положительные направления на восток, север и в зенит соответственно), рассчитывали компоненты тензора M с помощью выражения [Костров, 1975]:

$$M_{lm} = M(l_s m_n + l_n m_s), \tag{3}$$

где  $l, m = x, y, z, a l_n, l_s и m_n, m_s$  – направляющие косинусы локальной системы координат элементарной площадки (n – нормаль к ней, s – направление вектора смещения). Величины  $M_{lm}$  подсчитывались для каждой площадки. Средний для окна тензор скорости деформации определяли, следуя Б.В. Кострову [1975], с помощью выражения:

$$\dot{E}_{lm} = \frac{1}{2} \frac{\sum M_{lm}^{(n)}}{\Delta V \cdot \Delta T} , \qquad (4)$$

где n – количество площадок в пределах окна, V – площадь окна, помноженная на мощность исследуемого слоя  $\leq 15$  км, T – интервал времени (100 000 лет).

Вдоль географических параллелей и меридианов исследуемый регион разделялся на окна двух типов: размером  $1 \times 1,25^{\circ}$  без перекрытия и  $3 \times 3,75^{\circ}$ с шагами  $1 \times 1,25^{\circ}$  соотвественно. В маленьких окнах вычислялись направления главных осей, а в больших – главные значения тензоров скоростей деформации  $M_1, M_2, M_3$ .



Рис. 2. Поле тензора скоростей современной тектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об активных разломах: ориентировка осей наибольшего укорочения М<sub>3</sub>, рассчитанная для окон 1×1,25°. Длина осей пропорциональна их углу с вертикалью



Рис. 3. Поле тензора скоростей современной тектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об активных разломах: ориентировка осей наибольшего удлинения M<sub>1</sub>, рассчитанная для окон 1×1,25°. Длина осей пропорциональна их углу с вертикалью



Рис. 4. Поле тензора скоростей современной тектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об активных разломах: величины скоростей наибольшего укорочения (M<sub>3</sub>×10<sup>9</sup>), рассчитанные для окон 3×3,75°



Рис. 5. Поле тензора скоростей современной тектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об активных разломах: величины скоростей наибольшего удлинения ( $M_1 \times 10^9$ ), рассчитанные для окон  $3 \times 3,75^\circ$ 



Рис. 6. Поле тензора скоростей современной тектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об активных разломах: величины скоростей вдоль осей промежуточной деформации (M<sub>2</sub>×10<sup>9</sup>), рассчитанные для окон 3×3,75°



Рис. 7. Поле тензора сейсмотектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об очагах землетрясений: ориентировка осей наибольшего укорочения, рассчитанная для окон 3×3°. Цлина осей пропорциональна их углу с вертикалью



**Рис. 8.** Поле тензора сейсмотектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об очагах землетрясений: ориентировка осей наибольшего удлинения, рассчитанная для окон 3×3°. Длина осей пропорциональна их углу с вертикалью



Рис. 9. Поле тензора сейсмотектонической деформации области Аравийско-Евразийской коллизии по данным об очагах землетрясений: ориентировка осей промежуточной деформации, рассчитанная для окон 3×3°. Длина осей пропорциональна их углу с верти-калью

Аналогичным образом рассчитывались компоненты тензора сейсмотектонической деформации. Формула (3) в этом случае описывала тензор сейсмического момента единичного землетрясения, где M – величина сейсмического момента, вычисляемая из корреляционной зависимости от магнитуды, а выражение в скобках – направленность тензора сейсмического момента, т.е. механизм очага землетрясения. Тензор сейсмотектонической деформации вычислялся по формуле (4) как сумма тензоров механизмов очагов единичных землетрясений, возникших в пределах объема V за период времени T. В качестве таких объемов были выбраны скользящие окна  $3 \times 3^\circ$  с шагом  $1^\circ$  вдоль географических параллелей и меридианов.

С применением изложенной методики была составлена серия карт, характеризующих поле тензора скоростей современной (позднечетвертичной) тектонической деформации по данным об активных разломах (рис. 2–6) и поле тензора сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов землетрясений (рис. 7–9). Рис. 2–6, повторяем, представляют результаты расчетов при наиболее вероятных значениях углов наклона разломов и средних скоростей перемещений по ним.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наибольшее укорочение на большей части территории ориентировано субгоризонтально и субмеридионально (см. рис. 2), отражая воздействие северного дрейфа Аравийской плиты. В районах Лутской впадины и вулкана Арарат укорочение становится субвертикальным, указывая на локальное растяжение и сбросообразование, а в Северо-Анатолийской и Левантской зонах разломов, на юге Внешнего Загроса, на восточном обрамлении Лутской впадины и востоке Туркмено-Хорасанских гор (Беналуд), оно, будучи субгоризонтальным, изменяет направление в соответствии с изменением направления течения горных масс на северо-западное к западу от оси Аравийского клина и северо-восточное к востоку от оси. Наибольшее удлинение на большей части территории субгоризонтально и субширотно, хотя варьирует в большей мере, чем укорочение (см. рис. 3). Оно становится почти вертикальным на Большом Кавказе и его южном склоне, в Южнокаспийской и Центральнокаспийской впадинах, Эльбурсе и Беналуде, Внешнем Загросе и Макране, Восточных Пальмиридах и на севере Аравийской плиты к югу от Пальмирид, свидетельствуя об условиях надвигообразования и складчатости. На западе Северо-Анатолийской зоны относительное удлинение приобретает ССВ-ЮЮЗ простирание, отражая изменение движения Анатолийской плиты с западного на востоке на юго-западное на западе Анатолии. Вместе с тем, на большей части территории оси как укорочения, так и удлинения сохраняют субгоризонтальную ориентировку, указывающую на преобладание сдвигового типа перемещений. Такая же особенность была установлена нами ранее для области Индо-Евразийской коллизии [Трифонов и др. 1997; Trifonov et a., 1997]. Она характеризует сдвиги как энергетически наиболее экономную форму перемещений блоков континентальной коры.

Величины наибольшего удлинения и укорочения (см. рис. 4, 5) достигают максимальных значений на стыке Северо-Анатолийской, Восточно-Анатолийской и Загросской активных зон, т.е. на северном фронте Аравийской плиты, а также на стыке Малого и Большого Кавказа, в Северо-Анатолийской зоне, Загросе, на стыке Кипрской дуги и Левантской зоны. Меньшие, но достаточно высокие значения характеризуют южную (израильскую) часть Левантской зоны и Южный Загрос, а также весь Малый Кавказ и значительную часть Большого Кавказа. Иначе говоря, области наибольших скоростей деформации приурочены к широким зонам на границах плит и микроплит, причем для Анатолийской плиты ширина этих зон соизмерима с шириной слабо деформированной части плиты. Величины наибольшего укорочения и удлинения обычно близки, что свидетельствует о преимущественно двуосной деформации. Значимые различия этих величин, преобладание укорочения над удлинением (см. рис. 6), появляются в Загросе, Левантской зоне и на Малом Кавказе. Первый из указанных районов отличается значительным раннечетвертичным вулканизмом, а в двух других такой вулканизм продолжался до голоцена. Вероятно, двуосное растяжение, появляющееся в такой ситуации, благоприятно для вывода на земную поверхность магматического материала из глубинной аномально разогретой зоны (Левант-Центральный Кавказ, в северной части совпадающая с Транскавказским поперечным поднятием Е.Е. Милановского [1968]). Возможно, оно способствовало и возникновению местных коровых очагов магмообразования во фронте пологого поддвига Аравийской плиты (Загрос).

Сопоставление ориентировок главных осей тензора современной тектонической деформации, рассчитанной по данным об активных разломах, и сейсмотектонической деформации, рассчитанной по параметрам очагов землетрясений (см. рис. 7-9), показало их принципиальное сходство. Но обнаруживается много различий в деталях. Наиболее важными отличиями представляются северо-восточные ориентировки осей сейсмотектонического укорочения на западном побережье Центрального и Южного Каспия, в Талыше и Эльбурсе при северо-западном сейсмотектоническом удлинении, что указывает на развитие здесь субмеридиональных правых и субширотных левых сдвигов, весьма неполно, особенно в Южном Каспии, подтвержденных геолого-геоморфологическими данными об активных разломах. Вместе с тем, левый сдвиг вдоль Эльбурса подтвердился определениями механизма очага и типа сейсмогенного разрыва на поверхности при Рудбарском землетрясении 1990 г. [Berberian et al., 1992]. Вероятно, субширотные левые сдвиги играют в Северном Иране большую роль, чем им отводилась прежде. Что же касается центральных частей впадин Южного и особенно Центрального Каспия, то субвертикальная ориентировка сейсмотектонического укорочения, при субгоризонтальном положении наибольшего удлинения и оси промежуточной деформации, свидетельствует о сбросовых сейсмических подвижках, проявившихся, в частности, при сильных землетрясениях 1980 и 1984 гг.

Выявленные различия тектонической и сейсмотектонической деформации обусловлены отчасти неполнотой исходных данных, т.е., с одной стороны, недостаточно полным обнаружением активных разломов и неточным определением направлений перемещений по ним, а, с другой стороны, ошибками определения механизмов очагов. Но главная причина различий заключается в различиях временного интервала: активные разломы представляют усредненный эффект многих тысячелетий, а механизмы очагов – 30-летний период, не позволяющий оценить и учесть многолетние и вековые вариации напряженно-деформированного состояния среды. Намечается и еще одно отличие сейсмотектонической деформации от тектонической: она предполагает более существенные вертикальные смещения поверхности. Вероятно, это связано с тем, что в процессах сейсмогенеза, в большей степени, чем в развитии активных разломов, имеют значение не только латеральные перемещения плит и крупных блоков литосферы, но и внутрикоровые процессы преобразования вещества, изменяющие его объем и соответственно напряженнодеформированное состояние потенциальных очаговых зон.

## выводы

Выполненное исследование современной геодинамики сложно построенной области Аравийско-Евразийской коллизии позволило получить реальную картину деформированного состояния этого региона, созданного перемещениями горных масс как поперек, так и вдоль орогенического пояса в результате северного дрейфа Аравийской плиты. Суммарное поперечное укорочение Кавказско-Аравийского региона по данным об активных разломах достигает 2–3 см/год. С деформированным состоянием связаны сейсмичность и отчасти вулканизм. Выявлены и количественно охарактеризованы области наиболее интенсивных современных деформаций, обладающие повышенной сейсмической опасностью и опасностью других геоэкологических бедствий (оползни, сели, аномальные эрозия и седиментация, гидрогеологические аномалии, мутагенные и патогенные воздействия тектонически активных зон).

Выше были изложены результаты исследования, оказавшегося возможным благодаря поддержке Международного научного фонда (проекты МРЈООО, руководитель В.Г. Трифонов, и RYYOOO, руководитель А.С. Караханян, 1993–1995 гг.) и Подпрограммы "Глобальные изменения природной среды и климата" (проект 1.1.4, руководитель В.Г. Трифонов, 1996–1997 гг.) Российской ФЦНТП "Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники гражданского назначения".

#### ЛИТЕРАТУРА

- Карта разломов территории СССР и соседних областей / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1978.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В. Активные разломы Евразии: Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены / Ред. А.С. Перфильев. М.: Наука, 1997. С. 174–195.
- Barka A.A. The North Anatolian fault zone // Ann. Tecton. 1992. Vol. 6. Suppl.: (Special Issue). P. 164-195.
- Barka A.A. Active faults of Turkey // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 413-421.
- Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey of Iran, 1976. Pt. 1. 516 p.; 1997. Pt 2. 278 p.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestley K., Wallace T. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1992. Vol. 82, N 4. P. 1726-1755.
- Hessami K.T., Jamali F.H. Active faulting in Iran // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 403-412.
- Saroglu F., Emre O., Kuscu I. Active fault map of Turkeyl, 1:1 000 000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor., 1992.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction / Ed. B.A. Bolt, R. Amirbekian. Yerevan: IASPEI/IDNDR publ., 1994. P. 56-76.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M. et al. Active faults of the Arabian plate bounds, in the Caucasus and Middle East // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 363-374.
- Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V., Soboleva O.V. Recent upper crust geodynamics of central Asia // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus / Ed. D. Giardini, S. Balassanian. Dordrecht: Kluwer, 1997. P. 109-120.

# СООТНОШЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКИ И ВУЛКАНИЗМА В ХАНАРАСАРСКОЙ ЗОНЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ (АРМЯНСКОЕ НАГОРЬЕ)

# А.С. Караханян<sup>•</sup>, В.Г. Трифонов<sup>••</sup>, О.Г. Азизбекян<sup>•••</sup>, Д.Г. Хондкарян<sup>•••</sup>

\*Институт геологических наук НАН Армении, \*\*Геологический институт РАН, \*\*\*Геологическая служба Армении

#### введение

Если в общем виде связь тектонической активности и магмообразования общепризнана, то конкретные структурные и хронологические проявления этой связи в областях современной континентальной коллизии многогранны и изучены далеко не достаточно. Хотя, казалось бы, магмоподводящие каналы могут рассматриваться как разновидность разрывных нарушений, как правило, мы не наблюдаем непосредственной приуроченности вулканов к одновозрастным им картируемым на поверхности разломам. Не обнаружено однозначной связи также между импульсами тектонической и вулканической активизации. Поэтому каждый случай, в котором связь между этими явлениями намечается, особенно интересен. Именно с таким случаем мы столкнулись в описываемом ниже регионе.

Регион представляет собой часть зоны Ханарасарского разлома, который в свою очередь, является элементом выпуклой на север Североармянской дуги активных разломов [Трифонов и др., 1990] (рис. 1). Дуга служит главным современным структурным выражением коллизии Аравии и Евразии в области Армянского нагорья, т.е. между Аравийской плитой и Большим Кавказом. Составляющие дугу разломы круто наклонены и характеризуются сочетанием взбросовых и сдвиговых смещений. Как правило, подняты и надвинуты внешние крылья разломов (северозападные или северо-восточные). Сдвиговые смещения многократно преобладают над вертикальными и являются левыми на северо-западном и правыми на северовосточном флангах дуги. Ханарасарский разлом образует большую часть северовосточного фланга дуги. Он характеризуется позднечетвертичными правосдвиговыми перемещениями со средней скоростью 4-5 мм/год [Trifonov et al., 1994]. Взбросовая составляющая уступает сдвиговой в 10-20 раз. Особенность Ханарасарского разлома – проявления в его зоне голоценового вулканизма. С наибольшей полнотой они представлены в рассматриваемой ниже части разлома. Она приурочена к высокогорному (около 3000 м над уровнем моря) Сюникскому вулканическому нагорью и из-за своей трудной доступности была до сих пор плохо изучена. Авторы впервые исследовали регион (рис. 2) в 1967 г. [Мкртчян и др., 1969; Трифонов, 1983]. Более детальные работы были проведены в 1993-1994 гг. Они и послужили основой для настоящей статьи.

## МОЛОДЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ВОЗРАСТ И АРХЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Субстратом, на котором развертывались тектонические и вулканические события позднего плейстоцена и голоцена, послужили вулканические породы среднего эоцена, неогена, раннего и среднего плейстоцена. Средний эоцен – андезито-базаль-



Рис. 1. Северо-Армянская дуга активных разломов [Trifonov et al., 1994] с элементами тектонической зональности Малого Кавказа [Баженов, Буртман, 1990]

I – надвиг и взброс; 2 – сдвиг; 3 – сброс; 4 – разлом растяжения; 5 – разлом с неопределенным направлением смещений; 6 – складчатый пояс Загроса и Краевые складки Юго-Восточной Турции; 7 – сутура нео-Тетиса; 8 – мегазона Тавра; 9 – офнолиты; 10 – офиолитовый аллохтон; 11 – срединный массив – отторженец южного края Тетиса; 12 – сутура мезо-Тетиса; 13 – Ирано-Понтическая мегазона; 14 – Рио-ни-Ширванская мегазона; 15 – Кавказская флишевая мегазона; 16 – граница тектонических зон. Крупные разломы выделены утолщенными линиями. АК – Ахурянский разлом, ЕА – Восточно-Анатолийская зона разломов, ЕА-1 – продолжение Восточно-Анатолийской зоны, восточныя ветвь, ЕА-2 – продолжение Восточно-Анатолийской зоны, западная ветвь (Северо-Восточный Анатолийский разлом), GA – Гарний-ский разлом, КМ – Ханарасарский разлом, NA – Северо-Анатолийская зона разломов, РS – Памбак-Севанский разлом, ТВ – Тебризский разлом. Контуром выделен участок, представленный на рис. 2

товые порфириты. Неогеновые образования представлены риолито-дацитами. Они перекрыты местами потоками базальтов и андезито-базальтов позднего плиоцена, раннего и среднего плейстоцена. Типичны контакты прислонения. Поверхность лав сильно эродирована и нередко покрыта мощным почвенным слоем. Как правило, отдельные потоки не удается дифференцировать. Выделено несколько раннесреднеплейстоценовых вулканов, образующих полуразрушенные шлаковые конуса. Крупнейший среди них – вулкан Каркар.



Позднеплейстоценовые базальтовые и андезито-базальтовые потоки отличаются от среднеплейстоценовых и более древних существенно лучшей сохранностью. Хотя поверхность потоков эродирована и нередко покрыта почвенным слоем, их удается дифференцировать на аэрофотоснимках и на местности. Хорошо сохранились и позднеплейстоценовые шлаковые конуса. На их поверхности видны полузаплывшие кратеры.

Особую формацию составляют морены позднеплейстоценового долинного оледенения. Отчетливо различаются цирки, в которых формировались и откуда двигались ледники, боковые и конечные морены. Они сложены местным вулканическим материалом. Размеры морен не превышают нескольких километров. Близкая степень сохранности позволяет считать все выделенные морены геологически одновозрастными. Часть их вложена в позднеплестоценовые лавы или перекрывает их поверхность, что хорошо видно, например, на юге региона (см. 1 на рис. 2). Нигде не наблюдалось залегания на моренах позднеплестоценовых лав, хотя морены выполняют пониженные формы рельефа. Это послужило основанием для датирования морен концом позднего плейстоцена.

Вулканы и лавовые потоки голоцена хорошо отличаются на местности и аэрофотоснимках. По степени сохранности они разделяются на три генерации, различающиеся и на аэрофотоснимках (рис. 3).

Андезито-базальты древнейшей I генерации обнажаются только в западной части голоценового лавового поля. Первичная поверхность лав, как правило, эродирована, хотя и не столь основательно, как позднеплейстоценовых. На значительном протяжении она перекрыта почвенным покровом небольшой мощности. На восточном берегу оз. Хайталич (см. 2 на рис. 2) видно налегание андезито-базальтов I генерации на позднеплейстоценовую морену. Андезито-базальты II генерации голоцена слагают северную часть голоценового лавового поля. Поверхность лав эродирована и покрыта примитивным почвенным покровом лишь фрагментарно. Поверхность андезито-базальтов III генерации, слагающих центральную часть лавового поля, почти не эродирована. Лавы II и III генераций сохранили практически все черты первичного вулканического рельефа. Голоценовые вулканы невелики. Склоны некоторых из них помимо лав сложены тефрой.

Кроме лав и тефры, голоценовые образования представлены аллювием скудных и, как правило, сезонных водотоков и отложениями современных озер, в значительной мере пересыхающих в летнее время. Озерные отложения представляют собой слоистые суглинки и супеси, в большей или меньшей степени обогащенные обломками местного вулканического материала. Русла современных водотоков обычно слабо (не более 1 м) врезаны в плоские днища долин. Голоценовые и позднеплейстоценовые лавовые потоки в значительной мере использовали крупнейшие существующие и сейчас долины, которые, таким образом, возникли не позднее позднего плейстоцена. Позднеплейстоценовый и голоценовый возраст имеют фрагментарно развитые речные и овражные террасы (не более двух). Соотношения

**Рис. 2.** Структурно-геологическая карта Сюникской структуры типа pull apart (*a*) и принципиальная схема ее образования (*б*)

<sup>1 -</sup> современное озеро; 2-4 - голоценовые лавы: 2 - Ш генерация, 3 - Ш генерация, 4 - І генерация; 5 - голоценовый лавовый вулкан; 6 - позднеплейстоценовая морена; 7 - лавы позднего и среднего плейстоцена; 8 - лавовые и тефровые вулканы позднего и конца среднего плейстоцена; 9 - неогеновые риодациты; 10-14 - разломы: 10 - голоценовые, 11 - позднеплейстоценовые, 12 - сброс, 13 - взброс, 14 сдвиг; 15 - граница стратиграфических подразделений или лавовых потоков внутри единого подразделения (точки поставлены на стороне более молодого подразделения); 16 - направление течения лавового потока или ледника; 17 - контур геотермальной аномалии; 18 - археологический объект. Крупные разломы выделены утолщенными линиями. А - оз. Агналич (Аллах-Ли), К - оз. Карагель. Цифры на карте см. в тексте




Рис. 3. Аэрофотоснимок южной части Сюникской структуры (A) и его геологическая интерпретация (Б)

Условные обозначения см. на рис. 2



Рис. 4. Петроглифы района Сюникской структуры: 1-4, 7, 10, 11, 13, 14 – по [Караханян, Сафян, 1970]; 5 – представлен О.Г. Азизбекяном; 6, 8, 9, 12 – представлены В.Г. Трифоновым



Рис. 5. Глыба плейстоценовой лавы с петроглифом, перекрытая голоценовым лавовым потоком III генерации (см. 3 на рис. 2)

смещений по разломам с этими элементами речных долин и разновозрастных лавовых потоков помогают датировать возраст подвижек.

Датирование голоценовых образований радиоуглеродным методом затруднено скудностью растительности как сейчас, так и в более ранние эпохи голоцена. Вместе с тем, уникальную возможность датирования открывают многочисленные археологические объекты. Глыбы плейстоценовой лавы в пределах всего региона и особенно вокруг южной части голоценового лавового поля покрыты многочисленными петроглифами – наскальными рисунками, созданными каменными орудиями техникой точечного выдалбливания [Караханян, Сафян, 1970] (рис. 4). Петроглифы обнаружены на глыбах не только плейстоценовых лав, но и голоценовых лав I генерации, но полностью отсутствуют на лавах II и III генераций голоцена [Мкртчян и др., 1969]. Картирование области наибольшего распространения петроглифов показывает, что лавы III генерации как бы "несогласно" перекрывают ее. На южном краю голоценового лавового поля (см. 3 на рис. 2) удалось наблюдать непосредственное налегание лавы III генерации на глыбу с петроглифом (рис. 5). Таким образом, петроглифы моложе лав I генерации и древнее лав II и III генераций голоцена (более молодыми могут оказаться лишь наскальные рисунки, созданные позднейшими скотоводами и имитирующие оригинальные изображения. но эти поздние рисунки отличаются иной техникой изготовления).

Г.О. Караханян и П.Г. Сафян [1970] датируют петроглифы Сюника в широких пределах от VII до III и, возможно, II тысячелетий до н.э., но полагают, что большая их часть принадлежит IV–III тысячелетиям до н.э. Можно попытаться сузить этот возрастной интервал, прибегнув к анализу содержания рисунков и некоторым историко-археологическим параллелям. Среди петроглифов выделяются сравнительно немногочисленные рисунки архаического облика, часто более крупные, чем позднейшие петроглифы и в единичных обнаруженных случаях зарисованные ими. Эти позднейшие петроглифы многочисленны и обнаруживают стилистическое единство, указывающее на их принадлежность единой культуре. Подобные изображения были встречены нами в районе г. Эрзинджан (Восточная Турция) и оз. Урмия (Северо-Западный Иран). Интересно сопоставить петроглифы Сюника с аналогичными наскальными рисунками Гегамского и Варденисского нагорий Армении [Мартиросян, 1980], где выделены 4 генерации изображений, причем две указанные генерации петроглифов Сюника стилистически параллелизуются с двумя ранними генерациями петроглифов Гегама-Вардениса. А.А. Мартиросян предположительно датирует первую из них V-IV, а вторую – III тысячелетиями до н.э. Датировка второй генерации основана на находках сходных изображений козлов на керамике этого времени. Такой вывод представляется нам не бесспорным, поскольку изображения на керамике могли появиться позднее именно под влиянием наскальных рисунков.

На петроглифах Сюника преобладают изображения животных и особенно козлов, среди которых были идентифицированы Сарга aegagrus и Capra caucasica. Многочисленны изображения различных собак и кавказского оленя (подвид благородного оленя Carvus elaphus). Идентифицированы также кабан, осел, лошадь, муфлон (?), лось (?), лев леопард (?), гепард, шакал, волк, гиена, медведь, змеи. Широко представлены сцены охоты, иногда с собаками. Военное и охотничье снаряжение составляли копье, лук со стрелами, прямоугольный щит с закругленными углами и, возможно, капканы (см. 1, 2 на рис. 4). Лассо и веревка с грузом на конце могли использоваться как для охоты, так и для отлова домашнего скота. Определенно скотоводческим является сюжет, представляющий козлов и вола, конвоируемых людьми с собакой (см. 10 на рис. 4). К числу религиозных сюжетов относятся изображения танцующих групп, в частности танца охотников и человека с рогами на голове. Не ясен смысл достаточно многочисленных символических изображений: спирали, круга с точками, волнистой линии и других, иногда довольно сложных (см. 5, 9 на рис. 4). Наряду с ними встречены изображения повозок, как двуосных со сплошными колесами, запряженных парой волов (см. 3 на рис. 4), так и одноосных с колесами со спицами (см. 11-14 на рис. 4). Последние изображены как с запряженными животными, так и без них. Вместе с тем, Г.О. Караханян и П.Г. Сафян [1970] опубликовали изображение взнузданной лошади (см. 4 на рис. 4).

Итак, вторая генерация петроглифов Сюника принадлежит некоему сообществу скотоводов, совмещавших это занятие с охотой, которая, очевидно, была достаточно продуктивной в условиях Армянского нагорья. Следует заметить, что среди изображений животных и охотничьих сцен присутствуют животные, ныне не обитающие на высокогорном Сюнике и, по-видимому, не обитавшие там и несколько тысячелетий назад (лев, леопард, гиена, лось, благородный олень). Это замечание в равной мере относится и к изображениям высокогорного Гегама-Вардениса, где помимо льва и благородного оленя встречены изображения фламинго и пеликана, которые могли жить вблизи Севана при более теплом климате. В залесенных долинах низкогорий мог жить благородный олень. Что же касается льва и лося, то первый еще несколько столетий назад обитал в плавнях Аракса, а второго авторы наскальных рисунков могли встретить в более северных районах Кавказа или Предкавказья. Очевидно, в Сюнике, как и Гегаме-Варденисе, создатели петроглифов изображали животный мир и другие сюжеты не только высокогорий, но и других районов, которые они посещали в то время или раньше. Они одомашнили не только собак, коз и коров, но, возможно, и лошадь, которую могли использовать как транспортное средство. Их религия содержала элементы шаманизма. Вместе с тем, среди рисунков отсутствуют какие-либо признаки земледелия, распространенного в это время в более южных районах Ближнего Востока, в Месопотамии, Анатолии и Загросе [Меларт, 1982], а, начиная по край-

# Корреляция геологических образований, форм рельефа, геологических и исторических событий на Сюникском нагорье

-

Геологические образования, формы рельефа	Средний	Поздний	плейстоцен		Голоцен, разделенный		нный і	ый на 1000-летние интервалы				
и события	и древнее	Ранний	Поздний		· •····=	J	L	L	<u> </u>			
Среднеплейстоценовые и более древние вулканиты и вулканические формы		ç										
Позднеплейстоценовые вулканы и лавовые потоки	, ,	<b>(</b>	?>	<b>&lt;</b>								
Позднеплейстоценовые морены и ледниковые формы		:	×	¢								
Голоценовые лавы: І генерация			, ,	<	· · · · · ?	•						
Голоценовые лавы: II генерация							;	×				
Голоценовые лавы: III генерация								X+				
Сильные землетрясения с разломо- образованием в Сюникской структуре			×	<b>&lt;</b>	- ?			ł×		+	-	
Сейсмогенный разрыв с разрушением древних могильников в 25 км ЮВ-нее Сюникской структуры								• • •		4	-+ ?	
Создание петроглифов							·;	×				

Примечание. (+) – возраст объекта или события, датированный радиоуглеродным методом; (×) – возраст объекта или события на основе стратиграфических соотношений: перекрытие, прислонение, нарушение разломом и т.п. Непрерывная горизонтальная линия отмечает доказанный возраст события (событий), прерывистая горизонтальная – предполагаемый возраст, вертикальные линии коррелируют события.

ней мере с III тысячелетия до н.э., и в долинах Западной Армении и Грузии (куроаракская культура).

Пля датировки петроглифов наиболее важными представляются изображения колес со спицами и взнузданной лошади (если последняя не является нераспознанным позднейшим изображением). Приоритет в создании таких повозок, опомашнивании и использовании лошади как транспортного средства многие ученые приписывают протоиндоевропейцам [Бонгард-Левин, Грантовский, 1983]. Следы наиболее древней домашней лошади обнаружены в поселении Дереивка на правом берегу Днепра, датируемом второй половиной IV тысячелетия до н.э. [Бибикова, 1967]. В III тысячелетии до н.э. находки костей домашней лошади становятся обычными как в Северном Причерноморье (в большем количестве на левобережной Украине, Среднем Поволжье и, по-видимому, в Заволжье, чем на правобережной Украине), так и в Закавказье (Шенгавит в Ереванской впадине) [Бибикова, 1967; Мунчаев, 1973]. В Двуречье лошадь была известна в III и даже IV тысячелетиях до н.э. [Дьяконов, 1968], но, по мнению Г.М. Бонгард-Левина и Э.А. Грантовского [1983], возможно, еще не была одомашнена и служила лишь предметом охоты. Она не упоминается среди домашних животных в законах Хаммурапи. В начале II тысячелетия до н.э. ездовая лошадь была там редким и дорогим животным. Согласно одному из документов архива Мари ее цена составляла 2,5 кг серебра, что эквивалентно цене 5-6 рабов или 10 га земли [Дьяконов, 1968; Мунчаев, 1973]. Основным транспортным средством оставался осел. Вместе с тем, к самому концу III тысячелетия до н.э. относятся первые свидетельства появления в Месопотамии легкой двухколесной конной боевой колесницы [Дьяконов, 1968]. Весьма вероятно, что она была заимствована у хеттов, которые, возможно, и были ее создателями [Заблоцка, 1989]. Первые признаки проникновения хеттских племен в Анатолию патируются концом IV – началом III тысячелетий до н.э. [Грозный, 1938]. Можно полагать поэтому, что вторая генерация петроглифов Сюника принадлежит древнейшим хеттским или другим протоиндоевропейским племенам, возможно, мигрировавшим через рассматриваемый регион, и предположительно датируется концом IV – началом III тысячелетий до н.э. Лавы II и III генераций должны быть. следовательно, моложе (таблица).

Верхний возрастной предел извержения голоценовых лав III генерации датируется обследованием древнего могильника, расположенного возле северного края юго-западного лавового потока III генерации голоцена (см. 4 на рис. 2), поскольку глыбы лавы этого потока использовались, чтобы оконтурить могильный круг и засыпать могилу сверху. Перед раскопками могила была 8–9 м в диаметре и 60 см высотой. После снятия верхних камней лавы, образовывавших слой в 30-40 см, под ним была вскрыта линза насыпного суглинка мощностью до 40 см. Она залегала на слое камней, смешанных с насыпным грунтом, мощностью до 30 см. перекрывавшем поверхность плейстоценового лавового потока. В линзе суглинка были найдены обломки многочисленных обсидиановых орудий достаточно архаичного неолитического облика и, вместе с тем, редкие обломки серой лепной керамики, кусочки костей и угля. Обломки лепной керамики были найдены и в верхнем слое камней. Радиоуглеродный возраст суглинка, взятого из линзы на глубине 45-65 см от поверхности могильника, - 4720±140 лет. Таким образом, голоценовые лавы II и III генераций извергались в начале III тысячелетия до н.э. Поскольку лавы двух генераций несколько различаются степенью сохранности первичной поверхности, можно предположить, что III генерация на столетие или несколько столетий моложе II генерации.

#### АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ

На описываемом участке зона Ханарасарского разлома испытывает с северозапада на юго-восток характерные структурные изменения. Сначала зона, севернее простирающаяся в направлении СЗ-ЮВ, несколько отгибается к востоку, становясь почти широтной. Затем она резко отгибается к югу, разделяясь на несколько ветвей. На крайнем юге эти ветви сливаются в единый разлом юго-восточного простирания, типичного для Ханарасарской зоны. Таким образом, рассматриваемый участок зоны представляет собой удлиненную с севера на юг ромбовидную структуру с двумя бортами северо-западного и двумя бортами меридионального простираний. Внутренность ромба рассечена многочисленными более мелкими разрывами меридионального, реже северо-западного простирания.

Разлом северо-восточного ограничения ромбовидной структуры на всем протяжении характеризуется (как и в более северо-западных сегментах Ханарасарской зоны) относительным подъемом северо-восточного крыла. Амплитуда вертикального смещения достигает 5 м на поверхности среднеплейстоценовых лав и уменьшается к юго-востоку, на более молодых формах рельефа, до 2–3 м. Здесь, в 3 км юго-восточнее горы Ераблюр (см. 5 на рис. 2), позднеплейстоценовые склоны долины смещены по разлому вправо на 60–70 м. Голоценовое русло смещено вправо на 5–6 м при его подъеме в северо-восточном крыле разлома на 0,3 м. Таким образом, соотношение вертикальной и сдвиговой компонент смещения близко к 1:20.

Разлом юго-западного ограничения ромбовидной структуры состоит из нескольких сегментов, расположенных эшелонированно друг относительно друга. Все они характеризуются относительным поднятием юго-западных крыльев. В 1 км северозападнее горы Навассард (см. 6 на рис. 2) амплитуда поднятия достигает 3,5 м. Там же нечетко обособленное днище пересекаемой разломом небольшой долины смещено по нему вправо на 20–30 м.

Разлом несет следы недавних, вероятно, сейсмогенных обновлений. Подвижки по разлому вызвали подпруживание упомянутой смещенной долины. В возникшей котловине отложилось более 2 м тонкого обломочного материала. О его мощности гипотетически можно судить по тому, что высота разломного уступа земной поверхности на участке, ограничивающем котловину, составляет 1 м, а рядом, где в обоих крыльях залегают скальные породы, достигает 3,5 м. В шурфе, вскрывшем 1 м разреза котловины, под современным почвенным слоем (15 см) залегает 10-сантиметровый слой суглинка, обогащенного органикой и, вероятно, отвечающего последнему сейсмогенному импульсу углубления. Радиоуглеродный возраст суглинка – 2020±160 лет. Ниже залегает слой (30 см) бурого суглинка с редкими камнями и единичными находками неолитических обсидиановых орудий. Еще ниже залегает слой пластичной глины видимой мощностью 45 см, отвечающей, по нашему мнению, одному или двум предыдущим импульсам сейсмогенного углубления котловины. Образец, взятый из нижних 10 см слоя глины, дал радиоуглеродный возраст 5000±160 лет. Все предполагаемые сейсмические события имели место после создания петроглифов. На это указывает тот факт, что петроглифы присутствуют на глыбах каменной осыпи, смещаемой разломом, но отсутствуют на соседней молодой осыпи, упирающейся нижним краем в уже сформированный разломный уступ. За последние 5 тысячелетий произошло углубление котловины на 1-2 м, что дает среднюю скорость ее погружения, измеряемую долями миллиметра в год. При неизменном соотношении вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения средняя скорость сдвига могла достигать первых миллиметров в год.

Северо-западнее тот же сегмент разлома смещает на 180-200 м днище долины, ограниченной с севера позднеплейстоценовым лавовым потоком и заполненной выше по течению мореной конца позднего плейстоцена. Можно полагать по этим



Рис. 6. Глыба с петроглифом возле разломного уступа, перевернутая и покрытая другими глыбами при сильном землетрясении (см. 9 на рис. 2)

соотношениям, что указанное смещение произошло за вторую половину позднего плейстоцена и голоцен, т.е. в течение последних нескольких десятков тысяч лет. Если так, то средняя скорость сдвига составляет, как и на более южном отрезке того же сегмента, несколько миллиметров в год, что соизмеримо со скоростью сдвига в северной части Ханарасарской зоны. Далее к северо-западу разлом пересекает лавовый поток III генерации голоцена. На поверхности потока разлом не виден (не возобновлялся после извержения), но долина, по которой позднее двигалась лава, смещена вправо на 100–200 м.

Северо-западнее описанный сегмент кулисно подставляется другими сегментами, сохраняющими те же черты строения. Величина уступа земной поверхности достигает 2,5–3 м. По поведению линий разломов в рельефе можно предполагать наклон сместителей на юго-запад под углом около 50°. Вдоль одного из сегментов (см. 7 на рис. 2) измерено правое смещение русла пересекаемого сухого ручья на 3 м при подъеме западного крыла на 0,8 м. По другому сегменту (см. 8 на рис. 2) стенка загона для скота, сооруженного в XVII–XVIII вв., искривлена вправо на 30 см. Это дает за 300 лет скорость движения около 1 мм/год. Поскольку за указанный срок на рассматриваемой территории не отмечено ни одного сильного землетрясения, приведенную величину можно считать скоростью крипа и подвижек при слабых землетрясениях. Она существенно меньше суммарной средней скорости движений, включающей в себя и эффекты сильных землетрясений.

В северо-западной части описываемого ограничения ромбовидной структуры (см. 9 на рис. 2) разлом выражен двумя параллельными голоценовыми уступами на 3 и 4 м. Верхний уступ (на 4 м) отличается большей свежестью и крутизной. На его верхнем крыле наблюдаются трещины оседания, сходные с трещинами, возникшими в поднятом крыле главного сейсмогенного надвиго-взброса Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении [Трифонов и др., 1990]. Очевидно, и в рассматриваемом случае образование подобных трещин обусловлено взбросовым характером подвижки. Вместе с тем, к юго-востоку уступ переходит в ряд коротких, до 30 м, эшелонированно расположенных рвов растяжения, простирающихся в направлении 40–50° СВ и соединяющихся изометрическими валами. Они простираются в направлении 300–310° СЗ. Сочетания таких рвов и валов свидетельствует о сейсмогенной подвижке с правосдвиговой составляющей. Среди каменных глыб склона, изменивших первичное положение в связи с образованием уступа, обнаружена глыба с опрокинутым петроглифом, заваленная другими глыбами (рис. 6). Очевидно, петроглиф был создан до сейсмогенной подвижки.

В восточном крыле разлома на расстоянии 0,3–1,5 км от него протягиваются четыре небольших разлома того же направления, на юге и севере сливающихся с основным разломом. Эти осложняющие нарушения, подобно основному, характеризуются поднятием западных крыльев. Разломные уступы подпруживают русла пересекаемых ими ручьев. На водоразделах между ручьями, т.е. на относительно древней по возрасту поверхности (не моложе позднего плейстоцена), высота уступов составляет 0,5–2 м при правом сдвиге гребня водораздела по каждому из разломов на десятки метров. Более восточные разломы отличаются большими величинами сдвиговых смещений, чем западные. К востоку от восточного из этих нарушений отмечен разрыв (см. 10 на рис. 2) с поднятым восточным крылом. Высота разломного уступа 1 м. Структурные признаки и нечетное смещение слабо врезанного сухого ручья позволяют предполагать присутствие правосдвиговой компоненты смещения. На юге разломный уступ продолжается на поверхности голоценовых лав I генерации.

Разломы юго-западного и северо-восточного ограничений ромбовидной структуры, изгибаясь, переходят соответственно в ее западное и восточное ограничения. Западное ограничение представляет собой сбросовый уступ с опущенным восточным крылом. Иначе говоря, по сравнению с юго-западным ограничением изменяется наклон разлома, но не направление вертикального смещения. Высота уступа на поверхности допозднеплейстоценовых пород достигает 5 м. На поверхности позднейплестоценовых лав она немного меньше. Вместе с тем, южный край позднеплейстоценового лавового потока в 6 км севернее горы Каркар (см. 11 на рис. 2) смещен по разлому вправо на 56 м. Севернее, в 2,5 км к юго-западу от горы Ераблюр (см. 12 на рис. 2), рассеченный разломом конус средне-позднеплейстоценового вулкана наряду с поднятием западного крыла на несколько метров оказывается смещенным вправо на несколько десятков метров.

Восточное ограничение ромбовидной структуры также представляет собой сбросовый уступ, точнее, эшелонированный ряд сближенных уступов. Опущено западное крыло. Высота уступа на поверхности неогеновых пород достигает 10– 12 м. Южнее, на поверхности позднеплейстоценовых лав, она уменьшается до 3 м.

В 3–3,5 км западнее восточного пограничного разлома прослеживается протяженный разломный уступ с опущенным восточным крылом. В северной части (см. 13 на рис. 2) он имеет высоту до 10 м и не несет следов голоценового обновления. Разлом смещает поверхность позднеплейстоценовых лав и южнее служит западной границей распространения голоценового лавового потока II генерации. Далее к югу разлом, по-видимому, испытал позднейшее обновление, поскольку следится (в виде малоамплитудного уступа) и на поверхности голоценовых лав I генерации.

Пространство между этим разломом и восточным ограничением ромбовидной структуры в поперечном сечении представляет собой грабен шириной до 3,5 км. К нему приурочены все центры голоценового лавового вулканизма и основной объем извергнутого ими вулканического материала. Севернее области распространения голоценовых лав грабен представляет собой выраженное в рельефе понижение, в наиболее опущенной восточной части которого находится оз. Карагель, возникшее из-за подпруживания речной долины сбросом восточного ограничения грабена. Дно грабена на расстоянии до 1,5 км от его восточного сбросового ограничения нарушено несколькими сбросовыми уступами с опущенными восточными крыльями. Некоторые из них представляют собой ряды эшелонированно расположенных нарушений. Величина уступов 1–6 м. Для их опущенных крыльев, как и для южной части восточного сбросового ограничения грабена, характерны узкие рвы глубиной до 1 м и шириной до 15 м, непосредственно примыкающие к сбросам. Часть сбросов продолжается на юг в поле лав II генерации голоцена. Высота уступов здесь меньше, чем на севере. На поверхности лав III генерации голоцена разрывных смещений не обнаружено.

Долина, подпруживание которой привело к образованию оз. Карагель, ограничена с юга позднеплейстоценовым лавовым потоком, т.е. образовалась в современном виде после его излияния. Долина испытала суммарное правосдвиговое смещение на 200–300 м по разлому восточного ограничения грабена и расположенным западнее разломам с опущенными восточными крыльями. Если сдвиг произошел за конец позднего плейстоцена и голоцена, его средняя скорость достигала нескольких миллиметров в год.

Сбросовое ограничение восточного края ромбовидной структуры фиксируется и южнее голоценового лавового поля. На восточном склоне горы Навассард (см. 14 на рис. 2) высота сбросового уступа возрастает с севера на юг от 1–1,5 до 3 м. Опущено западное крыло. Южнее разлом смещает вправо на 5–7 м днище долины сухого ручья. Непосредственно в зоне разлома на каменных глыбах обнаружены петроглифы, не испытавшие смещений. По-видимому, последние подвижки по разлому имели место до создания петроглифов, т.е. раньше, чем вдоль югозападного ограничения ромбовидной структуры.

На крайнем юге юго-западное и восточное ограничения ромба сливаются в единый разлом. Между ними выделены два небольших нарушения, отходящих на север от разлома юго-западного края ромбовидной структуры. Один из них ответвляется в 1 км западнее горы Навассард (см. 6 на рис. 2) и прослеживается на 1,5 км. Западное крыло поднято на величину до 2,5 м и сдвинуто вправо до 11 м. Второй разлом ответвляется в 3 км севернее и прослежен на 2,8 км. По нему русло сухого ручья смещено вправо на 3 м. Хорошая геоморфологическая сохранность свидетельствует об относительной молодости обоих нарушений. Второй разлом нарушает даже поверхность голоценовых лав III генерации.

#### СООТНОШЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ И ВУЛКАНИЗМА

Северо-восточное ограничение Сюникской ромбовидной структуры является непосредственным продолжением сегмента Ханарасарского разлома, протягивающегося сюда с северо-запада, и характеризуется теми же морфологическими и кинематическими параметрами. Отгибаясь к югу, т.е. переходя в разлом восточного ограничения ромбовидной структуры, он сохраняет то же направление относительного вертикального смещения, но изменяет наклон: из взброса становится сбросом. При этом скорость сдвига, в северной части восточного ограничения ромба близкая к скорости сдвига на северо-восточном ограничении, в южном направлении убывает в несколько раз, но по-прежнему преобладает над скоростью вертикальной компоненты движений.

Разлом юго-западного ограничения ромбовидной структуры характеризуется теми же морфологическими и кинематическими параметрами, что и в других частях Ханарасарской зоны, с той лишь разницей, что здесь взброшено юго-западное крыло разлома. Переходя на западный борт ромба, он из взброса становится сбросом, сохраняя относительное поднятие западного крыла. При этом скорость сдвига уменьшается, но по-прежнему многократно преобладает над скоростью вертикального смещения. Сбросами и сбросо-сдвигами являются и разломы внутри ромба, параллельные его западному и восточному ограничениям.

Таким образом, Сюникская ромбовидная структура является впадиной растяжения типа pull apart, возникшей на участке кулисного подставления двух сдвиговых сегментов Ханарасарского разлома (см. рис. 2). Обязанное растяжению проседание ромбовидной структуры происходит на фоне сдвиговых перемещений, преобладающих над вертикальными не только на продолжениях этих сегментов, но и на западном и восточном ограничениях ромба. При этом скорость сдвига, убывающая с севера на юг вдоль восточного ограничения ромба, как бы передается западному ограничению, где она возрастает в том же направлении. В сумме скорость сдвига по обоим бортам остается равной скорости сдвига в других сегментах Ханарасарской зоны.

Центры андезито-базальтовых лавовых излияний голоценового и в значительной мере позднеплейстоценового возраста располагаются внутри и по краям ромбовидной структуры. Возможно, в позднем плейстоцене она была крупнее, чем в голоцене, на что указывают позднеплейстоценовые разломные уступы западнее (и восточнее?) современного ромба. Центры голоценовых извержений, идентифицируемые особенно четко, образуют меридиональные цепи, тяготеющие к восточной части ромбовидной структуры. Они находятся либо непосредственно на продолжении сбросов и сбросо-сдвигов восточного края и внутренней части ромба, либо кулисно их подставляет. Иначе говоря, вулканы представляют собой своеобразное выражение структур растяжения ромба. Вместе с тем, извержения могли быть источником дополнительного проседания ромбовидной структуры.

Особое положение занимают правые сбросо-сдвиги меридионального и взбрососдвиги северо-западного простирания западной части ромба. Они образуют ромбовидную структуру меньшего размера, где сдвиговые перемещения происходили в условиях относительного сжатия. Позднечетвертичные вулканы там отсутствуют.

Таким образом, позднечетвертичные вулканы региона непосредственно связаны с разломами растяжения в пределах впадины типа pull apart, т.е. подчинены этому осложнению Ханарасарской сдвиговой зоны. В 1984–1986 гг. Г.П. Григорян и его коллеги из Геологической службы Армении выполнили сейсмопрофилирование региона методом преломленных волн. Исследования выявили две небольшие области аномального погасания волн на глубинах 1,5–2 км (см. рис. 2). Одна область расположена под полем голоценовых лав. Вторая находится чуть северо-западнее вблизи термального источника Ермахпюр (Готуристису). Скважина, пробуренная рядом с источником, дала температуру 100° на глубине 1 км. Можно полагать, что аномальные области, охватывающие территорию 8×14 км, отражают расположенный на глубине очаг разогретых и, возможно, частично расплавленных пород. Ханарасарский разлом и восточное ограничение ромба огибают очаг, тогда как западный край очага, возможио, совпадал с позднеплейстоценовой границей структуры.

Предлагаемая модель соотношений описанных тектонических и вулканических событий исходит из факта существования упомянутого глубинного термального источника, предположительно отождествляемого с промежуточным магматическим очагом, и основана на следующих данных. По разломам региона зафиксированы голоценовые сейсмогенные подвижки. Наиболее ярко они проявлены у разломов юго-западного края ромба. Один из признаков сейсмогенности подвижек – возможность обособить в разломных уступах перегибы между участками разной крутизны, свидетельствующие об импульсных смещениях, разделенных эпохами эрозии уступов [Wallace, 1977]. Другой признак – сохранившееся местами ступенчатое чередование рвов растяжения и валов сжатия, типичное для сейсмогенных сдвигов. Подпруживание долин на участках пересечения с разломами также свидетельствуют скорее об импульсовых, чем о медленных движениях. Наконец,

скорость крипа, определенная по одному из разломов юго-западного края ромба, оказалась существенно меньше суммарной средней скорости движений, что заставляет предполагать значительный вклад сильной сейсмичности в суммарное смещение. Одно или два сильных землетрясения произошли в середине голоцена после создания петроглифов – примерно тогда же, когда имело место излияние лав II и III генераций.

Предлагаемая модель развития событий сводится к следующему. Сильный сейсмический импульс нарушал связность пород в зонах уже существовавших разломов и создавал новые разломы. Омоложенные и новообразованные разломы постигали глубинного термально-магматического очага и служили каналами извержений до тех пор, пока вскрытая часть очага не исчерпывала свои ресурсы. Затем наступала эпоха покоя, прерывавшаяся новым сильным сейсмическим импульсом и следовавшими за ним извержениями. В середине голоцена имели место два таких импульса. Еще одно сильное землетрясение, возможно, предшествовало извержению раннеголоценовых лав. Недостаточная точность датировок не позволяет показать, что землетрясения предшествовали импульсу извержений. Косвенным указанием на это может служить тот факт, что среднеголоценовые сейсмогенные подвижки, зафиксированные на юго-востоке структуры (см. 6 на рис. 2) не нарушают поверхность лавового потока III генерации, т.е. произошли до его излияния. Подобная последовательность событий установлена на Фере (Санторине), где сильнейшее землетрясение предшествовало Великому минойскому извержению середины II тысячелетия до н.э. (1650-1600 гг. или 1550-1500 гг.) и привело к эвакуации жителей Акротири, избежавших благодаря этому гибели [Thera..., 1990], а также в Помпеях, где землетрясение 62 г. интенсивностью X баллов [Catalogue..., 1994], вероятно, было предвестником извержения Везувия 79 г., уничтожившего город.

Последний сейсмический импульс, выявленный на юго-востоке Сюникской структуры и имевший место около 2000 лет назад, не сопровождался извержениями, возможно, потому, что его эпицентральная область располагалась южнее термально-магматического очага. Хотя один из его сейсмогенных разрывов нарушил поверхность южного голоценового потока III генерации, следы этого землетрясения обнаружены также в 25 км юго-восточнее, возле с. Зоракар, где могильники древнего поселения и некрополя, расположенного на продолжении Ханарасарского разлома, испытали разрушение с признаками сейсмического воздействия. Получены две даты возраста разрушений: 1990±110 и 1600±150 лет. По крайней мере первая из них совпадает с датировкой землетрясения на юге Сюникской структуры. Сейчас рассматриваемая часть Ханарасарской зоны находится в состоянии устойчивого сейсмического затишья.

Проведение экспедиционных работ 1994 г., приведших к опубликованию статьи, оказалось возможным благодаря финансовой поддержке Международного научного фонда: проекты МРЈООО (руководитель В.Г. Трифонов) и RYYOOO (руководитель А.С. Караханян) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-05-16828-а). Авторы выражают признательность Л.Д. Сулержицкому, датировавшему радиоуглеродные пробы в Геологическом институте РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.

Бибикова В.И. К изучению древнейших домашних лошадей Восточной Европы // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1967. Т. 3. С. 113–117.

Бонгард-Левин Г.М., Грантовский Э.А. От Скифии до Индии. М.: Мысль 1983. 208 с. Грозный Б. Хеттские народы и языки // Вестн. древн. истории. 1938. № 2.

151

Дьяконов И.М. Предыстория армянского народа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1968.

Заблоцка Ю. История Ближнего Востока в древности. М.: Наука, 1989. 416 с.

- Караханян Г.О., Сафян П.Г. Наскальные изображения Сюника. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 394 с.
- Мартиросян А.А. Наскальные рисунки Гегама и Вардениса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1980.
- Меларт Дж. Древнейшие цивилизации Ближнего Востока. М.: Наука, 1982. 152 с.
- Мкртчян К.А., Трифонов В.Г., Флоренский П.В. "Картинная галерея" каменного века // Природа. 1969. № 3. С. 78–79.
- Мунчаев Р.М. Бронзовые псалии майкопской культуры и проблема возникновения коневодства на Кавказе // Кавказ и Восточная Европа в древности. М.: Наука, 1973. С. 71–77.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.

- Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С. 46–60.
- Gatalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century / Ed. E. Guidoboni. Roma: Inst. naz. di geofis., 1994. 504 p.
- Thera and the Aegean World III: Proc. of the Third. Intern. Congr., Santorini, Greece. Vol. 3. Chronology. L.: The Thera Foundation, 1990. 242 p.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction: Proc. of Intern. conf. Yerevan: IASPEI / IDNDR publ., 1994. P. 56–79.
- Wallace R.E. Profiles and ages of young scarps, North-Central Nevada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 8. P. 1267–1281.

## **ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ**

### ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н.В. Лубнина<sup>\*</sup>, А.Н. Диденко<sup>\*\*</sup>, С.А. Куренков<sup>\*\*\*</sup>, С.В. Руженцев<sup>\*\*\*</sup>, П.М. Кучерина<sup>\*\*\*\*</sup>, В.А. Симонов<sup>\*\*\*\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Геологический факультет МГУ, <sup>\*\*</sup>Объединенный институт Физики Земли РАН, \*\*\*Геологический институт РАН, <sup>\*\*\*\*\*</sup>Полярно-Уральская Геологическая экспедиция, <sup>\*\*\*\*\*</sup>Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН

#### введение

Урал представляет собой герцинское покровно-складчатое сооружение, сформировавшееся вследствие коллизии на месте палеоокеанического бассейна, располагавшегося между Восточно-Европейским и Казахстано-Сибирским континентами [Зоненшайн и др., 1990; Иванов и др., 1973, 1986; История..., 1984; Пейве, 1969; Перфильев, 1979; Перфильев, Херасков, 1980; Пучков, 1979, 1997; Руженцев, 1976; Савельева, Савельева, 1977; Тектоника Урала..., 1977].

На территории Полярного Урала пространственно совмещены следующие структурно-формационные зоны (с запада на восток; рис. 1): Елецкая, Лемвинская, Манитанырд-Пайпудынская, Няровейская, Тагильская, Войкарско-Щучьинская [Руженцев, 1998].

Елецкая зона. Палеозойские отложения составляют здесь осадочный чехол северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, имеющей байкальский фундамент. Они подробно охарактеризованы в работах К.Г. Войновского-Кригера [1945, 1967], Ю.Б. Евдокимова [1961], В.С. Енокяна [1971], К.А. Львова [1957], В.В. Маркина [1960], А.С. Перфильева [1979], В.Н. Пучкова [1979], М.Е. Раабен [1959] и других исследователей. Елецкая зона представляет собой шельфовые образования Восточно-Европейского континента, сложенные мелководными терригенно-карбонатными отложениями, состоящими из двух крупных серий, разделенных несогласием ( $\varepsilon_3$ -С).

Лемвинская зона детально описана в работах К.Г. Войновского-Кригера [1945, 1967], В.Н. Гессе [1962], К.П. Евсеева [1960], А.И. Елисеева [1973], В.С. Енокяна [1971], А.С. Перфильева [1979], В.Н. Пучкова [1979], А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979]. Наиболее полное обобщение предложено в монографии В.Н. Пучкова [1979], где он рассматривает Лемвинскую зону как континентальный склон, в пределах которого со среднего ордовика накапливались батиальные осадки. Сходная точка зрения отражена в работе А.А. Савельева, С.Г. Самыгина [1979]. В последние годы серьезные дополнения в изучение Лемвинской зоны внесены структурно-биостратиграфическими работами С.В. Руженцева и В.А. Аристова, которые касаются Восточной части Лемвинской зоны [1998]. Согласно их взглядам, Лемвин-



Рис. 1. Схема тектонической зональности Полярного Урала (составлена С.В. Руженцевым)

 І – Предуральский краевой прогиб; 2 – Елецкая зона; 3-6 – Лемвинская зона и ее подзоны: 3 – Западная, 4 – Центральная, 5 – Грубешорская, 6 – Восточная; 7,8 – Манитанырд-Пайпудынская зона и ее подзоны: 7 – Манитанырдская, 8 – Толота-Пайпудынская;
9 – метаморфические породы няровейского, харбейского и хараматалоуского комплексов;
10 – Наунтинская зона; 11 – Татяльская зона;
12 – Центральная сутурная зона

Цифры на схеме: 1 – Кожимское поднятие; 2–4 – Лемвинская зона: 2 – бассейн верховьев р. Лемва, 3 – бассейн верховьев рек Западная и Восточная Тамбулава, Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный бассейн Погурей, 4 – бассейн рек Грубею, Грубершор, Средняя Лагорта; 5, 6 – антиформы: Енганопэйская (5) и Манитанырдская (6); 7 – бассейн р. Большая Пайпудына; 8 – Харбейский массив; 9 – Хардъюсский массив; 10 – хр. Наунтин-Пэ; 11 – бассейн ра Нырдвоменшор; 12 – Щучьинская синформа; 13 – массив Рай-Из; 14 – Войкарский массив

ская зона представляет собой сложно построенный прогиб, формировавшийся на протяжении (С<sub>3</sub>-С) на раздробленном протоуральском основании [Руженцев, 1998].

Манитанырд-Пайпудынская зона представляет собой микроконтинент байкальского, возможно, кадомского или салаирского возраста. В его пределах протоуральский фундамент перекрыт чехлом терригенно-карбонатных, неритовых отложений  $(C_3-D_2)$ . Начиная с франского времени, характер разреза меняется: здесь формируются глубоководные карбонатно-кремнистые отложения (D<sub>3</sub>f), сменяющиеся также глубоководными кремнистыми образованиями (D<sub>3</sub>f-C). Они маркируют склоновую часть микроконтинента, испытавшего в это время погружение. Отложения чехла завершаются накоплением мощной толщи олигомиктовых песчаников (орангская свита  $C_3-P$ ?).

Няровей-Харбейская зона представлена в различной степени метаморфизованными породами. Они включают глаукофановые сланцы по разнообразным вулканитам, туфотерригенным, кремнисто-терригенным породам харбейской, няровейской, хараматолоуской серий и пальникшорского комплекса. Их возраст считается позднекембрийским, хотя не исключено, что они включают и более молодые образования [Руженцев, 1998]. В ряде мест (Харбейский массив, бассейн р. Хараматалоу) устанавливается, что метаморфические породы тектонически перекрывают серпентинитовый меланж. Они рассматриваются как эксгумированный в позднем палеозое субдукционный комплекс [Путеводитель..., 1997].

Наунтинская зона сложена породами офиолитовой серии, в том числе меланжированным ультрабазит-габбровым комплексом, недифференцированными базальтами и кремнями (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) [Руженцев и др., 1999]. Тагильская зона представлена пироксенитами, троктолитами, габбро, габброноритами Хардъюского и Мокросыньинского массивов. Они представляют собой наиболее северные выходы пород Платиноносного пояса Урала и приурочены к границе Лемвинской зоны и Войкаро-Сыньинских офиолитов [Ефимов, 1977].

Войкаро-Щучьинская зона представлена Войкаро-Сыньинскими и Хадатинскими офиолитами Полярного Урала. Они слагают гигантские аллохтоны, залегающие на различных элементах перечисленных выше зон. Офиолитовые ассоциации характеризуются полным набором комплексов – дунит-гарцбургитовый, полосчатый, габбровый, диабазовый и тоналит-плагиогранитный, эффузивно-осадочный.

Тектонические и петрологические аспекты развития Полярно-Уральского сегмента покровно-складчатого пояса Урала рассмотрены в многочисленных работах: [Добрецов, 1974; Петрология и метаморфизм..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Пучков, 1979, 1993, 1997; Буякайте и др., 1983; История развития..., 1984; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987; и др.]. Имеющийся материал убедительно показывает, что Уральский складчатый пояс возник в результате развития палеоокеанического бассейна. В то же время, несмотря на многочисленные публикации, посвященные Уральскому палеоокеану, многие вопросы палеоспрединга остаются недостаточно рассмотренными. В частности, следует отметить, что исследования с использованием палеомагнитных методов на Полярном Урале до последнего времени практически не велись, за исключением ряда определений Н.Ф. Данукалова и А.Н. Храмова для Елецкой, Лемвинской и Манитанырд-Пайпудынской зон [Палеомагнитные направления..., 1984].

Результаты исследований Полярного Урала основаны на материале, собранном авторами во время полевых работ 1995–1997 гг.

#### МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках программы "Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии" в 1995–1997 гг. проводились комплексные исследования восточного и западного склонов Полярного Урала между реками Собь и Кокпела. Здесь авторами отобраны ориентированные образцы для палеомагнитных исследований из объектов с отчетливо выраженными структурными элементами (слоистость – в осадочных породах, полосчатость – в габбровом комплексе, экзо- и эндоконтактовые зоны – в дайковом комплексе). Ориентировка образцов производилась магнитным компасом, региональное магнитное склонение – +23–30° в зависимости от места работ учтено в итоговых средних палеомагнитных склонениях.

Отбор предварялся измерением начальной магнитной восприимчивости (k) каппометром КТ-5 непосредственно в обнажениях. Предпочтение при отборе отдавалось участкам тонко- и мелкозернистых разностей осадков и магматическим породам с умеренной величиной k; среди диабазов даек — закалочным зонам, которые фиксировались как визуально, так и по закономерному спаду величины k от центра дайки к ее краю, хотя для ряда дайковых тел отбор был произведен и из центральных, хорошо раскристаллизованных частей для изучения магнитной текстуры интрузивных пород [Диденко и др., 1996]. Отбор образцов из вулкано-генно-осадочной толщи проводился как из базальтов и андезибазальтов, так и из слоя кремнистых отложений мощностью более 15 м.

Из каждого штуфа вырезались 2-4 кубика-дубля с ребром 2 см для проведения ступенчатой термомагнитной чистки естественной остаточной намагниченности (NRM). Ступенчатая термомагнитная чистка NRM (до 600-670°С) проводилась в экранированной электропечи с 4 пермаллоевыми экранами (остаточное магнитное поле в печи составляло примерно 15°Г). Частота ступенчатой чистки увеличивалась с температурой: выше 400°С разница между шагами составляла 15– 30°С. Всего на интервал от комнатной температуры до 600°С приходилось не менее 9 шагов ступенчатой чистки.

Измерения остаточной намагниченности проводились на спинмагнитометре JR-4 (чувствительность ~  $5 \times 10^{-4}$  A/м), помещенный в кольца Гельмгольца (степень экранирования внешнего поля около 300 раз). Для выделения компонент NRM каждого образца использовались программы компонентного анализа Т. Торсвика и Р. Энкина с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967]. Измерения начальной магнитной восприимчивости каждого образца в лаборатории проводились на каппометре KLY-2 (чувствительность ~  $1 \times 10^{-7}$  ед. СИ) как до нагрева образца для расчета коэффициента Кенигсбергера (Q<sub>n</sub>), так и после каждого шага термочистки для оценки возможных вторичных изменений магнитных свойств пород в ходе лабораторного нагрева. Для определения состава и магнитной структуры носителя NRM исследуемых пород на характерных образцах проводились измерения намагниченности насыщения (J<sub>s</sub>) и остаточного насыщения (J<sub>rs</sub>), их температурные зависимости.

Значительная часть коллекция оказалась непригодной для палеомагнитного анализа из-за нестабильного поведения NRM или низких значений величины NRM. По первой причине были полностью отбракованы коллекции метаморфитов из района горы Хардъюс, кливажированных песчаников и алевролитов погурейской свиты, пестроцветных филлитов грубеинской свиты, габбро и диабазов в районе ручья Кэр-Шор, тонкозернистых песчаников и алевролитов девонского возраста, отобранных в районе ручья Кевсоим. По второй причине были отбракованы коллекции фтанитов девонского возраста и светлых известняков из малопойпудынской свиты ордовикского возраста, часть габброидов расслоенных комплексов офиолитов Сыум-Кеу и Войкаро-Сыньинского массивов. Всего было забраковано около 400 образцов.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лемвинская зона Западного склона Урала. К расноцветы погурейской свиты. Отложениями погурейской свиты  $(\mathcal{E}_3 - \mathcal{O}_1 t)$  начинается разрез рифтогенного комплекса Палеоурала. Свита представлена переслаивающимися серыми полимиктовыми и красноцветными среднегалечными конгломератами, надстраивающимися известковыми песчаниками, алевролитами, местами содержащими линзы брахиоподовых ракушечников. Верхнюю часть свиты слагают красноцветные песчаники и алевропесчаники, среди которых отмечаются незначительные по мощности прослои внутриформационных конгломератов.

В одном из слоев конгломератов мощностью в первые метры внутри красноцветной толщи из нижней части отобраны ориентированные образцы галек красноцветных песчаников, для проведения теста галек. Компонентный анализ NRM галек позволяет выделить две компоненты: первая, разрушаемая в интервале 20-360°C, практически совпадает с направлением современного геомагнитного поля в месте отбора образцов; вторая, в каждом отдельном образце стабильная по направлению компонента, выделяется в интервале температур 300-670°C (рис. 2, *a*,  $\delta$ ). Направления этой компоненты имеют значительный разброс (см. рис. 2, *г*]; среднее для все образцов галек составляет Dec = 159°, Inc = -64°, суммарный вектор R = 6,5 (в современной системе координат). Критическое значение статистики Релея на уровне 95% для объема проанализированной выборки (N = 21) составляет 7,35 [Mardia, 1972]. Следовательно, можно говорить о хаотичном распределении стабильной высокотемпературной компоненты в образцах галек внутриформационных конгломератов погурейской свиты и полагать, что в NRM галек присутствует значительная доля доконгломератовой компоненты.

		r	- 71		· <u>·</u> ····	T · · ·
№ обр.	NRM, mA/m	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460° C)	k ·10 <sup>6</sup> , сд. СИ	Qn	Dec	Inc
3K-4a	3,37	0,97	193	0,439	217	-42
3K-46	3,36	0,97	199	0,424	207	-27
3К-4в	2,82	0,88	153	0,463	218	-57
3К-4г	3,49	0,70	190	0,461	190	-54
3К-4д	4,98	0,94	235	0,533	209	-57
3K-4c	3,60	0,95	208	0,435	218	-55
3К-4ж	4,69	0,96	207	0,569	162	-47
3К-4и	3,72	0,94	202	0,462	239	-47
3К-4к	6,14	0,86	210	0,735	192	-59
3К-4л	4,77	0,59	390	0,307	204	-47
3К-4м	3,22	0,88	369	0,220	181	-30
3К-4н	5,05	0,37	258	0,493	186	-47
3K-4n	7,63	0,66	221	0,869	189	-49
3K-4p	7,39	0,69	224	0,830	191	-12
3K-4c	6,67	0,64	337	0,497	200	-25
3К-4ф	6,77	0,73	170	0,999	205	-37
3K-4ų	3,49	0,78	241	0,365	186	-53
3K-4ıu	0,45	0,42	43	0,265	186	-47
Среднее в совре- менной системе					198,5	-45,4
Среднсе в дрсв- ней системе					221,4 ( $\alpha_{95} = 7,7^{\circ}$ )*	-7,7 (K = 20,9)*

Таблица 1. Палеомагнитная характеристика красноцветных алевролитов и алевропесчаников р. Погурей (Лемвинская зона)

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность;  $J_{nt}/J_{no}$  – отношение величины NRM после температурной магнитной чистки до 460° С к исходной; k – начальная магнитная восприимчивость;  $Q_n$  – коэффициент Кенигсбергера; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение соответственно (в град.); К – кучность единичных векторов вокруг среднего;  $\alpha_{95}$  – угол доверия с вероятностью 95% вокруг среднего.

Среднее залегание пород: аз.. пад.= 80°, ∠ пад. = 55°.

Из моноклинально залегающей толщи красноцветных алевропесчаников погурейский свиты (аз. пад. –  $80^\circ$ ,  $\angle$  пад. – $55^\circ$ , мощность 30-40 м), расположенной на границе с вышеописанными конгломератами отобрано 25 образцов. Величины NRM, *k* образцов красноцветов выдержаны по разрезу и в среднем равны  $3-5\times10^{-3}$  А/м,  $20-25\times10^{-5}$  ед. СИ соответственно (табл. 1).

При компонентном анализе NRM образцов красноцветных алевропесчаников выделяются две компоненты: первая, разрушаемая при температуре 440–480°С, имеет в современной системе координат западное направление (275°С) с очень пологим (около +5°) наклонением (рис. 3, *a*, *б*); вторая, высокотемпературная компонента, разрушается при термочистке до 620–640°С и имеет среднее направление Dec = 198°, Inc = – 45° в современной системе координат (см. рис. 3, *a*, *б*).

Среднетемпературная компонента присуща незначительной части образцов (4 из 18). В древней системе координат ее направление составляет Dec = 287°, Inc = - 56°. Полагаем, что это случайное направление, оно исключено из интерпретации.



**Рис. 2.** Диаграммы Зийдервельда для образцов галек погурейской свиты  $(a, \delta)$  и распределение высокотемпературной компоненты NRM образцов галек на стереограмме (a)

Залитые знаки (a, б) – проекция на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. Цифры на диаграммах – температура магнитной чистки, в °С. Залитые знаки (в) – проекция на нижнюю, полые – на верхнюю полусферы

Характер диаграмм Зийдервельда и, соответственно, спектры блокирующих температур (выше 460°С) стабильной компоненты как образцов галек (см. рис. 2, *a*,  $\delta$ ), имеющей хаотическое распределение для всей совокупности, так и собственно образцов красноцветов (см. рис. 3, *a*,  $\delta$ ), очень близки. Таким образом, высо-котемпературную компоненту образцов красноцветов погурейской свиты можно принимать за близкую первичной. Среднее направление этой компоненты имеет кучное распределение на сфере (K = 20,9,  $\alpha$  = 7,7°; см. рис. 3, *e*; табл. 1) и в древней системе координат равно Dec = 221,4°, Inc = -7,7°.



Рис. 3. Диаграммы Зийдервельда для красноцветных алевро-песчаников погурейской свиты  $(a, \delta)$  и распределение их высокотемпературной компоненты NRM образцов на стереограмме (a)

Условные обозначения см. на рис. 2

Диабазовый комплекс р. Пага. Образцы потоков лави, возможно, силлов андезибазальтового состава были отобраны в долине р. Пага. Породы несогласно залегают на верхнеордовикско-нижнесилурийских филлитизированных туфах и туфоалевролитах грубершорской свиты и перекрываются верхнедевонскими кремнистыми фтанитами. Среднее залегание пород – аз. пад. – 135°, ∠ пад. – 85°.

Из толщи лав было отобрано 16 ориентированных образцов. Величины k и NRM

№ обр.	NRM, mA/m	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460° C)	<i>k</i> <sup>.</sup> 10 <sup>6</sup> , ед. СИ	Qn	Dec	Inc					
3K-6a	4,46	0,90	230	0,098	240,5	-38					
3K-66	6,72	0,93	300	0,078	236,5	-16					
3К-бв	8,38	0,84	267	0,079	233,5	-38					
3K-6r	5,48	0,91	303	0,075	232,5	-50					
3К-6д	12,06	0,74	142	0,131	240,5	-49					
3K-6c	4,48	0,88	326	0,068	243,5	-39					
3К-6ж	15,18	0,87	245	0,089	227,5	-46					
3К-би	5,98	0,82	278	0,074	243,5	65					
3К-6к	12,36	0,89	289	0,077	236,5	-51					
3К-бл	14,85	0,78	169	0,116	240,5	-43					
3К-бм	11,91	0,68	204	0,084	231,5	-52					
3К-бн	7,63	0,82	287	0,072	240,5	-40					
3K-6n	12,58	0,85	292	0,073	236,5	-40					
3К-бр	14,86	0,72	275	0,066	234,5	-46					
3K-6c	11,80	0,76	215	0,089	228,5	-41					
3К-бт	12,08	0,80	161	0,125	243,5	-41					
Среднес в современной системе					236,8	-43,6					
Среднес в древней системе					272,2 (α <sub>95</sub> = 4,9°)	2,9 K = 56,8					

Таблица 2. Палеомагнитная характеристика андезибазальтов р. Пага (Лемвинская зона)

Примечание. Среднее залегание пород: аз. пад. =138°, ∠ пад. = 85°. Остальные условные обозначения см. в табл. 1.

образцов андезибазальтов составляют от 0,14 до 0,3×10<sup>-3</sup> ед. СИ и 4–15×10<sup>-3</sup> А/м соответственно (табл. 2). Судя по блокирующим температурам NRM (рис. 4, *a*) и данным термомагнитного анализа намагниченности насыщения, основным носителем магнетизма андезибазальтов является гематит, образовавшийся при их внедрении в высокоокислительных (приповерхностных) условиях [Печерский и др., 1978]. У ряда образцов  $Q_n > 1$ , что показывает преобладание остаточной намагниченности над индуктивной и может свидетельствовать о палеомагнитной стабильности андезибазальтов.

Характер диаграмм Зийдервельда всех проанализированных образцов сходен, поэтому мы ограничились одним примером. Компонентный анализ NRM образцов андезибазальтов (см. рис. 4, *a*) показал наличие двух компонент: первая, низкотемпературная, разрушаемая при температурном воздействии до 200-320°C и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ; вторая, выделяемая в интервале 420–670°C, имеет среднее направление в современной системе координат Dec = 237°, Inc =  $-44^\circ$ , в древней – Dec = 272°, Inc =  $3^\circ$ . Направление в современной системе координат этой компоненты близко к верхнепалеозойскому палеомагнитному направлению Восточно-Европейского континента, пересчитанному на место работ – Dec =  $243^\circ$ , Inc =  $-58^\circ$  [Печерский, Диденко, 1995; Храмов, 1991]. С другой стороны, в древней системе координат направление высокотемпературной компоненты практически совпадает с раннедевонским палеомаг-



**Рис. 4.** Диаграмма Зийдервельда (*a*) для андезибазальтов р. Пага и распределение их высокотемпературной компоненты NRM образцов на стереограмме (*б*)

Звездочкой дано среднее направление высокотемпературной компоненты. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

нитным направлением Восточно-Европейского континента, пересчитанному на место работ – Dec = 293°, Inc = 9° [Печерский, Диденко, 1995]. Лучшая сходимость с раннедевонским палеомагнитным направлением Восточно-Европейского континента позволяет, вероятно, считать возраст этой компоненты раннедевонским.

На породах Лемвинской зоны получено два древних палеомагнитных направления:1) для верхнекембрийских-нижнеордовикских красноцветов погурейской свиты – Dec = 221°, Inc =  $-7^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 8^\circ$ ; 2) для андезибазальтов р. Пага силурийскодевонского возраста, вероятно, не моложе  $D_2 - Dec = 272^\circ$ , Inc =  $+3^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 5^\circ$ .

Принимая эти компоненты за близкие к первичным палеомагнитным направлениям обратной полярности, можно предположить, что Лемвинская зона на рубеже кембрия-ордовика (510-490 млн лет) находилась на 3-4° с.ш. Ко времени формирования андезибазальтов р. Пага (до D<sub>2</sub>) Лемвинская зона испытала небольшое смещение на юг до 0-2° ю.ш. с одновременным разворотом против часовой стрелки на 50°. Аналогичный характер движений в это время имел Восточно-Европейский континент [Диденко и др., 1994], причем палеошироты края континента, ныне примыкающего к полярноуральскому участку, имеют практически те же самые значения: 1) в позднем кембрии-раннем ордовике – палеоширота составляла 2° с.ш.; 2) в раннем девоне – 4°ю.ш.

Центральная сутурная офиолитовая зона. Офиолиты Полярного Урала представлены крупными аллохтонными массивами, слагающими центральную сутурную офиолитовую зону: Войкаро-Сыньинский, Рай-Из, Сыум-Кеу.

Возраст магматических пород офиолитов Войкаро-Сыньинского массива в настоящее время определяется неоднозначно. Основываясь на двух изотопных датировках Sm-Nd методом, он принимался как позднесилурийско-раннедевонский [Sharma et al., 1995]. Анализ структурно-временных соотношений Центральной зоны с западным и восточным ее обрамлением позволял предполагать раннепалеозойский возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов, особенно их нижней части [Руженцев, Савельев, 1996; Савельев, 1997; Язева, Бочкарев, 1995].

В связи с этим, нами было проведено дополнительное изучение возраста этих пород Ar-Ar изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинераль-



Рис. 5. Диаграммы Зийдервельда для образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера (а), габбро-норитов ручья Норитовый (б) и диабазов даек р. Лагорта-ю (в)

Условные обозначения см. на рис. 2



Рис. 6. Стереограммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной системе координат для образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера (a), габбро-норитов ручья Норитовый (б) и диабазов даек р. Лагорта-ю (в)

Звездочкой дано среднее направление с овалом доверия. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

ные фракции. Анализ свежих первичных минералов (плагиоклаз – Pl и клинопироксен – Cpx) показал для расслоенного комплекса: оливиновое габбро (Pl) – 450±25 млн лет, габбро (Pl) – 550±80(?) млн лет; для спрединговых серий: пироксеновые порфириты (Cpx) – 352±60(?)-444±56 млн лет, плагиоклазовый порфирит(Pl) – 426±21 млн лет. Исследования вторичных амфиболов позволили выяснить возраст метаморфизма: пироксеновые порфириты (роговая обманка) – 497±26 млн лет, (актинолит) – 339±40 млн лет. Таким образом, Ar-Ar датирование по первичным неизменным минералам показало, что Войкаро-Сыньинские интрузивные габбро-гипербазитовые комплексы формировались в ордовике–силуре практически синхронно со спрединговыми сериями. Метаморфические процессы начались одновременно с образованием магматических пород в ордовике ("океанический" метаморфизм) и продолжались до девона ("региональный" метаморфизм).

Кумулятивное габбро расслоенного комплекса Войкаро-Сыньинского массива. Породы этого комплекса хорошо обнажаются в верхнем-среднем течении р. Правая Пайера, где они представлены чередованием мелано- и лейкократовых разностей, с отчетливой ритмичнополосчатой текстурой. Ориентировка полосчатости выдержана по разрезу и составляет в среднем 90–100° (аз. пад.), а  $\angle$  пад. – 70–90°. Исследования магнитной анизотропии этих пород показали, что формирование полосчатости в кумулятах связано с процессами осаждения более или менее тугоплавких минералов и первичного магматического расплава [Диденко и др., 1998].

Компонентный анализ NRM образцов полосчатого габбро показал наличие двух компонент (рис. 5,*a*): первая, низкотемпературная, разрушаемая при температуре до 200–320°С и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ; вторая, выделяемая в интервале 420–630°С, имеет направление в современной системе координат Dec = 45°, Inc = 12°. Характер диаграмм Зийдервельда проанализированных образцов сходен.

В изученной части разреза Войкаро-Сыньинского массива габброиды имеют как прямую, так и обратную полярности. Для нижней части характерно положительное наклонение (обр. ПП-1А-1Д), для верхней – отрицательное (обр. ПП-1Е-1Э, табл. 3). Среднее направление высокотемпературной компоненты проанализированных образцов в современной системе координат: Dec = 208°, Inc =  $-27^\circ$ , K = 12,  $\alpha_{95} = 9,8^\circ$ , в древней – Dec = 240°, Inc =  $-12^\circ$  (рис. 6, *a*; см. табл. 3).

Габбро-нориты Войкаро-Сыньинского массива. В разрезе габбро-норитов в верховьях ручья Норитовый присутствуют линзовидные и пластинчатые тела, сложенные гарцбургитами, дунитами или породами полосчатой серии. Другой характерной чертой габбро-норитов являются жилы плагиогранитов, мощностью от первых сантиметров до метров. Их контакты ориентированы: аз. пад. –120–130°, ∠ пад. – 75–85° [Диденко и др., 1998].

Компонентный анализ NRM образцов габбро-норитов и плагиогранитов (см. рис. 5, 6) показал наличие двух компонент: первая, низкотемпературная компонента, разрушаемая при температурном воздействии до 200–320°С и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ; вторая, выделяемая в интервале 420–600°С, имеет в среднем направление в современной системе координат Dec = 160–210°, Inc =  $-40-60^\circ$  (см. табл. 3). Характер диаграмм Зийдервельда всех проанализированных образцов сходен. Различий в направлении высокотемпературной компоненты намагниченности габбро-норитов и плагиогранитов не отмечается. Величина  $Q_n$  у большей части проанализированных образцов габбро-норитов и плагиогранитов > 1, что свидетельствует о преобладании остаточной намагниченности.

№ обр., тип породы	NRM, MA/M	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460 °C)	k · 10 <sup>6</sup> , ед.СИ	Q <sub>n</sub>	Dec	Inc						
Расслоенное габбро р. Правая Пайера												
ΠΠ-1Α, ΜΦΓ	0,370	3,334	332	0,028	46	25						
ПП-1Б, ЛГ	0,461	1,114	143	0,081	48	16						
ПП-ІВ, МФГ	6,070	1,128	275	0,555	60	14						
ΠΠ-1Γ, ΜΦΓ	0,620	1,373	248	0,063	56	11						
ПП-1Д, МЛГ	169,011	0,941	1148	3,700	45	12						
ПП-1Е, МЛГ	0,403	0,385	147	0,069	191	-27						
ΠΠ-1Ж, ΜΦΓ	0,844	0,377	324	0,065	196	-25						
ПП-1И, МФГ	1,961	0,156	332	0,148	183	-22						
ΠΠ-ΙΚ, ΜΦΓ	7,925	0,229	453	0,440	190	-36						
ПП-ІЛ, МФГ	0,643	0,567	150	0,108	169	45						
ПП-ІТ, РЛГ	0,091	0,239	236	0,010	192	-22						
ПП-1У, РЛГ	0,345	0,365	137	0,063	202	-57						
ПП-1Х, РЛГ	0,262	0,057	210	0,031	204	-26						
ПП-ІЦ, РЛГ	0,242	0,177	175	0,035	204	-58						
ПП-1Ч, РЛГ	0,523	0,068	180	0,073	212	-9						
ПП-1Щ, РЛГ	0,113	0,315	132	0,022	207	-3						
ПП-1Э, РЛГ	3,697	0,136	326	0,285	208	-36						
Среднее в совре- менной системе					208	-27						
Среднее в древ- ней системе					240 (α <sub>95</sub> = 9,8°)	-12 (K = 12)						
		Габбро-норит	ты ручья Нор	оитовый								
ЛГ-6А, ГН	695,7	0,738	963	18,156	158	-46						
ЛГ-6Б, ГН	68,5	1,066	209	8,232	195	-51						
ЛГ-6В, ГН	255,2	1,043	391	16,401	208	-49						
ЛГ-6Г, ГН	1,9	0,578	379	0,124	209	-41						
ЛГ-6Е, ГН	21,0	0,464	464	1,136	199	63						
ЛГ-6Ж, ГН	135,8	1,076	313	10,904	169	-57						
ЛГ-6И, ГН	86,1	0,582	19190	0,113	207	-35						
ЛГ-6K1, ПЛГ	19,5	1,172	4570	0,107	192	47						
ЛГ-6К2, ПЛГ	204,2	1,051	751	6,832	152	-51						
ЛГ-6Л, ГН	61,8	0,882	1470	1,056	153	-55						
ЛГ-6М, ГН	491,8	0,256	25800	0,479	171	-34						
ЛГ-6Н, ГН	137,4	0,986	532	6,492	123	-40						
ЛГ-6Р, ГН	329,1	1,118	2420	3,417	198	-30						
Среднее в соврс- мснной системе		-			180	49						
Среднее в древ- ней систе ме					269 ( $\alpha_{95} = 9,9^{\circ}$ )	-29 K = 15,3)						

#### Таблица 3. Палеомагнитная характеристика габбро р. Правая Пайера и габбро-норитов ручья Норитовый

Примечание. МФГ – мафитовое габбро; ЛГ – лейкократовое габбро; МЛГ – меланократовое габбро; РЛГ – расслоенное габбро; ГН – габбро-норит; ПЛГ – плагиогранит. Среднее залегание расслоенного габбро – аз. пад. = 35°, ∠ пад. = 76°. Среднее залегание габбро-норитов – аз. пад. = 126°, ∠ пад. = 82°. Остальные условные обозначения см. в табл. 1.

№ м.т.	Ч.д.	NRM, mA/m	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460 °C)	k · 10 <sup>6</sup> , ед.СИ	Qn	Dec	Inc
LG-IA	Энп.	1.011	0.253	1097	0.023	188	-62
LG-16	Ц	1,036	0,392	998	0,026	201	-65
LG-1B	Энд	0,065	1,114	798	0,002	129	67
LG-1F	ЭкЗ,	0,902	0,317	785	0,029	207	-62
LG-IД	ц	23,752	0,210	918	0,650	172	-61
LG-IK	Энд	0,807	0,239	784	0,026	211	-56
LG-1Л	ц	0,698	0,640	783	0,022	199	-58
LG-1H	ц	1,231	0,414	759	0,041	205	62
LG-1T	Энд	2,042	0,339	945	0,054	198	-64
LG-1Y	Экз	25,365	0,468	1136	0,561	178	-56
LG-1Φ	ц	4,870	0,340	886	0,138	195	-60
LG-1X	Энд,	4,886	0,810	943	0,130	185	-54
LG-IЦ	Эка,	5,055	0,230	1052	0,121	188	-58
LG-IШ	Энд	0,585	0,343	1111	0,013	199	-57
LG-1Ю	Энд	1,353	0,696	883	0,039	246	46
LG-1Я	ц	9,037	0,318	1069	0,212	212	64
LG-2Б	Энд	0,595	0,219	424	0,035	135	-13
LG-2B	Энд	0,184	0,588	404	0,011	134	-55
LG-2Γ	Энд,	0,071	0,685	341	0,005	209	-65
LG-2Д	Энд,	0,244	0,251	485	0,013	214	-38
LG-2E	Энд	0,088	0,219	442	0,005	209	-66
LG-2Л	Энд,	0,155	0,398	518	0,008	161	-49
LG-2M	Апофиза	0,622	0,137	411	0,038	205	-48
LG-2H	Энд,	0,736	0,097	435	0,043	196	-57
LG-2II	Энд	1,010	0,152	505	0,055	215	46
LG-2P	Энд	2,379	0,067	432	0,138	211	-43
LG-4A	Энд <sub>в</sub>	2,619	0,225	875	0,075	201	-41
LG-4B	Энд	4,501	0,461	997	0,113	164	-57
LG-4	ц	0,101	0,650	868	0,003	254	-53
LG-4Ж	Энд,	0,319	0,758	826	0,010	205	-52
LG-4И	ц	1,818	0,257	1019	0,045	203	-57
LG-4K	Энд	2,357	0,309	1095	0,054	191	-55
LG-4M	Энд	0,222	0,274	1477	0,004	133	48
LG-4H	Ц	0,209	0,765	1116	0,005	166	-66
LG-4II	Энд	75,735	0,022	1006	1,892	202	-52
LG-4P	Эю,	4,145	0,436	967	0,108	196	-65
LG-4C	Ц	4,024	0,420	1058	0,096	233	63
LG-4T	Энд	6,256	0,084	1172	0,134	186	-66
LG-4Φ	Энд,	2,223	0,166	1076	0,052	213	-66

Таблица 4. Палеомагнитная характеристика диабазов даек р. Лагорта-ю

№ м.т.	Ч.д.	NRM, mA/m	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460 °C)	k · 10 <sup>6</sup> , ед.СИ	Qn	Dec	inc
1G4X		2 44	0.611	912	0.067	217	-76
LG-4Ц	Экз,	0,198	0,454	698	0,007	200	-39
LG-44	Энд	1,117	0,372	859	0,033	205	68
LG-4Щ	Экз	0,683	0,395	1187	0,014	198	-46
LG-49	Энд	0,120	0,366	810	0,004	213	-66
LG-49	ц	1,879	0,386	848	0,056	191	-56
LG-5A	Энд <sub>в</sub>	6,881	0,238	918	0,188	157	-42
LG-55	Экз,	0,870	0,408	780	0,028	183	-67
LG-5E	ц	1,624	0,253	632	0,065	190	58
LG-5Ж	Энд	3,474	0,467	1046	0,083	212	-69
Среднее в современ- ной системе						$194 \ (\alpha_{95} = 4,4^{\circ})$	-58 (K = 20,5)

Примечание. М.т. – магматическое тело, Ч.д. – часть дайки, из которой отобран образец. Энд – эндоконтактовая зона (индексы з, в – западная и восточная соответственно), Ц – центральная часть дайкового тела, Экз – экзоконтактовая зона. Остальные условные обозначения см. в табл. 1.

Среднее направление в современной системе координат для всей совокупности образцов, отобранных по ручью Норитовый составляет Dec = 180°, Inc = 49°, K = 15,3,  $\alpha_{95}$  = 9,9°, в древней – Dec = 269°, Inc = -29° (см. рис. 6,6; табл. 3).

Дайковый комплекс Войкаро-Сыньинского массива. Детально дайковый комплекс изучен в среднем течении р. Лагорта-ю. На всем опробованном участке встречаются единичные дайки или их рои, представленные образованиями типа "дайка в дайке". Все они имеют северо-северо-восточное простирание с субвертикальными контактами [Диденко и др., 1998].

В NRM образцов диабазов дайкового комплекса выделяется компонента, разрушаемая температурной чисткой до 550–600 °С. Она имеет направление в современной системе координат Dec = 197°, Inc =  $-59^\circ$ , K = 34,6,  $\alpha_{95} = 6,9^\circ$  (см. рис. 6, *e*; табл. 4).

Анализ формы и величин магнитной восприимчивости диабазов из эндоконтактовых зон показал, что фиксируемый тип магнитной анизотропии близок к плоскостному, где максимальные и промежуточные оси примерно равны по величине и располагаются в плоскости, параллельной плоскости контактов, тогда как минимальные – в перпендикулярной [Диденко и др., 1998]. Образование такого типа анизотропии можно объяснить тем, что при движении базальтовой магмы вверх магнитные минералы, кристаллизовавшиеся при более высоких температурах, располагались своими удлиненными осями по течению магмы, а короткими осями (уплощенными сторонами) перпендикулярно течению магмы. Иначе говоря, уплощенные стороны кристаллизовавшихся в движущейся магме минералов располагались параллельно плоскости контакта интрузивных тел. Эта закономерность прослеживается при микроскопическом изучении шлифов диабазов даек – длинные оси гетерофазно измененных титаномагнетитов и других минералов параллельны контактовым зонам.

Закономерность в образовании подобного типа магнитной анизотропии в дайках свойственна для пород весьма широкого возрастного диапазона. В частности, даже для протерозойско-нижнерифейских даек Канадского щита она отчетливо проявляется [Buchan, Halls, 1990; Ernst, 1990; Park et all., 1988; и др.], что говорит об

	, 	· · · · ·	·		·····						
№ обр.	NRM	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub>	$k \cdot 10^{6}$ ,	Qn	Dec	Inc					
	мА/м	(460 °C)	ед.СИ								
la	18,40	1,763	924	0,629	189	-37					
1b	15,05	1,311	846	0,562	183	14,5					
1 <b>v</b>	16,58	0,686	1120	0,468	188	-32					
2a	103,24	0,861	1230	2,651	189	-7					
2Ъ	93,47	1,191	5250	0,562	195	9					
2 <b>v</b>	365,31	0,099	28600	0,403	204	-31					
3a	281,73	0,528	27000	0,330	184	-11					
3b	865,53	0,241	62400	0,438	187	-14					
3g	4454,16	0,013	799	176,053	186	10					
4b	548,76	0,152	34900	0,497	160	20					
5b	86,69	0,169	1190	2,301	29	32					
5v	30,85	0,813	1100	0,886	29	32					
5g	417,92	0,121	24800	0,532	12	42					
5d	226,07	0,013	14790	0,483	28	63					
6a	9,43	1,101	1140	0,261	223	-29					
6b	16,43	1,229	1730	0,300	160	-28					
6v	23,11	0,892	1380	0,529	185	6					
6g	14,93	0,872	1019	0,463	166	-10					
7v	19,06	0,868	1083	0,556	190	10					
7g	19,63	0,266	1133	0,547	156	10					
10a	1212,70	0,260	59250	0,646	205	8					
10ь	>10000	-	41200	-	208	17					
10v	>10000	-	30000	-	195	4					
10d	>10000	-	143100	-	7	-7					
10zh	2816,14	0,382	40500	2,196	3	3					
10k	>10000	-	40500	-	189	-36					
lla	>10000	-	113900	-	336	-35					
16g	23,76	0,251	398	1,885	14	-10					
16zh	401,42	1,162	38500	0,329	188	-50					
16k	93,75	0,591	8600	0,344	186	-58					
Среднее в современной					216 (α <sub>95</sub> =	9 (K = 13)					
системе					= 12,9°)						
Среднее в древней системе					221 ( $\alpha_{95} =$ =15,1°)	-21 (K = 9,6)					
Примечание.	=15,1°) Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.										

Таблица 5. Палеомагнитная характеристика габброидов массива Сыум-Кеу

отличительной консервации первично-магматических свойств, характеризующих течение магмы в интрузивных сериях. Распределение направлений длинных осей эллипсоидов магнитной воспри-имчивости диабазов даек р. Лагорта-ю близко к фишеровскому [Диденко и др., 1998]. При этом, среднее направление на 25–30° отличается от вертикального –

имеет наклон на северо-восток. Это может свидетельствовать о повороте на те же 25–30° в северо-восточных румбах всего блока, включающего дайковый комплекс, вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной генеральному простиранию даек.

Офиолиты массива Сыум-Кеу. Габброиды офиолитового массива нами были исследованы в обнажениях по правому борту р. Большая Хадата. Залегание габброидов, замеренное по расслоенности, имеет ориентировку в восточно-юго-восточных румбах с углами падения от умеренных (40-45°) до крутых (70-80°). Всего отобрано 57 образцов в 14 точках.

Возраст Хадатинских офиолитов по данным предыдущих исследователей определяется как O<sub>3</sub>-S<sub>2</sub> [Костюхин, Ремизов, 1995] и 468-1035 млн лет [Петрология и метаморфизм..., 1977]. По Ar-Ar изотопному датированию нами получены следующие данные: амфиболовое габбро из расслоенного комплекса массива Сыум-Кеу (первичная роговая обманка) – 419 + --33 млн лет; габбро массива Харче-Рузь (свежий плагиоклаз) – 491 + --27 млн лет [Симонов и др., 1998].

По данным термомагнитного анализа, основной магнитной фазой исследованных габброидов является магнетит, но его концентрация сильно варьирует; магнитная восприимчивость образцов габбро имеет широкий размах – от 0,33 до  $143 \times 10^{-3}$  ед. СИ. Столь же существенный размах отмечается и для NRM: от  $0,01 \times 10^{-3}$  до более 10 А/м (табл. 5).

Компонентный анализ позволил выделить одну высокотемпературную компоненту (рис. 7, *a*, *б*). В NRM большей части проанализированных образцов эта компонента имеет отрицательное наклонение в современной системе координат Dec = 208°, Inc =  $-40^{\circ}$ . В NRM образцов одной точки ( $M \pm 5$ ), отобранных ниже по мощности всех остальных, выделена высокотемпературная компонента в интервале 560–595 °C, имеющая положительное наклонение и склонение, отличающееся примерно на 160° от предыдущего образца: Dec = 49,6°, Inc = 40,8° (см. рис. 7, *б*).

Анализ средних направлений высокотемпературной компоненты по точкам отбора (см. табл. 5; рис. 8, *a*, *б*) показал, что формально кучность в современной системе координат (K = 13,0) немного выше, чем в древней (K = 9,6). Сходимость направлений только по наклонениям существенно выше в древней системе координат. Крайние значения наклонений в современной системе составляют от +20° до -36°, K = 10, тогда как в древней – от -11° до -36°, K = 20 (см. рис. 8, *a*, *б*). Следовательно, основное различие в направлениях высокотемпературной компоненты в древней системе координат связано в большей степени со склонением, что и фиксируется полосовым распределением средних направлений в древней системе координат от 205 до 270° (см. рис. 8, *a*, *б*).

Габбровый комплекс в бассейне р. Большая Хадата разделен вертикальными разломами на блоки, которые в процессе своего формирования могли испытывать развороты вокруг вертикальной оси относительно друг друга. Для проверки этого предположения методом ступенчатого распрямления складок [Watson, Enkin, 1993] были проанализированы только средние наклонения высокотемпературной компоненты по точкам отбора. Оказалось, что максимальная кучность (K = 22,9) и соответственно минимальная погрешность в определении генерального среднего направления приходятся на примерно 80% распрямления "складки" (см. рис. 8, *в*).

Тест ступенчатого распрямления показал, что, вероятно, высокотемпературную компоненту следует считать додеформационной. В пользу такого предположения свидетельствует близость среднего направления высокотемпературной компоненты в древней системе координат для всего изученного габбрового комплекса Сыум-Кеу (среднее по 10 точкам: Dec = 226°, Inc = -19,3°; см. табл. 5) средним направлениям высокотемпературной компоненты диабазов даек, габбро-норитов и расслоенного габбро Войкаро-Сыньинского массива.



Рис. 7. Диаграммы Зийдервельда для габброидов массива Сыум-Кеу

а, б – обр. 97-5g(a) и обр. 97-10к (б), включенные в интерпретацию; в – обр. 97-12в, имеющий аномальное направление высокотемпературной компонситы. Условные обозначения см. на рис. 2

Для трех объектов офиолитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива и офиолитового массива Сыум-Кеу получены следующие палеомагнитные направления в древней системе координат: 1) расслоение габбро – Dec = 240°, Inc =  $-12^{\circ}$ , 2) габбро-нориты – Dec = 269°, Inc =  $-29^{\circ}$ ; 3) диабазы даек – Dec = 221°, Inc =  $-21^{\circ}$ , 4) габброиды Сыум-Кеу – Dec = 226°, Inc =  $-19,3^{\circ}$ . Среднее палеомагнитное направление для четырех объектов составляет: N = 4, Dec = 238,2°, Inc =  $-21,2^{\circ}$ ,  $\alpha_{95} = 24,3^{\circ}$ . Кучность направлений в древней системе координат (15,2) несколько выше, чем в современной (9,96), но максимальная кучность (19,28) устанавливается при вводе 60% поправки за залегание. Анализ тестом ступенчатого распрямления только наклонения [Watson, Enkin, 1993] высокотемпературной компоненты стабильных образцов всех объектов показал, что кучность в древней системе координат (46,44) существенно выше, чем в современной (2,89). Максимальная кучность (64,34) отмечается при введении 110% поправки, оптимум с вероятностью 95% располагается между 91% и 128% поправки за залегание. В дальнейшем мы используем среднее палеомагнитное направление по всем стабильным образцам



**Рис. 8.** Стереограммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной (*a*) и древней (б) системах координат образцов габброидов массива Сыум-Кеу. Диаграмма ступенчатого распрямления "складки" (в) рассчитана только для наклонения образцов габброидов

Пунктир - уровень значимости 95%. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

(N = 72, Dec = 235,6°, Inc =  $-20,8^\circ$ , K = 13,5,  $\alpha_{95}$  = 4,8), осознавая, что Войкаро-Сыньинская и Сыум-Кеуская тектонические пластины испытывали вращения вокруг вертикальной оси на ±30-40° относительно друг друга. Эти вращения происходили до формирования покровно-складчатой структуры герцинид Полярного Урала на дообдукционном этапе развития.

К р е м н и с т о - с п и л и т - д и а б а з о в а я ф о р м а ц и я в о й к а р с к о й с е р и и опробована нами в обнажениях по правому берегу р. Войкар. Толща условно датируется ордовиком (О), так как в аналогичных отложениях, обнаженных по р. Хараматалоу, в линзе мраморизованных известняков присутствуют органические остатки ранне-среднеордовикского возраста. Кроме того, в северной части зоны (ручьи Соколиный и Ханмейшор), в перекрывающих спилиты флишоидных отложениях, выявлены органические остатки позднего ордовика-раннего силура. Однако однозначная возрастная корреляция спилитов рассматриваемой зоны затруднена еще и тем, что спилиты разобщены на три изолированных участка,

№ обр., тип породы	NRM, mA/m	J <sub>nt</sub> /J <sub>no</sub> (460 °C)	k · 10 <sup>6</sup> , ед. СИ	Qn	Среднетем компонент	Среднетемпературная компонента		емпературная гга
					Dec	Inc	Dec	Inc
КП-1А, КЯ	12,473	0,575	137	2,296		_	155	-42
КП-1Б, КЯ	6,160	0,760	46	3,366	247	68	183	-53
КП-1В, КЯ	9,244	0,908	99	2,347	237	-38	155	-49
КП-1Г, КЯ	9,167	0,588	43	5,358	-	-	153	-36
КП-1Д, КЯ	8,027	0,659	55	3,702	249	-70	174	-51
КП-ІЕ, КЯ	6,841	0,672	66	2,605	253	-56	138	-48
КП-1Ж, КЯ	6,488	0,162	70	2,319	243	-69	178	-17
КП-1И, КЯ	8,082	0,116	56	3,660	260	63	146	-58
КП-1К, КЗЯ	8,606	0,111	38	5,768	249	67	185	-21
КП-1Л, КЗЯ	8,146	0,154	51	4,014	236	-63	135	-36
КП-ІМ, КЗЯ	6,594	0,147	47	3,526	262	70	151	-34
КП-1П, Экз	16,421	0,420	226	1,830	248	-55	-	-
КП-1Р, Экз	130,506	0,132	669	4,903	_	-	120	-49
КП-1С, Энд	12,269	0,216	59	5,226	230	-69	134	-43
КП-1Т, Энд	0,621	0,412	31	0,504	231	-66	180	-18
КП-1У, Энд	3,501	0,503	41	2,148	235	-41	-	-
<b>КП-2А, Ц</b>	1,157	0,649	24	1,238	214	-57	161	-31
КП-2В, КП	4,344	0,320	70	1,571	-	-	180	-24
КП-2Д, Энз	0,732	0,132	20	0,904	228	-38	297	13
КП-2Е, Энд	6,644	0,779	18	9,542	249	60	323	12
КП-2К, Энд	3,274	0,498	51	1,614	242	-60	-	-
<b>КП-2М, Д</b>	209,918	0,155	23200	0,227	-	-	293	43
КП-2П, КП	403,160	0,179	31200	0,325	93	58	123	-12
<b>КП-2Р</b> , Д	410,293	0,072	37400	0,276	72	45	-	-
Среднее в современной					243	-59		
системе					$(\alpha_{95} = 5, 1^{\circ})$	(K = 39,7)		
Среднее в древней системе							152	-37
							$(\alpha_{95} = 8,2^{\circ})$	(K = 15,6)

Таблица 6. Палеомагнитная характеристика спилитов р. Войкар

Примечание. КЯ – красная яшма, КЗЯ – красно-зеленая яшма, Энд – эндоконтакт, Экз – экзоконтакт, Ц – центр подушки, КП – край подуушки, Д – диабаз. Среднее направление для среднетемпературной компоненты рассчитано по 19, для высокотемпературной – по 20 образцам. Остальные условные обозначения см. в табл. 1.



Рис. 9. Диаграммы Зийдервельда  $(a, \delta)$ , стереограммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной (s) и древней (z) системах координат образцов кремнистых алевролитов войкарской серии. Диаграмма ступенчатого распрямления складки  $(\partial)$ 

Квадраты – направления метахронной, треугольники – характеристической компонент. Залитые знаки – проекция на нижнюю полусферу, полые – на верхнюю. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 разделенные полями кварцевых диоритов-тоналитов и чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Войкарская серия повсеместно имеет тектонические контакты со вмещающими отложениями [Язева, Бочкарева, 1984]. По нашим наблюдениям, вторичные метаморфические процессы не превысили начальной стадии зеленосланцевой фации метаморфизма – хлорит-пумпеллеитовой, причем хлорит развит не повсеместно, а пятнами по диабазам.

Осадочная толща в исследованном разрезе имеет падение в восточно-юговосточных румбах с углами 45–60°, за исключением одной флексуроподобной складки, в перегибе которой наблюдаются юго-юго-западные падения. В подошве осадочной толщи описаны два силла диабазов. На контакте с ними кремнистые алевролиты ороговикованы. Обжиг осадочной толщи фиксируется не только визуально, но и по измерениям магнитной восприимчивости: кремнистые алевролиты имеют k в среднем 4–10×10<sup>-5</sup> ед. СИ, тогда как обожженные – 20–60×10<sup>-5</sup> ед. СИ (КП-1, табл. 6).

Выше кремнисто-алевролитового слоя были отобраны образцы базальтов и андезибазальтов из лавых потоков (КП-2, табл. 6). Мощность опробованной вулканитов составила около 200 м. Их залегание, измеренное по поверхностям лавовых подушек, совпадает с залеганием осадочной части – аз. пад. в восточных румбах,  $\angle$  пад. – от 40 до 70°.

Величина k, как и концентрация магнитной фракции, колеблется в широких пределах: у образцов из краевых частей лавовых подушек –  $2 \times 10^{-5}$  ед. СИ, у образцов из центральных частей потоков – до  $40 \times 10^{-3}$  ед. СИ (см. табл. 6), что отражает первичные условия кристаллизации магмы.

В окончательный анализ вошли 19 образцов (см. табл. 6), остальные забракованы как из-за низких величин NRM, так и из-за нестабильного (хаотичного) поведения векторов NRM в ходе температурной чистки.

Компонентный анализ NRM образцов в ходе ступенчатой температурной чистки показал наличие трех компонент (рис. 9, a,  $\delta$ ). Первая, низкотемпературная компонента, разрушается при температуре 200–250 °C, имеет направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ.

Вторая, среднетемпературная компонента, разрушается термочисткой до 450– 500 °С, имеет в современных координатах склонение 230–260° и наклонение –35– 70° (см. рис. 9, *a*, *б*). Кучность в современной системе координат (K<sub>c</sub>) существенно выше, чем в древней (K<sub>д</sub>) (K<sub>0</sub>/K<sub>д</sub> = 3,74; см. табл. 6, рис. 9, *в*, *д*), что говорит о послескладчатой вторичной природе этой компоненты. Среднее направление в современных координатах – Dec = 243°, Inc = -59° совпадает с пермским направлением для Восточно-Европейского континента [Печерский, Диденко, 1995; Храмов, 1991].

Третья, высокотемпературная компонента, разрушается термочисткой до 600-620 °С и имеет две полярности. Для осадочных пород характерно отрицательное наклонение (в древней системе координат Dec = 140–180°, Inc =  $-20-50^{\circ}$ ; см. рис. 9, *a*), а для вулканогенной части разреза Dec = 295–320°, Inc =  $10-40^{\circ}$  (см. рис. 9, *6*; см. табл. 6). Компонента имеет доскладчатую природу – кучность в древней системе координат выше, чем в современной (см. рис. 6, *г*, *д*). Тесты складки (сравнения средних и корреляционный) дают положительный результат –  $K_0/K_{\pi} = 2,12$ при *F* (36,36) = 1,74, наблюденное  $R_s = 0,545$  при теоретическом  $R_s(5\%) = 0,625$ [Баженов, Шипунов, 1988]. Среднее направление этой компоненты в древней системе координат – Dec = 161°, Inc =  $-37^{\circ}$ ;  $\alpha_{95} = 8,2^{\circ}$  (см. табл. 6).

Это направление, вероятно, можно принять за близкое к первичному для островодужных образований войкарской серии. Возраст этой компоненты считаем ордовикским (O).

#### ОБСУЖДЕНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований Полярноуральского сегмента Уральской складчатой системы получены пять разновозрастных (от  $\varepsilon_3$ - $O_1$  до  $P_2$ ) палеомагнитных направлений для трех структурно-формационных зон (табл. 7). Четыре из них могут быть охарактеризованы как близкие к первичным:

 а) для пород погурейской свиты Є<sub>3</sub>-О<sub>1</sub> Лемвинской зоны (положительный тест конгломератов);

б) для андезибазальтов р. Пага S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> Лемвинской зоны (сходство с раннедевонским направлением Восточно-Европейского континента);

в) для интрузивных комплексов офиолитовых массивов центральной зоны O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> (наличие в габброидах высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярностей, положительный тест складки для наклонений этой компоненты);

г) для вулканогенно-осадочной войкарской серии Восточной зоны ордовикского (О) возраста (положительный тест складки, наличие высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярностей).

Пятое палеомагнитное направление, среднетемпературная компонента пород войкарской серии, имеет послескладчатую природу. Опираясь на эти данные, рассмотрим геодинамическую историю изученного района.

Первое из пяти палеомагнитных определений относится к отложениям погурейской свиты ( $\varepsilon_3 - O_1 t$ ) Лемвинской зоны, формировавшейся на рифтогенной стадии у края Восточно-Европейского континента [Пучков, 1979]. Это направление с

Объект	Возраст	Ф	۸	A 95	Dec	Inc	φ	Ссылка
ПУ3	€3-01	21,1	199,0	5,5	41,4±7,8	7,7±7,7	3,9	1
BEK	500	25,0	257,0	12,0	348,3±12,0	4,1±23,9	2,1	2
СК	500	-36,0	128,9	8,0	126,8±8,7	-41,3±10,8	-23,7	2
ПУц	0	23,1	182,2	3,7	55,6±5,1	20,8±4,8	10,8	1
пу	0	-40,8	99,4	7,4	152,0±10,3	-37,0±8,2	-20,6	1
Дн	0	-41,0	85,0		163,0±21	-12,0±21	-6,0	3
Таг	0	24,0	292,0		134,0±11,5	-3,0±11,5	-2,0	3
BEK	460	16,9	220,6	7,0	22,4±7,0	-9,4±13,7	-4,7	2
СК	460	-25,0	116,0	9,0	133,6±9,1	-18,6±16,6	-9,6	2
ПУ,	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	-2,2	152,6	3,5	92,2±4,9	-2,9±4,9	-1,5	1
BEK	400	5,1	153,3	5,0	92,7±5,0	-8,7±9,8	-4,4	2
СК	400	-2,0	129,8	6,0	113,1±6,1	14,8±11,4	7,5	2
ПУ	P <sub>2</sub>	46,5	159,4	66,6	63,0±9,9	59,0±5,1	39,8	1
BEK	250	45,5	160,8	5,0	62,6±2,6	57,7±1,9	38,3	2
СК	250	48,8	159,1	9,0	61,7±12,1	60,8±7,7	41,8	2

Таблица 7. Сравнение полученных палеомагнитных направлений для различных комплексов Полярного Урала с рассчитанными по палеомагнитным полюсам Восточно-Европейского и Сибирского континентов

Примечание. Ф. Л. – широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно (в град.); А95 – радиус овала доверия вокруг полюса (в град.); Ф – палеоширота (в град.). 1 – направления, полученные в настоящей работе; 2 – ожидаемые направления с полюсов ВЕК и СК рассчитаны по [Butler, 1992; Demarest, 1983]; З. – данные Свяжиной, Коптевой [1991]. Пересчет направлений произведен на координаты 66,5° с.ш., 64° в.д. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.



Dec = 41,4° Inc = 7,7° (прямая полярность) близко рассчитанному направлению прямой полярности с Восточно-Европейского континента. Палеошироты Лемвинской зоны совпадают с пересчитанной на место работ палеоширотой Восточно-Европейского континента для  $\mathcal{C}_3$ - $\mathcal{O}_1$  времени – 3,9 ± 3,9° с.ш. и 2 ± 12,2° соответственно (см. табл. 7). Следовательно, Лемвинская зона в это время находилась немного севернее края континента. Ее разворот относительно Восточно-Европейского континента составляет 53,1 ± 11,4° по часовой стрелке. По отношению к Сибирскому континенту различия палеомагнитных направлений существенны как по склонению, так и по наклонению (см. табл. 7).
Следующее по времени палеомагнитное направление для пород Лемвинской зоны приходится на границу силура-девона Dec = 92,2° и Inc = -2,9° (прямая полярность). Оно статистически не отличается от рассчитанного с Восточно-Европейского континента (см. табл. 7). Вышеуказанный разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента произошел до раннедевонского времени, и его можно объяснить развитием рифтогенных процессов на краю Восточно-Европейского континента в раннеордовикское время.

Палеомагнитные данные свидетельствуют, что породы Лемвинской зоны начиная с позднего кембрия-раннего ордовика по ранний девон формировались у края Восточно-Европейского континента в экваториальных широтах. Следует отметить согласие южного дрейфа Лемвинской зоны и полярноуральского края Восточно-Европейского континента на 500-1000 км. В раннем девоне, а возможно и в позднем силуре, Лемвинская зона причленилась к Восточно-Европейскому континенту.

Время приобретения характеристической намагниченности интрузивными породами офиолитов, исходя из возраста пород, можно принять как позднеордовикско-раннесилурийское [Савельев, 1997; Симонов и др., 1998]. Это направление Dec = 55,6°, Inc =20,8°,  $\alpha_{95}$  = 4,8° (прямая полярность) значимо отличается от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов (см. табл. 7). Палеоширота образования офиолитов – 8-14° с.ш. Полярность этого направления однозначно не определена, но, исходя из принципа минимизации движений блоков палеокеанической коры относительно Восточно-Европейского континента, палеомагнитному направлению с северо-восточным склонением и положительным наклонением мы приписываем прямую полярность. В этом случае средний разворот офиолитов относительно Восточно-Европейского континента составляет 33° по часовой стрелке (см. табл. 7), в случае обратной полярности почти на 180°. Современное простирание дайкового комплекса находится в северосеверо-восточных румбах, разница с направлением палеомеридиана составляет около 25-30°, следовательно простирание зоны палеоспрединга – северо-северозападное.

Широтное "зияние" между местом образования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10° (рис. 10, *a*). Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему своей ныне северной окраиной.

Ордовикский интервал представлен в настоящей работе палеомагнитным определением и по вулканогенно-кремнистым породам войкарской серии Полярного Урала. Сопоставление этого направления  $Dec = 152^{\circ}$ ,  $Inc = -37^{\circ}$  (прямая полярность) с рассчитанными с полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов (см. табл. 7) показывает следующее: а) по отношению к Восточно-Европейскому континенту образования войкарской серии претерпели разворот по часовой стрелке более, чем на 120°, по отношению к Сибирскому – такой поворот существенно меньше – 10–26°, также по часовой стрелке; б) палеоширота их формирования (21° ю.ш.) существенно отличается от расчетной с Восточно-Европейского континента (4° ю.ш.), тогда как по отношению к Сибирскому значительно ближе – 10° ю.ш. (см. табл. 7). Палеомагнитные данные свидетельствуют, что комплексы войкарской серии Полярного Урала в ордовике располагались ближе к формировавшемуся Казахстано-Сибирскому континенту, чем к Восточно-Европейскому.

Полученное нами направление для войкарской серии Полярного Урала близко палеомагнитному направлению ордовикских пород Денисовской зоны Южного Урала Dec =  $163^{\circ}$  и Inc =  $-12^{\circ}$  [Свяжина, Коптева, 1991] и Тагильской зоны Среднего Урала Dec =  $134^{\circ}$  и Inc =  $-3^{\circ}$  [Свяжина и др., 1998], т.е. мы имеем полное соот-

ветствие по склонению и широтную разницу 12 ± 8°, что совпадает с таковой в их современном положении.

На основании вышесказанного, на магнитно-тектонической реконструкции этого возраста комплексы войкарской серии (ордовикская островная дуга?) расположены у восточного края Казахстано-Сибирского континента (древние координаты, см. рис. 10).

Вторичное палеомагнитное направление, полученное по кремням и андезибазальтам войкарской серии (Dec = 243°, Inc = -59°, обратная полярность), имеет послескладчатую природу (см. рис. 9) и его возраст можно определить как позднепалеозойский, так как рассчитанные направления с пермских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов [Печерский, Диденко, 1995; Храмов, 1991] на точку отбора практически совпадают с полученным авторами направлением (см. табл. 7). Палеоширота Полярного сегмента Уральской складчатой системы в позднепалеозойское время составляла 40 ± 3° с.ш.

Разница в широтном положении и возможный относительный разворот Полярно-Уральского сегмента относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов находятся в пределах ошибки. Вероятно, расположение блоков Полярного Урала относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов с поздней перми (см. рис. 10,  $\delta$ ) не изменилось. Это согласуется с палеогеодинамическими реконструкциями [Зоненшайн и др., 1990; Scotese, 1984]. В дальнейшем единый блок претерпел разворот по часовой стрелке на 55–60° (см. рис. 10).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучение Лемвинской зоны по отложениям двух временных интервалов: позднекембрийско-среднеордовикского и позднесилурийско-раннедевонского показало, что формирование пород происходило у края Восточно-Европейского континента на широтах  $4 \pm 3,8^{\circ}$  и  $-1,5 \pm 2,5^{\circ}$  соответственно. В раннем-среднем ордовике Лемвинская зона испытала разворот на 50° по часовой стрелке относительно Восточно-Европейского континента, что, вероятно, связано с началом раскрытия Уральского палеоокеана.

2. Уральский палеоокеанический бассейн в позднем ордовике-раннем силуре (?) располагался на 8-14° с.ш., зона палеоспрединга имела северо-северо-западное простирание.

3. Породы войкарской серии Полярного Урала формировалась на широте 20 ± 4° южного полушария. Полученное палеомагнитное направление близко к палеомагнитным направлениям пород Тагильской и Денисовской зон.

В дальнейшем эти комплексы (островные дуги?) сблизились с юго-восточной окраиной Сибирского континента (древние координаты).

4. С поздней перми положение Полярного Урала относительно окружающих континентов не претерпело каких-либо значимых изменений.

Авторы благодарят А.В. Ганелина, В.И. Лаврикова, А.А. Шкиттина за помощь в проведении и техническом обеспечении экспедиционных работ 1995–1996 гг. Особую признательность и благодарность мы высказываем А.А. Савельеву, познакомившему авторов с офиолитовыми объектами Войкаро-Сыньинского массива. Авторы благодарят М.Л. Баженова и А.Л. Книппера за обстоятельный разбор рукописи, в результате чего ряд мыслей авторов получили более четкую интерпретацию.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64536, 98-05-64888).

- Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Войновский-Кригер К.Г. Цва комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27-45.
- Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 3. С. 3–17.
- Гессе В.Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1962. Вып. 2. С. 15–26.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В., Симонов В.А. Магнитная текстура интрузивных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива: оценка полей напряжений // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 42–59.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Симонов В.А. Особенности формирования дайкового комплекса р. Лагорта-ю (Полярный Урал) по петромагнитным и петрохимическим данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 40-42.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
- Евдокимов Ю.Б. Некоторые фациальные особенности ордовикских отложений на западном склоне Полярного Урала // Бюл. ВСЕГЕИ. 1961. № 3. С. 21-32.
- Евсеев К.П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала // Там же. 1960. № 2. С. 17-23.
- Евсеев К.П., Кондиайн А.Г., Корень Т.Н. Западный склон Урала (миогеосинклинальная область) // Стратиграфия СССР. Силурийская система. М.: Недра, 1965. С. 148–166.
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 204 с.
- Енокян В.С. Палеозойские отложения и история тектонического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал наук. М., 1971. 24 с.
- Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24-42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. 327 с.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 221, № 4. С. 939–942.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеенков. М.: ИО АН СССР, 1984. 164 с.
- Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология афиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб.: Наука, 1995. 120 с.
- Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А. и др. Палеомагнитные и геологические исследования ордовикских и девонских комплексов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998. Т. 1. С. 311–314.
- Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Сов. геология, № 5. 1957. С. 17-28.
- Маркин В.В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала // Тр. Геол. музея им. Карпинского. 1960. Вып. 3.

Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов:

- Данные по СССР: Сводный каталог 1. М.: Междуведомств. геофиз. ком. при АН СССР, 1984. 94 с.
- *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 3-24.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблема океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–105.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука. 1977. 220 с.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования горных пород. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала" / Ред. Н.А. Богданов. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Пучков В.Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18-32.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Там же. 1997. № 4. С. 42-61.
- Раабен М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 129 с.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
- Руженцев С.В. Тектоническая структура Полярного Урала. М.: Наука, 1998. С.7-24.
- Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала. М.: Наука, 1998. С. 25-41.
- Руженцев С.В, Аристов В.А., Кучерина П.М. Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батиальная серия Полярного Урала // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 802-805.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998. Т. 2. С. 133–135.
- Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.
- Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Там же. 1977. № 6. С. 46-60.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-30.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Свяжина И.А., Коптева Р.А. Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14-30.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Модель формирования раннепалеозойской островодужной системы Северного Урала по палеомагнитным данным // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998. С. 163–165.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Особенности боннинитовых и шошонитовых серий в палеоостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблема геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 2. С. 47.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов

Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998. Т. 2. С. 181–183.

- Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000 / Сост.: А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977. 148 с.
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М. и др. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. 1991. № 4. С. 54–69.
- Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: Связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32-43.
- Buchan K.L., Halls H.C. Paleomagnetism of Proterozoic mafic dyke swarms of the Canadian Shield: Mafic dykes and emplacement mechanism // Mafic dykes and emplacement mechanism: Proc. of the Second Intern. dyke conf. Adelaide, 1990. P. 209–230.
- Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell, 1992. 320 p.
- Demarest H.H. Error analysis of the determination of tectonic rotation from paleomagnetis data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4869-4879.
- *Ernst R.E.* Magma flow direction in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian Shield: As estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proc. of the Second Intern. dyke conf. Adelaide, 1990. P. 231–235.
- Mardia K.V. Statistics of directional data. L,: Acad7 press, 1972. 357 p.
- Park J.K., Taczyk E.I., Desbarats A. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dyke of Labrador, Canada // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, NB 11. P. 13689-13704.
- Scotese C.R. An introduction to this volume: Paleozoic paleomagnetism and assembly of Pangea: Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. Wash. (D.C.): AGU, 1984. P. 1–10. (Geodynamics ser. Vol. 12).
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassion D.A. et al. High <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd in extremelly depleted mantle rocks // Earth and Planet. sci lett. 1995. Vol. 135. P. 101-114.
- Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parametre estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 2135-2137.
- Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam etc., 1967. P. 254-286.

# ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРМИ И МЕЗОЗОЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

# М.Л. Баженов<sup>\*</sup>, Г.З. Гурарий<sup>\*</sup>, О.А. Крежовских<sup>\*</sup>, А.Г. Фейн<sup>\*\*</sup>

\*Геологический институт РАН, \*\*Объединенный институт физики Земли РАН

#### введение

Из года в год растет число публикаций, в которых тектоническая эволюция Тихоокеанской окраины Евразии рассматривается с позиций тектоники плит. Однако согласие есть только в признании определяющей роли горизонтальных движений, а конкретные взгляды на число и размеры независимо двигавшихся блоков-террейнов и характер их перемещений остаются очень противоречивыми. Сосуществование противоречивых построений во многом обусловлено тем, что геологическими и геохимическими методами обычно устанавливается только то, что горизонтальные движения имели место, но не реконструируется направление и величина перемещений отдельных структур и их первичное положение: ведь даже данные биостратиграфии, которыми нередко обосновываются реконструкции, дают ширину климатических зон с точностью до нескольких десятков градусов.

Палеомагнитные данные могли бы резко уменьшить расхождение во взглядах на тектоническую эволюцию северо-восточной окраины Евразии, но и их общее количество и – нередко – качество пока явно недостаточны для этого. Особенно слабо изучено Приморье, где почти нет данных по докайнозойским породам. По пермотриасу Южного Приморья имеются палеомагнитные данные, указывающие на приэкваториальные широты этой территории в поздней перми (Захаров, Сокорев, 1991 г.); надежность и тектоническая значимость этих данных будут рассмотрены ниже. В 1997 г. были опубликованы палеомагнитные данные по палеозою центральной части Ханкайского массива [Бретштейн и др., 1997], которые сами авторы рассматривают как предварительные.

Петр Николаевич Кропоткин не только был одним из первых сторонников мобилизма в нашей стране, но и одним из первых осознал значение палеомагнитного метода для обоснования крупномасштабных горизонтальных движений. Также хорошо известен его интерес к геологии Тихоокеанского региона [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. Нет ничего удивительного в том, что именно по его настоянию в ГИН РАН были начаты палеомагнитные работы в Приморье, результаты которых изложены в этой статье.

## краткий очерк геологии южного приморья

В самом общем виде территорию Приморья можно разделить на две области: Ханкайский массив с его обрамлением и складчатый пояс Сихотэ-Алиня (рис. 1, *a*). В этих двух крупнейших элементах выделяется много более мелких тектонических зон и подзон, причем методы выделения структурных единиц, их количество и взаимоотношения весьма различны у разных авторов. Столь же различны и взгляды на историю развития региона: от почти полного отрицания горизонтальных движений [Уткин, 1996] через незначительные относительные подвижки отдельных структур [Левашев и др., 1989] до признания определяющей роли крупномасштабных горизонтальных движений [Ханчук и др., 1989; Натальин, 1991; Faure, Natal'in, 1992;



**Рис. 1.** Тектоническая схема Южного Приморья (*a*) и распределение изученных разрезов (*б*)

I – Ханкайский массив; 2 – Лаолян-Гродековская складчатая зона; 3 – складчатая система Сихотэ-Алиня. Остальные условные обозначения см. в тексте и табл. 1

Голозубов, Ханчук, 1995]. Пожалуй, только с середины позднего мела существует единое мнение: этот регион рассматривается как вулканический пояс андийского типа, субдукция под который шла со стороны Тихого океана. Как уже отмечалось, палеомагнитных данных по этому региону крайне мало, что не позволяет проверить построения разных авторов независимым методом.

Изученная часть Южного Приморья рассматривается как подвижное обрамление Ханкайского массива для послераннепермского времени (см. рис. 1) [Левашев и др., 1989]. Пермские образования представлены как чисто осадочными породами, так и мощными вулканогенными толщами. Состав вулканитов меняется от риолитов до базальтов; в ряде мест известны пермские интрузии разного состава. Местами пермские породы с угловым несогласием и размывом перекрыты осадочными породами триаса, тогда как в других частях Южного Приморья несогласие отсутствует. Триас везде представлен осадочными породами, в основном терригенными и местами угленосными. Сходными фациями представлены юрские и нижнемеловые образования района. Угловых несогласий с начала триаса по конец раннего мела нет, и основная складчатость в Южном Приморье имеет турон-раннесенонский возраст [Левашев и др., 1989]. Сантон-маастрихтский интенсивный вулканизм вдоль Тихоокеанского побережья рассматривается, например [Натальин, 1991], как результат субдукции океанических плит под окраину континента и формирование вулканического пояса андийского типа; к концу палеоцена вулканизм затухает. Хотя вулканизм в основном проявлен восточнее, в Южном Приморье местами имеются эффузивные породы и интрузии этого возраста. Меньшие по размаху вулканические проявления в неогене связываются с растяжением при формировании Японского моря.

### ОПРОБОВАНИЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами были опробованы породы от перми до середины мела на следующих участках (табл. 1; см. рис. 1, б):

1) Песчаники, известняки и базальты верхней перми: БА, пос. Барабаш; ИК, р. Икрянка; КЕ, р. Кедровая; МА, ручей Малявка (приток р. Икрянка); МН, пос. Многоудобное; НА, г. Находка; ПД, с. Подъяпольское – п-ов Дунай; ПР, Первая Речка, г. Владивосток; ТИ, бухта Тихая; ЯС, с. Ястребовка (р. Икрянка);

2) Терригенные породы триаса: ВП, с. Водопадное; ЖМ, береговые обнажения у дома отдыха Жемчужина; КА, карьер у моста через р. Лянчихе; ПЕ, р. Петровка (6 км к востоку от с. Петровка); РА, у с. Раздольное; ТА, п-ов Тавричанка (мыс Речной);

3) Терригенные породы юры и мела: АЛ, р. Алексеевка; Голый Мыс (п-ов Дунай); МК, руч. Мынтин Ключ; МО, с. Монакино; ручей Орел; ПЕ, р. Петровка (6 км к востоку от с. Петровка); СГ, пос. Сад-Город; СЕ, дорога Сергеевка-Молчановка; СЛ, дорога Сергеевка-Лазо у с. Сергеевка; ЧА, колхоз Чапаева (п-ов Тавричанка).

При отборе штуфы ориентировались с помощью геологического компаса. Единое обнажение с примерно моноклинальным залеганием рассматривалось как отдельный разрез: например, на участке Первая Речка (ПР) изучены два разреза ПР1 и ПР2; исключением являются несколько участков, где изучены небольшие складки (например, ТИ). Если в пределах одного участка изучены породы разных возрастов, то каждый возрастной интервал (с точностью до отдела) рассматривался как отдельный разрез. Мощности опробования меняются от разреза к разрезу от первых метров до более чем 100 м, что определялось в основном размерами обнажений и наличием подходящих пород. На карте (см. рис. 1) показаны положения всех изученных участков; в табл. 1 приведены данные только по тем участкам, где были получены интерпретируемые результаты.

Не менее двух кубических образцов из каждого штуфа были подвергнуты ступенчатой термочистке в печи, помещенной в многослойный пермаллоевый экран, или вплоть до полного размагничивания, или до сильного лабораторного подмагничивания. Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) проводились на спин-магнитометре JR-4, расположенном в больших кольцах Гельмгольца для уменьшения подмагничивания внешним магнитным полем в ходе измерений. Данные размагничивания анализировались с помощью компонентного анализа [Kirschvink, 1980]. По выделенным в образцах компонентам вычислялись средние по штуфам, которые далее использовались для расчета средних по разрезам.

Разрез	N	3	ССК			ДСК			ММК						
			D	I	k	α95	D	Ι	k	α,95	D	1	k	α,,5	СД
							ПЕРМЬ	,							
ТИ БА!**	15/5 11/8	ск 126/44	323,0 195,7	39,8 49,9	56 21	10,3 12,3	315,0 247,5	54,0 44.9	6 21	34,0 12,3					
БА2*	5/3	154/70	175,2	-57,7	12	36.6	316.8	-49.2	12	36.6					
БА	16/11		10,9	52,4	18	11,1	83,4	50.1	9	16.3					
ΠΡΙ	12/9	353/23	132,3	-57,8	18	12,7	146,6	-38,5	19	12,3	132,3	-57,8		12,7	100
ПР2	29/20	294/40	1281	-57,9	40	5,1	121,7	-18,8	27	6,2	128,1	-57,8		5,1	100
ΠP	41/29		131,9	-56,9	26	5,4	309,7	20,4	12	8,2					
ЯС	21/5	152/88	306,5	49,9	24	16,0	172,4	37,4	24	16,0	291,3	64,8		16,0	19
MHI	4/3	150/59	321,8	35,7	60	16,0	205,2	81,8	61	15,9	311,0	69,0		16,0	57
MA	8/4	325/43	103,1	65,5	38	15,1	0,1	61,2	38	15,1	5,2	64,6		15,1	89
ПДІ	6/5	336/54	328,7	-67,0	23	16,4	161,5	-58,7	23	16,4	164,4	-70,0		16,4	78
ПД2*	4/2	12/45	65,4	-55,3	-	-	138,8	-55,2	-	-					
пд	10/7	•	1,5	-71,1	11	19,4	154,5	-58,1	28	11,5					
TM1*	5/3	356/46	149,4	-79,9	10	41,1	170,7	-34,4	10,3	40,7					
ИК*	7/5	55/17	293,7	85,9	9	27,0	41,8	74,7	9	27,0					
Среднее	(6)		316,2	70,0	6	29,4	311,7	67,0	3,7	40,5	321,5	62,6		9,6	
							ТРИАС	!							
MH2*	5/3	136/24	4,8	57,3	17	31,3	47,5	66,0	18	30,1					
PA	8/6	319/11	4,9	85,2	12	20,6	344,8	78,8	12	20,6	344,8	78,8		20,6	0
TAI	10/7	183/10	269,6	82,4	25	12,3	219,0	77,0	22	13,2	269,4	82,4		12,3	100
TA2*	9/5	248/7	111,4	64,4	17	19,0	126,3	68,9	27	15,0					
TA	19/2		126,7	83,4	12	13,2	168,3	78,5	16	11,3					

# Таблица 1. Палеомагнитные результаты по Южному Приморью

ЖМ	10/9	152/38	319,5	36,1	71	6,2	299,2	71,7	54	7,1	304,8	68,1		6,9	34
пдз	9/8	327/24	312,2	77,9	17	13,8	321,7	54,5	16	14,5	318,1	69,8		14,1	88
ГМ2*	8/5	299/24	30,9	72,4	10	25,0	337,1	61,0	12	23,5					
Среднее	(4)		317,1	72,9	11	29,5	306,9	74,4	21	20,3	309,6	77,8	112	8,7	
							МЕЛ + Ю	PA							
MK	22/17	304/24	13,0	82,1	7	15,0	320,2	61,8	7	14,5	326,3	69,9		15,8	64
CEI	11/7	9/77	326,4	66,3	68	7,4	353,4	-4,2	36	10,3	326,4	66,4		7,4	100
CE2	7/3	ск	16,0	61,5	65	15,4	316,0	49,6	3	-					
CE	18/10	ск	342,7	66,7	34	8,5	349,8	3,1	4	30,1					
MO	10/5	63/7	339,3	59,7	27	15,0	351,1	58,1	30	14,2	339,3	59,7		15,0	100
АЛ	5/3	ск	348,6	57,7	42	19,2	347,3	42,7	17	31,0					
<b>TIEI</b>	7/7	69/22	334,0	69,8	56	8,1	22,3	61,7	39	9,7	334,0	69,8		8,1	100
ΠE2	7/6	3/14	347,0	79,6	49	9,7	356,3	65,3	34	11,6	352,9	73,6		10,5	41
ΠE3	8/7	331/25	344,7	70,2	44	9,1	337,8	45,7	80	6,8	344,4	69,7		9,1	100
ПЕ	22/20		340,7	73,0	46	4,8	355,7	58,6	21	7,3					
CT	15/12	305/20	334,5	82,0	9	15,2	313,4	62,8	8	15,9	316,9	70,9		15,6	58
СЛ	8/4	205/80	352/6	62,0	46	13,7	223,0	33,2	17	23,2	330,1	71,9		15,0	16
Среднее	(8)		341,8	71,8	71	6,6	333,8	58,5	5	28,0	336,5	62,7	109	5,3	

\* Забракованы из-за низкой точности результата;

\*\* Не использованы для расчетов по методу малых кругов (см. текст).

Примечание. N – число штуфов изученных / использованных для расчета средних направлений; З – азимут падения/угол падения слоев (в град.); ск – изучена складка или залегания сильно меняются; ССК, ДСК – современная и древняя системы координат соответственно; ММК – метод малых кругов; D, I – палеомагнитное склонение и наклонение соответственно (в град.); к – кучность;  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия (в град.); СД – степень деформации (в % от современного угла падения), на которой была приобретена намагниченность. Цифры в скобках – число разрезов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и в тексте.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пермские породы. Намагниченность вулканогенно-осадочных пород варьирует от 1000 до 100 мА/м, осадочных – редко превосходит 10 мА/м. Разрушаемая при прогреве до 200–220°С часть намагниченности составляет от первых процентов до более чем 90% ЕОН. Выше 200–250° в некоторых образцах выделяется единственная компонента, спадающая в начало координат (рис. 2, *a*, *б*). Однако в большинстве случаев четко выделяются низкотемпературная (НТК) и высокотемпературная компоненты (ВТК) (см. рис. 2, *в*, *г*). НТК чаще имеет прямую, а ВТК – обратную полярность (см. рис. 2, *в*), но в нескольких образцах их знаки противоположны (см. рис. 2, *г*).

Во многих образцах выделенная выше  $200-250^{\circ}$  компонента не спадает к началу координат (см. рис. 2,  $\partial - \infty$ ), что свидетельствует о наличии в этих породах еще одной компоненты EOH; однако сильное лабораторное подмагничивание, вероятно связанное с минералогическими изменениями при высоких температурах, не позволило ее выделить. Судя по блокирующим температурам, BTK чаще связана с магнетитом, хотя иногда гематит присутствует в заметных количествах (см. рис. 2, *е*). Добавим, что значительная часть коллекции была забракована из-за нестабильности EOH уже при первых нагревах. Направления BTK на некоторых участках (КЕ, ОР, ВП, НА) очень сильно разбросаны, и их пришлось забраковать; наоборот, в других случаях данные достаточно хорошо сгруппированы (см. табл. 1).

На участках БА и ПР наилучшая сходимость данных наблюдается в современной системе координат (ССК), на участке ПД – в древней системе координат (ДСК); наконец, на участках МН и ТИ – максимум кучности достигается при частичном распрямлении складок; правда, две последние коллекции невелики, что резко уменьшает значимость этих результатов. При этом средние по участкам БА и ПР в ССК очень схожи с результатом по участку ПО, но в ДСК. Для участков БА и ПР направления ВТК примерно антипараллельны в обеих системах координат (рис. 3).

При объединении пермских данных разброс средних векторов по разрезам очень велик в обеих системах координат (см. табл. 1); сходимость не улучшилась и после отбраковки неточно определенных ( $\alpha_{95} > 25^{\circ}$ ) средних направлений. Для проведения ступенчатого распрямления [McClelland-Brown, 1983] были оставлены только разрезы, в которых залегания изученных слоев примерно моноклинальны. Наилучшая сходимость данных наблюдается при 40-процентном распрямлении слоев, но разброс по-прежнему велик (рис. 4,*a*, *б*).

**Трнасовые породы.** Многие образцы триасовых осадочных пород были забракованы из-за нестабильности ЕОН после первых же нагревов; в том числе все данные по разрезам НА, ВП, ПО. В остальных была выделена единственная компонента ЕОН, имеющая всюду прямую полярность (см. рис. 2,  $3 - \kappa$ ). Однако полное размагничивание пород этой коллекции было возможно не всегда, так как часто при температурах выше  $450^{\circ}$ - $500^{\circ}$  ЕОН становилась нестабильной (см. рис. 2, 3). Иногда выделенная компонента спадает к началу координат (см. рис. 2, u), но чаще явно минует его (см. рис. 2,  $\kappa$ ), указывая на присутствие в этих породах еще одной компоненты, которую ни в одном разрезе уверенно выделить не удалось.

Направления компоненты прямой полярности достаточно хорошо сгруппированы в коллекциях по отдельным разрезам (см. табл. 1). Средние направления по разрезам в древней и современной системах координат сильно рассеяны; наилучшая сходимость данных достигается при 75-процентном распрямлении слоев, однако и при этом средние вектора различаются статистически значимо (табл. 2, см. рис. 4, *в*, г).

Меловые и юрские породы. ЕОН многих образцов осадочных пород юры и мела нестабильны при первых же нагревах. В других случаях при нагревах выше 250-



**Рис. 2.** Представительные диаграммы Зийдервельда в современной системе координат для температурной чистки пермских  $(a-\infty)$ , триасовых  $(3-\kappa)$  и меловых  $(A-\alpha)$  пород

Залитые (незалитые) знаки – проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Цифры на диаграммах – температура чистки, в °С; намагниченность в мА/м



**Рис. 3.** Средние направления высокотемпературной компоненты по штуфам (кружки) и средние направления по группам одной полярности (звездочки) с кругами доверия в пермских породах участка ПР в современной (*a*) и древней (*б*) системах координат

Залитые (незалитые) знаки и сплошные (пунктирные) линии на стереограммах – проекции на нижнюю (верхнюю) полусферу

300° была выделена единственная компонента ЕОН, имеющая всюду прямую полярность (см. рис. 2, *л*-*o*), за исключением одного обратнонамагниченного образца из разреза CE2. Однако полное размагничивание пород этой коллекции было не всегда возможно, так как часто при температурах выше  $450-500^{\circ}$  EOH становилась нестабильной (см. рис. 2, *м*). Иногда выделенная компонента спадает к началу координат (см. рис. 2, *л*, *м*), но обычно идет мимо его (см. рис. 2, *н*, *o*), позволяя предполагать присутствие в этих породах еще одной компоненты, которую нигде выделить не удалось.

Тест складки [McElhinny, 1964] на участках СЕ и ПЕ указывает на послескладчатый возраст намагниченности. Средние вектора по юрско-меловым породам

Группа	N	ПРС		С	P		ММК				
			D	1	k	α95	D	1	k	α95	
Пермь	(6)	40	314,5	70,2	11	21,1	321,5	62,6	50	9,6	
Триас	(4)	75	310,2	73,8	25	18,6	309,6	77,8	112	8,7	
Мел + Юра	(8)	10	341,2	70,7	86	6,0	336,5	62,7	109	5,3	
Среднее	(18)	30	327,0	70,6	20	8,0	325,1	69,8	68	4,2	
"Восток"	6)						334,2	60,6	53	9,3	
"Запад"	(12)						321,1	72,3	71	5,2	
"Крутыс"	(8)						321,5	68,2	61	7,1	

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления для Южного Приморья, полученные с помощью различных методов распрямления структур

Примечание. "Восток" и "Запад" – географически близкие разрезы (см. текст и рис. 1), "Крутые" – разрезы с углами падения более 30°. ПРС – процент распрямления складок, СР – ступенчатое пропорциональное распрямление складок, ММК – метод малых кругов. Остальные условные обозначения см. в табл. 1.



Рис. 4. Графики изменения кучности палеомагнитных направлений при ступенчатом пропорциональном распрямлении слоев (a, e, d) и распределения средних по разрезам при оптимальном распрямлении слоев (b, c, e) для результатов по пермским (a, b), триасовым (b, c) и юрско-меловым (d, e) породам

Кружки, треугольники и квадраты – средние по разрезам пермских, триасовых и юрско-меловых пород соответственно с кругами доверия (тонкие линии) для каждого результата; все средние вектора приведены как направления прямой полярности. Звездочки – средние по каждой возрастной группе с кругами доверия (толстые линии). Все символы на стереограммах – проекции на нижнюю полусферу

хорошо согласуются в ССК и резко разбросаны в ДСК. Отметим, что при ступенчатом распрямлении складок при 10-процентном распрямлении наблюдается четкий максимум кучности, который, правда, статистически незначимо отличается от величины кучности в ССК (см. рис. 4, *д*, *е*).

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

За исключением некоторых пермских вулканитов, во всех изученных породах преобладает прямая полярность, что совершенно не согласуется с магнитостратиграфическими шкалами для интервала поздняя пермь-ранний мел [Kent et al., 1995; Gradstein et al., 1994]. Согласно этим шкалам, с конца перми вплоть до апта частота инверсий геомагнитного поля была достаточно высокой – до нескольких инверсий за 1 млн лет. Вероятность случайно пропустить – при осадконакоплении и/или отборе – столь большое число зон обратной полярности исчезающе мала.

Для участка ПД тест складки указывает на доскладчатую природу выделенной компоненты ЕОН, но для остальных участков этот тест указывает на после- или синскладчатое происхождение намагниченности как для прямо, так и для обратно намагниченных пород. При анализе трех возрастных групп данных также скорее вероятен синскладчатый возраст ЕОН (см. рис. 4).

Эти факты заставляют нас предположить полное перемагничивание пород. Более того, полученные с помощью ступенчатого размагничивание средние направления для трех возрастных групп достаточно схожи, несмотря на разброс пермских и триасовых данных (см. табл. 2). Таким образом, выглядит обоснованным и второе предположение – перемагничивание всех толщ имеет приблизительно один и тот же возраст.

Исходя из последнего предположения, можно попытаться определить характеристики этого события точнее. Во-первых, оно произошло в процессе деформации изученных пород. В этом районе Приморья отдельные фазы деформации имели место в течение юры и мела [Левашов и др., 1989; Голозубов, Ханчук, 1995]. Самые молодые изученные нами породы относятся к концу раннего мела (МО, СЕ), и даже к позднему мелу (ПЕ), причем, как отмечено выше, никаких систематических различий в направлениях намагниченности между породами разного возраста не найдено. Все это говорит о том, что перемагничивание пород происходило позже как накопления самых молодых изученных толщ, так и юрских-раннемеловых фаз деформаций. Во-вторых, судя по наличию прямой и обратной полярности, перемагничивание, хотя бы частично, должно было происходить в кампане или позже, так как вплоть до конца сантона геомагнитное поле имело только прямую полярность [Gradstein et al., 1994]. В-третьих, позднемеловой интенсивный вулканизм вдоль Тихоокеанского побережья затронул и Южное Приморье; кажется логичным увязать перемагничивание с вулканизмом. Таким образом, мы приходим к следующему сценарию: уже деформированные породы перемагничиваются во второй половине позднего мела (сантон-маастрихт) под влиянием прогревов и гидротермальной деятельности, связанных с вулканизмом, после чего уже перемагниченные толщи деформируются снова.

Данный сценарий дает ключ и к объяснению причины большого разброса пермских и триасовых данных во всех системах координат, в том числе и при ступенчатом распрямлении (рис. 5, *a-в*). Дело в том, что последний подход подразумевает пропорциональность и унаследовательность формирования складок: углы падения крыльев складок при деформации должны везде возрастать в строго одинаковой пропорции независимо от конечного угла падения, а ось складки остается постоянной. Если такой механизм и выглядит оправданным при однофазном формировании симметричных простых складок, то для более сложных структур, возникших при полифазной деформации, его корректность сомнительна. На эту проблему указывалось еще в первых публикациях по использованию процедуры распрямления [McClellend-Brown, 1983], но в большинстве случаев по-прежнему применяется упрощающий подход.

Недавно был разработан метод анализа синскладчатой намагниченности, в котором не предполагается пропорциональность деформации [Шипунов, 1995]. Он ос-



Рис. 5. Распределения средних направлений намагниченности в разрезах Южного Приморья: a — современная система координат;  $\delta$  — древняя система координат; a — при 30-процентном ступенчатом пропорциональном распрямлении складок; i — при использовании метода малых кругов

Ромбики – аномальные (см. текст) средние направления по разрезам БА1 и ТА2 в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат с соответствующими малыми кругами (пунктир). Залитые (незалитые) символы и сплошные (пунктирные) линии на рис. *а*, *б* – проекции на нижнюю (верхнюю) полусферу; на рис. *в*, *г* все символы спроектированы на нижнюю полусферу; незалитые знаки – инвертированные направления обратной полярности. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

нован на том, что при введении поправок за наклон слоев палеомагнитное направление смещается по дуге малого круга, центр которого совпадает с стереопроекцией простирания слоев. Если имеется несколько разрезов с различными залеганиями пород, то пересечение соответствующих малых кругов даст направление синскладчатой намагниченности.

При применении метода малых кругов, ММК, из рассмотрения, как и ранее, были исключены плохо определенные средние вектора ( $\alpha_{95} > 25^{\circ}$ ) и немоноклинальные разрезы; таким образом, всего были использованы данные по 20 разрезам пород всех возрастов (см. табл. 1, 2). Оказалось, что область пересечения малых кругов для данных по 18 разрезам очень компактна и соответствующее распределение направлений синскладчатой намагниченности имеет кучность около 70

вместо прежних 20 (см. рис. 5, г, табл. 2). Сходимость направлений синскладчатой намагниченности для каждой возрастной группы также заметно улучшается, хотя средние направления по возрастам несколько различаются (см. табл. 2). Для контроля с помощью ММК были также рассчитаны направления синскладчатой намагниченности отдельно для восточной и западной групп разрезов, которые оказались также схожи (см. табл. 2). Другой контроль состоял в отбрасывании всех разрезов с малыми углами падения, для которых изменения палеомагнитного вектора при распрямлении малы и которые могут "перетянуть" результат на себя. При использовании только разрезов с углами падения пород более 30° среднее направление синскладчатой намагниченности опять близко к результату по всем 18 разрезам (см. табл. 2). Отметим, что сами средние направления синскладчатой намагниченности, полученные с помощью ММК и общепринятого ступенчатого распрямления, очень схожи; различаются только статистические параметры обоих результатов. Такое совпадение мы объясняем тем, что при большой статистике и приблизительной симметрии залеганий изученных разрезов – примерно в равной степени имеются все азимуты и углы падений, - ошибки в определении степени распрямления слоев каждого разреза осредняются. В общем случае такой симметрии, очевидно, ожидать нельзя.

Столь заметное уменьшение дисперсии направлений синскладчатой намагниченности при использовании непропорционального распрямления складки по сравнению с общепринятой процедурой пропорционального распрямления означает, что намагниченность приобретена породами на разных этапах формирования изученных структур. Региональное перемагничивание не уникально для Южного Приморья; полное перемагничивание пермских, триасовых и юрских пород было найдено в Южной Корее [Otofuji et al., 1986].

Все методы распрямления основаны на предположении, что все повороты слоев при складкообразовании имеют один и тот же знак и происходят вокруг горизонтальной оси постоянной ориентации. Если это не так, например, происходит наклон оси складки, то малые круги не будут пересекаться в ограниченной части стереопроекции. Именно структурными причинами можно объяснить аномальность малого круга для разреза БА1 (см. рис. 5, г). Породы другого аномального разреза TA2 имеют пологие падения. Можно предположить, что и здесь деформация была сложной, причем на каком-то ее этапе слои имели заметно более крутые падения, чем сейчас, а в дальнейшем они были повернуты в обратную сторону, и углы падения стали положе. Впрочем, это гипотезы, а не однозначные объяснения.

Наши выводы противоречат выводам Захарова и Сокорева (1991 г.) о первичности намагниченности пермских пород Южного Приморья. Эти авторы использовали палеомагнитные данные после чистки при невысоких температурах (менее 400°) и амплитудах переменного поля (менее 350 эрстед) без компонентного анализа. Хотя в цитируемой работе утверждается, что "характерная намагниченность вулканогенных образований владивостокской свиты имеет древнее. доскладчатое происхождение" (С. 53), доскладчатый возраст намагниченности нигде не обоснован. Следует отметить, что часть объектов, например, пермские породы на участке Первая Речка (ПР) в пределах Владивостока, были независимо изучены обеими группами. Но именно для этого участка выполненный нами тест складки указывает на послескладчатый возраст намагниченности. Можно предполагать, что заключение Захарова и Сокорева (1991 г.) в основном базируется на наличии прямо и обратно намагниченных пород и приблизительно выполняемом тесте обращения, в согласии с нашим результатом по участку ПР (см. рис. 3). Как было показано выше, присутствие примерно антипараллельных направлений двух полярностей само по себе не говорит о первичности намагниченности. Следовательно, приходится отвергнуть и ранее сделанный вывод о том, что в поздней перми район Южного

Приморья находился вблизи экватора, на широте менее 10° (Захаров и Сокорев, 1991 г.).

Среди только что опубликованных предварительных палеомагнитных данных по палеозою центральной части Ханкайского массива сообщается и о пермском направлении с низким наклонением [Бретштейн и др., 1997]. Однако оно получено всего по 7 образцам из одного разреза, где неясны возраст пород и их залегание, и не подтверждено полевыми методами. Сами авторы этой публикации рассматривают этот результат как ненадежный и непригодный для тектонической интерпретации. Другие авторы [Попеко и др., 1993] показывают, что в карбоне-ранней перми в этом районе была развита ангарская флора, а для поздней перми характерно смешение гондванских, катазиатских и ангарских форм. Эти палеофлористические данные указывают на то, что этот район находился в перми в средних широтах. Мы не можем сейчас выбрать между соперничающими точками зрения, так как все изученные нами породы перемагничены гораздо позже их образования. Наш вывод пока чисто негативный – приэкваториальное положение Южного Приморья в перми НЕ обосновано палеомагнитными данными.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Полученые результаты были сопоставлены с эталонными палеомагнитными направлениями, полученными пересчетом кривой миграции полюса Евразии [Besse, Courtillot, 1991] в район работ (средние координаты 43,3° с.ш., 132,5° в.д.). Для интервала 10-100 млн все наклонения лежат от 65° до 71°, при современном наклонении 62°, так что ошибка в возрасте синскладчатой намагниченности мало повлияет на интерпретацию. Все же мы исходили из предполагаемого сантон-маастрихтского возраста перемагничивания (70-90 млн лет); для этого интервала эталонное наклонение меняется менее чем на 1°, составляя в среднем 65,5±2,8°. Среднее наклонение синскладчатой намагниченности, полученное при непропорциональном распрямлении складок,  $I = 69,8\pm4,2^{\circ}$  отличается от эталонного на  $4,3\pm4,0^{\circ}$ . Учитывая приближенный характер использования для расчета данных, нельзя считать, что Южное Приморье заметно перемещалось относительно стабильной Евразии с конца позднего мела. Следует отметить, что среднее наклонение около 58° в раннепалеогеновых (46-66 млн лет) вулканитах восточной части Сихотэ-Алиня заметно меньше эталонных евразийских значений, но согласуется с данными по Монголии и Китаю [Otofuji et al., 1995]. Очевидно, нужны новые палеомагнитные определения по Приморью, чтобы разрешить это противоречие.

Для данного района эталонные склонения за последние 100 млн лет систематически отклоняются к северо-востоку, и в позднем мелу (70–90 млн лет) составляют в среднем  $17,9\pm5,3^{\circ}$ , тогда как наблюденное среднее склонение равно  $325,1\pm12,2^{\circ}$ . Различие в  $52,8\pm10,6^{\circ}$  между эталонным и измеренным склонениями безусловно статистически значимо.

Интерпретация после- и синскладчатых намагниченностей неоднозначна, так как отсутствует информация о залеганиях пород в момент перемагничивания: различия в палеомагнитных направлениях в общем случае можно объяснить наклонами отдельных структур вокруг горизонтальных осей, вращениями вокруг вертикальных или их сочетанием. Решающим здесь может быть региональная сходимость палеомагнитных данных или ее отсутствие. Наш результат получен по разрезам разнесенным более чем на 150 км (см. рис. 1,  $\delta$ ), и наклон столь большого по размерам блока вокруг горизонтальной или наклонной оси практически исключается. Таким образом, северо-западные склонения вторичной намагниченности в Южном Приморье, вероятнее всего, являются результатом его вращения вокруг вертикальной оси на угол 52,8±10,6° против часовой стрелки уже после перемагничивания пород, в конце позднего мела–начале кайнозоя. Изученный район обычно рассматривается как периферийная часть Ханкайского массива, например [Левашев и др. 1989]. Структура массива и его окраины достаточно сложна, и здесь выделяют много тектонических подзон, различающихся прежде всего своей домеловой эволюцией [Левашев и др., 1989]. Несмотря на наличие в этом регионе деформаций позднемелового и кайнозойского возраста, они все же не столь значительны, чтобы компенсировать значительный поворот большого по размерам блока. Еще менее вероятным нам кажется поворот всего Ханкайского массива вместе со своими окраинами – опять из-за отсутствия геологических следов такого вращения. Хотя вышеизложенное полностью не исключает вращение переферийной зоны массива или всего массива как единого блока относительно окружающих территорий, нам это представляется маловероятным.

Территория Сихотэ-Алиня и Ханкайского массива пересечена многочисленными разломами, преимущественно северного и северо-восточного простирания. Ряд авторов считает многие разломы левосторонними сдвигами с амплитудами смещения порядка 500 км и отмечает их важную роль в формировании структуры Тихоокеанской окраины Азии и Приморья в частности [Xu et al., 1987; Faure, Natal'in, 1992]. Предполагаемый нами поворот Южного Приморья на 52,8±10,6° против часовой стрелки легко объясним вращениями типа костяшек домино в поле левосдвиговых деформаций [Nur et al., 1986]. Однако считается, что основные сдвиговые движения завершились к середине мела [Faure, Natal'in, 1992], что не согласуется с предполагаемым нами позднемеловым возрастом синскладчатой намагниченности и, следовательно, еще более поздним возрастом поворотов.

Однако для предполагаемого поворота не требуется многих сотен километров смещений по сдвигам – вполне достаточно нескольких десятков. Можно предположить, что обнаруженный нами поворот является следствием последних, сравнительно малых по амплитуде, смещений по сдвигам. Такие сдвиги вполне правдоподобны, так как при субдукции океанических плит и формировании позднемелового вулканического пояса андийского типа в Сихотэ-Алине сближение этих плит с континентальной окраиной имело тангенциальную северную компоненту [Engebretson et al., 1985].

Предлагаемая нами интерпретация пока слабо обоснована и является не более чем рабочей гипотезой. Установить характер доколлизионных и постколлизионных движений отдельных структурных единиц Приморья можно будет с помощью многочисленных разновозрастных палеомагнитных данных, которые, мы надеемся, будут получены уже в ближайшие годы.

Авторы благодарят Ж.-П. Конье, С.В. Шипунова и Р. Энкина за разрешение использовать их программы анализа палеомагнитных данных, а также Ю.С. Бретштейна и А.И. Ханчука за полезные замечания. Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64124).

#### ЛИТЕРАТУРА

Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Там же. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 364 с.

Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., Сорока В.П., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г., Мартынов Ю.А., Сокарев В.Н., Волосов А.Г., Куличенко А.Г., Прищепа Т.К.,

Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 41-63.

Семеняк Л.Е., Семенова Н.Н. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1089. 340 с.

- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобногеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Там же. 1993. № 5. С. 19–30.
- Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России // Там же. 1996. № 6. С. 41-63.
- Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.
- Щипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: Оценка направления и геологическое приложение // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 11. С. 40-47.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
- Faure M., Natal'in B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. P. 397-411.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z. A Mesozoic time scale // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 24051-24074.
- Kent D.V., Olsen P.E., Witte W.K. Late Triassic-Earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill holes in the Newark rift basin, eastern North America // Ibid. 1995. Vol. 100. P. 14965-14998.
- Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
- McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Ibid. 1964. Vol. 8. P. 338-340.
- McClelland-Brown E. Palaeomagnetic studies of fold development and propagation in the Pembrokeshire Old Red Sandstone // Tectonophysics. 1983. Vol. 98. P. 131-149.
- Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotation // Geology. 1986. Vol. 14. P. 746-749.
- Otofuji Y., Ho K.K., Inokuchi H., Morinaga H., Murata F., Katao H., Yaskawa K. A paleomagnetic reconnaissance of Permian to Cretaceous sedimentary rocks in southern part of Korea Peninsula // J. Geomagn. and Geoelectr. 1986. Vol. 38. P. 387-402.
- Otofuji Y., Matsuda T., Itaya T., Shibata T., Matsumoto M., Yamamoto T., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G., Kimura K. Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, Russia: Implications for deformation of East Asia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 130. P. 95-108.
- Xu J., Zhu G., Tong W., Cui K., Liu Q. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiand wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. Vol. 134. P. 273-310.

# СТАТИСТИКА ПРИ ПОЛУЧЕНИИ И ОБОСНОВАНИИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

# С.В. Шипунов

Геологический институт РАН

Магнитная стрелка потому показывает только на север и юг, что на востоке не сыщешь полюса.

#### введение

Гипотеза крупных горизонтальных перемещений литосферных плит (гипотеза мобилизма), возникшая в начале века, волновала умы геологов. Она нашла в геологическом сообществе как сторонников, так и противников. Хорошо известна роль палеомагнитологии, внесшей численную меру в обоснование мобилизма. Значение палеомагнитных данных для тектонических реконструкций подчеркивается, например, таким фактом: в предисловии редакторов (В.Е. Хаин и А.А. Моссаковский) сборника [Лев Павлович Зоненшайн, 1995. С. 6] наличие "спорных мест в монографии [Зоненшайн и др., 1990] объясняется прежде всего скудостью палеомагнитных данных". Разные точки зрения на данные палеомагнитологии при решении проблемы дрейфа континентов могут быть высказаны двумя цитатами 1958 г. В.В. Белоусов писал: "Со всей категоричностью следует заявить, что перед нами скороспелое и очень опасное увлечение" [Белоусов, 1958. С. 12]. В этой фразе, хотел того автор или нет, присутствуют две здравые мысли. Палеомагнитология действительно молодая, быстро развивающаяся, скороспелая наука. И та увлеченность объясняется пониманием того, что проблему "горизонтальных перемещений нельзя было решить обычными геологическими методами" [Кропоткин, 1958. С. 58].

П.Н. Кропоткин, сознавая важность палеомагнитных данных в решении этого вопроса, писал: "Тем не менее необходимо подчеркнуть, что одних данных палеомагнетизма недостаточно для решения вопроса о больших горизонтальных перемещениях континентов друг относительно друга... Для решения общего вопроса о мобилизме континентов необходим пересмотр всей совокупности фактов, которые дают нам геология, геофизика, палеонтология и палеоботаника. До тех пор, пока такой пересмотр не сделан, вопрос следует считать открытым, не вынося решения ни в пользу мобилизма, ни в пользу фиксизма" [Кропоткин, 1958. С. 59] Здесь продемонстрирован совершенно другой подход к новым знаниям. С одной стороны, нет и разговора о какой-либо категоричности утверждений. С другой – ясное понимание значения новых фактов, поступающих в руки геологов вместе с палеомагнитными данными.

Таким образом, относиться к новым знаниям, поставляемым палеомагнитологией, можно было по-разному: (1) полностью их принимать, становясь "адептами палеомагнетизма" [Белоусов, 1958. С. 11]; (2) отвергнуть "со всей категоричностью" [Белоусов, 1958. С. 12] или, (3) понимая то ценное, что дает палеомагнитология, осознавать важность оценки достоверности палеомагнитных данных.

К последним, видимо, можно причислить и П.Н. Кропоткина. В своих ранних работах [Кропоткин, 1958, 1961], посвященных анализу значения палеомагнетизма для тектоники и стратиграфии, им осознана необходимость статистического подхода к анализу и обоснованию надежности палеомагнитных данных: "Если мы будем располагать достаточным количеством (например, несколькими десятками) определений магнитной ориентировки для случайно разбросанных моментов времени, которые распределены в достаточно длительном интервале (более 10 тыс. лет), то *статистическая обработка* таких данных путем их осреднения должна *довольно точно* (курсив. – С.Ш.) дать положение оси главного магнитного поля, совпадающей с географическими полюсами соответствующей эпохи" (Кропоткин, 1958. С. 61].

П.Н. Кропоткин понимал всю важность широкого использования *методов проверки стабильности* намагниченности горных пород, таких как магнитная чистка коллекций палеомагнитных образцов и палеомагнитные тесты (тесты галек, складки, контакта, обращения) для обоснования надежности палеомагнитных данных.

Приведенный в следующих двух разделах обзор, по своей сути, является расширенным, обогащенным новыми методами и написанным современным палеомагнитным языком, изложением вводной части статьи П.Н. Кропоткина [1958]. Критическое рассмотрение возможностей и ограничений применяющихся в палеомагнитологии методов крайне важно при оценке достоверности палеомагнитных данных.

#### ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

Модель, используемая при проведении палеомагнитных исследований, базируется на следующих фундаментальных предположениях.

1. Геомагнитное поле, осредненное за сравнительно малый в геологическом масштабе промежуток времени, является полем центрального осевого магнитного диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли. Геометрическая конфигурация магнитного поля такого диполя имеет важную для тектонических приложений особенность – наклонение геомагнитного поля определяется широтой места.

2. Горные породы могут намагничиваться по направлению внешнего магнитного поля, соответствующего времени и месту образования намагниченности, и эта намагниченность может сохраняться достаточно долго.

Остаточная намагниченность, возникающая в горных породах, носит *статистический характер*. Это означает, что при ее образовании магнитный момент каждого отдельного зерна магнитного минерала не обязательно ориентируется строго в соответствии с направлением внешнего геомагнитного поля, что связано с присутствием различных дезориентирующих факторов. Магнитные частицы, являющиеся носителями остаточной намагниченности в горной породе, образуют статистические ансамбли, и, измеряя намагниченность образца, мы всегда имеем дело с некоторым средним значением по ансамблю. Направление такой суммарной намагниченности близко к направлению геомагнитного поля в момент ее образования.

Осредняя направление геомагнитного поля за некоторый промежуток времени, мы получаем среднее, так называемое палеомагнитное поле, которое подчиняется закону центрального осевого диполя, что позволяет определить широту места образования намагниченности по ее наклонению и ориентировку относительно сторон света. Таким образом, изучая остаточную намагниченность в горных породах, естественно применять статистические методы.

Важное требование, предъявляемое при палеомагнитных исследованиях, – для того, чтобы с достаточной точностью отражать направление палеомагнитного поля, необходима достаточно представительная коллекция палеомагнитных ориентированных образцов.

Изучаемая палеомагнитологом естественная остаточная намагниченность может представлять суперпозицию нескольких компонент намагниченности, различающихся видом остаточной намагниченности, временем образования, направлением и составом магнитных минералов, что является отражением сложных геологических процессов, происходящих в течение жизни горной породы. Поэтому перво-

# СТАТИСТИКА ПРИ ПОЛУЧЕНИИ И ОБОСНОВАНИИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

# С.В. Шипунов

Геологический институт РАН

Магнитная стрелка потому показывает только на север и юг, что на востоке не сыщешь полюса.

#### введение

Гипотеза крупных горизонтальных перемещений литосферных плит (гипотеза мобилизма), возникшая в начале века, волновала умы геологов. Она нашла в геологическом сообществе как сторонников, так и противников. Хорошо известна роль палеомагнитологии, внесшей численную меру в обоснование мобилизма. Значение палеомагнитных данных для тектонических реконструкций подчеркивается, например, таким фактом: в предисловии редакторов (В.Е. Хаин и А.А. Моссаковский) сборника [Лев Павлович Зоненшайн, 1995. С. 6] наличие "спорных мест в монографии [Зоненшайн и др., 1990] объясняется прежде всего скудостью палеомагнитных данных". Разные точки зрения на данные палеомагнитологии при решении проблемы дрейфа континентов могут быть высказаны двумя цитатами 1958 г. В.В. Белоусов писал: "Со всей категоричностью следует заявить, что перед нами скороспелое и очень опасное увлечение" [Белоусов, 1958. С. 12]. В этой фразе, хотел того автор или нет, присутствуют две здравые мысли. Палеомагнитология действительно молодая, быстро развивающаяся, скороспелая наука. И та увлеченность объясняется пониманием того, что проблему "горизонтальных перемещений нельзя было решить обычными геологическими методами" [Кропоткин, 1958. С. 58].

П.Н. Кропоткин, сознавая важность палеомагнитных данных в решении этого вопроса, писал: "Тем не менее необходимо подчеркнуть, что одних данных палеомагнетизма недостаточно для решения вопроса о больших горизонтальных перемещениях континентов друг относительно друга... Для решения общего вопроса о мобилизме континентов необходим пересмотр всей совокупности фактов, которые дают нам геология, геофизика, палеонтология и палеоботаника. До тех пор, пока такой пересмотр не сделан, вопрос следует считать открытым, не вынося решения ни в пользу мобилизма, ни в пользу фиксизма" [Кропоткин, 1958. С. 59] Здесь продемонстрирован совершенно другой подход к новым знаниям. С одной стороны, нет и разговора о какой-либо категоричности утверждений. С другой – ясное понимание значения новых фактов, поступающих в руки геологов вместе с палеомагнитными данными.

Таким образом, относиться к новым знаниям, поставляемым палеомагнитологией, можно было по-разному: (1) полностью их принимать, становясь "адептами палеомагнетизма" [Белоусов, 1958. С. 11]; (2) отвергнуть "со всей категоричностью" [Белоусов, 1958. С. 12] или, (3) понимая то ценное, что дает палеомагнитология, осознавать важность оценки достоверности палеомагнитных данных.

К последним, видимо, можно причислить и П.Н. Кропоткина. В своих ранних работах [Кропоткин, 1958, 1961], посвященных анализу значения палеомагнетизма для тектоники и стратиграфии, им осознана необходимость статистического подхода к анализу и обоснованию надежности палеомагнитных данных: "Если мы будем располагать достаточным количеством (например, несколькими десятками) определений магнитной ориентировки для случайно разбросанных моментов времени, которые распределены в достаточно длительном интервале (более 10 тыс. лет), то *статистическая обработка* таких данных путем их осреднения должна *довольно точно* (курсив. – С.Ш.) дать положение оси главного магнитного поля, совпадающей с географическими полюсами соответствующей эпохи" (Кропоткин, 1958. С. 61].

П.Н. Кропоткин понимал всю важность широкого использования *методов проверки стабильности* намагниченности горных пород, таких как магнитная чистка коллекций палеомагнитных образцов и палеомагнитные тесты (тесты галек, складки, контакта, обращения) для обоснования надежности палеомагнитных данных.

Приведенный в следующих двух разделах обзор, по своей сути, является расширенным, обогащенным новыми методами и написанным современным палеомагнитным языком, изложением вводной части статьи П.Н. Кропоткина [1958]. Критическое рассмотрение возможностей и ограничений применяющихся в палеомагнитологии методов крайне важно при оценке достоверности палеомагнитных данных.

#### ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

Модель, используемая при проведении палеомагнитных исследований, базируется на следующих фундаментальных предположениях.

1. Геомагнитное поле, осредненное за сравнительно малый в геологическом масштабе промежуток времени, является полем центрального осевого магнитного диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли. Геометрическая конфигурация магнитного поля такого диполя имеет важную для тектонических приложений особенность – наклонение геомагнитного поля определяется широтой места.

2. Горные породы могут намагничиваться по направлению внешнего магнитного поля, соответствующего времени и месту образования намагниченности, и эта намагниченность может сохраняться достаточно долго.

Остаточная намагниченность, возникающая в горных породах, носит *статистический характер*. Это означает, что при ее образовании магнитный момент каждого отдельного зерна магнитного минерала не обязательно ориентируется строго в соответствии с направлением внешнего геомагнитного поля, что связано с присутствием различных дезориентирующих факторов. Магнитные частицы, являющиеся носителями остаточной намагниченности в горной породе, образуют статистические ансамбли, и, измеряя намагниченность образца, мы всегда имеем дело с некоторым средним значением по ансамблю. Направление такой суммарной намагниченности близко к направлению геомагнитного поля в момент ее образования.

Осредняя направление геомагнитного поля за некоторый промежуток времени, мы получаем среднее, так называемое палеомагнитное поле, которое подчиняется закону центрального осевого диполя, что позволяет определить широту места образования намагниченности по ее наклонению и ориентировку относительно сторон света. Таким образом, изучая остаточную намагниченность в горных породах, естественно применять статистические методы.

Важное требование, предъявляемое при палеомагнитных исследованиях, – для того, чтобы с достаточной точностью отражать направление палеомагнитного поля, необходима достаточно представительная коллекция палеомагнитных ориентированных образцов.

Изучаемая палеомагнитологом естественная остаточная намагниченность может представлять суперпозицию нескольких компонент намагниченности, различающихся видом остаточной намагниченности, временем образования, направлением и составом магнитных минералов, что является отражением сложных геологических процессов, происходящих в течение жизни горной породы. Поэтому первостепенной задачей палеомагнитологии является выделение из суммарной довольно сложной намагниченности характерных ее компонент и определение времени их образования, восстанавливая, тем самым, направление древнего геомагнитного поля. Возможность разделения составляющих естественную остаточную намагниченность компонент основана на различной стабильности компонент намагниченности к размагничивающим воздействиям [Петрова, 1977].

Основной для тектонических приложений палеомагнетизма служит так называемое палеомагнитное определение (датированное направление палеомагнитного поля с характеристиками точности). Этим и определяется спектр используемых методов статистики, позволяющих выделить из естественной остаточной намагниченности составляющие ее компоненты, датировать их и определить угловую точность средних векторов для палеомагнитных коллекций.

## СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ

В первом приближении методы статистики в палеомагнитологии могут быть подразделены на две группы: методы, позволяющие выделить из естественной остаточной намагниченности составляющие ее компоненты, и методы, датирующие компоненты намагниченности (полевые тесты).

Выделение компонент намагниченности. Основой для компонентного анализа служат результаты ступенчатых магнитных чисток коллекций палеомагнитных образцов, представляющие собой измерения вектора намагниченности после каждого этапа размагничивающих воздействий (наиболее часто это нагревы и переменное магнитное поле). Анализ компонентного состава исходной намагниченности осуществляется с помощью диаграмм Зийдервельда [Zijderveld, 1967], являющихся проекциями на две ортогональные плоскости годографа, разрушающегося в процессе чистки вектора намагниченности. В зависимости от вида спектра размагничивания составляющих суммарную намагниченность компонент (спектр размагничивания компоненты намагниченности характеризует скорость ее разрушения) применяются либо компонентный анализ Киршвинка (КА) [Kirschvink, 1980], либо метод пересечения кругов перемагничивания (МПКП) [Храмов, 1958; Halls, 1976].

Компонентный анализ Киршвинка состоит в выделении на диаграммах Зийдервельда прямолинейных участков годографа и определении их направлений. Присутствие прямолинейных участков отражает факт разрушения только одной компоненты намагниченности. Можно сформулировать ограничения компонентного анализа Киршвинка (рис. 1).

1. При визуальном анализе диаграмм Зийдервельда не всегда возможно достоверно определить прямолинейность участка годографа, так как в результате перекрытия спектров размагничивания компонент может наблюдаться малозаметная на глаз кривизна годографа.

2. Прямолинейность участка годографа может быть следствие кажущейся однокомпонентности (по причине одинаковой стабильности к размагничивающим воздействиям двух и более разнонаправленных компонент).

3. При некоторых методиках компонентного анализа, например, с помощью программы Т. Торсвика [Torsvik, 1987], выбранная величина угловой точности заметно сказывается на результирующем направлении.

Все перечисленные ограничения могут привести к смещенным оценкам направлений компонент намагниченности.

Существуют способы определения числа представляющих намагниченность компонент и оценки границ прямолинейных интервалов [Schmidt, 1982], но они не дают возможности применения процедур проверки статистических гипотез и могут рассматриваться лишь как качественные и приближенные.



**Рнс. 1.** Выделение компонент намагниченности по ортогональным диаграммам Зийдервельда при различном перекрытии спектров размагничивания (по данным [Schmidt, 1982] с дополнениями)

Прямые 1' и 2' дают смещенное относительно истинных направлений (1 и 2) решение вследствие слишком большого значения предварительно заданной угловой ошибки. Для кривой 3 невозможно оценить истинное направление компонент. При слабой кривизне (4) возможно выделить компоненты с достаточно хорошей точностью, но их направления не соответствуют истинным. При неточных данных (5) разностные векторы между соседними точками и компоненты, полученные по непротяженным интервалам размагничивания, не отражают истинного направления компоненты намагниченности

Компонентный анализ Киршвинка был развит в более поздних работах (см., например, [Kent at al., 1983]), в которых предложен совместный анализ результатов магнитной чистки образцов палеомагнитной коллекции. Новый подход, использующий выделение всех возможных компонент намагниченности и последующую их разбраковку с применением статистических текстов (включая анализ кривизны годографов), основан на использовании меры точности определения вектора намагниченности для каждого стратиграфического уровня. Это требует значительных изменений методики отбора палеомагнитных коллекций, заключающихся в отборе коллекций много большего объема, чем это делается обычно, включая увеличение количества образцов-дублей из каждого стратиграфического уровня.

Метод пересечения кругов перемагничивания применяется к совокупности палеомагнитных образцов при перекрытиях спектров размагничивания двух компонент, когда проекции концов векторов разрушаемой намагниченности на единичную сферу образуют отрезки больших кругов. Если кучности двух составляющих намагниченность компонент, например, в древней системе координат сильно различаются, то пересечения кругов перемагничивания образуют на сфере компактную область, включающую среднее направление более кучной компоненты. Таким образом, можно оценить направление доскладчатой компоненты намагниченности в древней системе координат, если ее кучность много больше кучности послескладчатой компоненты, и направление послескладчатой намагниченности в современной системе координат, если ее кучность много больше кучности доскладчатой компоненты. Обычно так и делают, не обращая должного внимания на важное условие, лежащее в основе метода. Численным моделированием было показано, что при сравнимых величинах кучности МПКП дает смещенные оценки искомых направлений, причем смещение (угол между истинным направлением и его оценкой) может достигать больших величин [Schmidt, 1985] (рис. 2).

Были предложены следующие способы решения этой проблемы.

1. Совместный анализ кругов перемагничивания и направлений компонент, полученных при компонентном анализе Киршвинка (КА) [McFadden, McElhinny, 1988]. При этом предполагается, что "осреднение" смещенных оценок МПКП и результатов КА должно привести к менее смещенным оценкам.



Рис. 2. Оценки направления доскладчатой компоненты намагниченности с помощью метода пересечения кругов перемагничивания при различных соотношениях кучностей до- (1) и послескладчатой (2) компонент в древней системе координат

Квадрат и звездочка – истинное и оцененное направление доскладчатой намагниченности соответственно



Рис. 3. Соотношение концентрации векторов доскладчатой намагниченности в древней (*a*) и современной (*б*) системе координат (средние векторы доскладчатой намагниченности для пластов с различающимся залеганием совпадают только в древней системе координат)

2. Анализ кругов перемагничивания с помощью численного моделирования для оценки величины смещения и введения соответствующей поправки в направление, полученное МПКП [Баженов, Шипунов, 1990].

3. Применение метода пересечения прямых размагничивания [Алексютин, 1996].

4. Применение процедур проверки гипотез к результату МПКП [Шипунов, 1996].

Подытожим сказанное, выделяя линейные отрезки на диаграммах Зийдервельда и определяя для них направляющие векторы или находя решение методом пересечения кругов перемагничивания, палеомагнитолог ни в коей мере не гарантирован, что полученные направления представляют однокомпонентную по направлению намагниченность. Поэтому при дальнейшем анализе необходимо применение процедур проверки гипотез.

Датирование компонент намагниченности. Датирование компонент намагниченности осуществляется с помощью так называемых полевых тестов (тестов складки, галек, контакта и обращения). Далее, в этом разделе, будут рассмотрены два первых теста.

Тест складки. С помощью теста складки. С помощью теста складки производят оценку возраста намагниченности относительно времени складкообразования [Храмов и др., 1982]. Тест складки основан на следующих основных предположениях: первичное положение слоев известно и пласты вращались вокруг горизонтальных осей; анализируемая намагниченность образовалась в одном по направлению геомагнитном поле либо до, либо после складкообразования. Если эти предположения удовлетворяются, то формулируется некоторая зависящая от модификации теста складки гипотеза, которая проверяется статистическими методами. Например, если намагниченность доскладчатая, т.е. образовалась в древней системе координат, то: 1) средние направления намагниченности для крыльев складки в древней системе координат должны совпадать (модификация [McFadden, Jones, 1981]); 2) не должно быть корреляции между векторами намагниченности в древней системе координат и элементами залегания пластов (модификация [Баженов, Шипунов, 1988]); 3) в современной системе координат вид распределения векторов намагниченности должен определяться только распределением векторов в древней системе координат и элементами залегания пластов (модификация [Шипунов, 1995]).

Аналогичные рассуждения применимы для случая послескладчатой намагниченности. Таким образом, проводя проверку гипотезы в двух координатных системах возможна следующая интерпретация результатов тестирования:

1. Гипотеза удовлетворяется только в древней системе координат (намагниченность доскладчатая).

2. Гипотеза удовлетворяется только в современной системе координат (намагниченность послескладчатая).

3. Гипотеза отвергается в обеих координатных системах (намагниченность является суммой до- и послескладчатой компонент).

4. Гипотеза удовлетворяется в обеих системах координат (тест не дает определенного вывода: недостаточны вариации элементов залегания пластов и/или недостаточен объем коллекции).

Рассмотрим подробнее различные модификации теста складки (табл. 1).

Тест выравнивания (отношения кучности) [McElhinny, 1964]. Эта модификация рассматривает кучности совокупности векторов намагниченности в древней и современной системах координат. Если кучность в древней системе координат значимо больше кучности в современной системе координат, то в исходной намагниченности *преобладает* доскладчатая компонента [Храмов и др., 1982] (рис. 3). И наоборот, если кучность в современной системе координат значимо больше кучности в древней системе координат, то в исходной намагниченности *преобладает* послескладчатая компонента. Так как преобладание той или иной компоненты – единственный корректный вывод, который может быть сделан при использовании теста выравнивания, то он не может применяться для датирования намагниченности относительно времени складкообразования.

Сравнение средних направлений намагниченности для разрезов с разными элементами залегания пластов [McFadden, Jones, 1981]. Если анализируемая намагниченность доскладчатая, то при значительных вариациях в элементах залегания нескольких разрезов средние направления намагниченности будут статистически совпадать только в древней системе координат (см. рис. 3). Напротив, если анализируемая намагниченность послескладчатая, то при значительных вариациях в элементах залегания нескольких разрезов средние направления намагниченности будут различаться незначимо только в современной системе координат. Если вариации элементов залегания пластов незначительны, то в обеих координатных системах различия в средних направлениях намагниченности незначимы.

Тестирование проводится в двух координатных системах (древней и современной), при этом предполагается, что: 1) каждый из разрезов строго моноклинален; 2) распределение векторов намагниченности в обеих координатных системах соответствует распределению Фишера; 3) палеовековые вариации геомагнитного

# Таблица 1. Модификации теста складки

	······································	
Название	Характеристика	Ограничения теста
Тест выравнивания [McElhinny, 1964]	Определяется значимость различия кучностей распределений в древней и современной системах координат	Определяет только преобладание до-, либо послескладчатой компонент в анализируемой намагниченности (не делает никаких выводов о возрасте намагниченности)
Сравнение средних направлений намагниченности для разрезов с различающимися залеганиями [McFadden, Jones, 1981]	Если намагниченность доскладчатая средние направления намагниченности для крыльев складки различают только в современной системе координат Если намагниченность послескладчатая средние направления намагниченности для крыльев складки различают только в древней системе координат	Предполагается фишеровское распределения векторов в древней и современной системах координат Предполагается строгая моноклинальность пород для каждого разреза
Корреляционный тест [Баженов, Шипунов, 1988]	Если намагниченность доскладчатая корреляция между направлениями намагниченности и элементами залегания пластов складки наблюдается только в современной системе координат Если намагниченность послескладчатая корреляция между направлениями намагниченности и элементами залегания пластов складки наблюдается только в древней системе координат	Последняя версия этой модификации не имеет ограничений
Тест в формулировке оценки параметров [Watson, Enkin, 1993]	Моделируя фишеровские выборки, ищется с помощью пропорционального распрямления пластов степень их деформации в момент образования намагниченности Используется кучность	Предполагается фишеровское распределение векторов в древней и современной системах координат Предполагается пропорциональность образования складки (модификация верна только в древней и современной
Тест в формулировке оценки параметра [Tauxe, Watson, 1994]	распределения Используя рандоминизацию, ищется с помощью пропорционального распрямления пластов степени их деформации в момент образования намагниченности Используется наибольшее собственное значение матрицы рассеяния (может работать с биполярной намагниченностью)	системах координат) Предполагается пропорциональность образования складки (модификация верна только в древней и современной системах координат)
Модификация NFT [Шипунов, 1995]	Анализ кучности распределений векторов в предположении до- и послескладчатости намагниченности	Последняя версия этой модификации не имеет ограничений

Рис. 4. Возникновение корреляции между векторами доскладчатой намагниченности в современной системе коорпинат и элементами залегания пластов

а, б – древняя и современная системы координат соответственно; в – зависимость наклонения (1) в современной системе координат от угла падения пластов ( $\phi$ )





Рис. 5. Принцип работы модификации теста складки NFT

 исходная намагниченность доскладчатая. Моделирование исходного распределения (1, а) и пересчет его в современную систему координат дает аналогичное исходному распределению векторов в современной системе координат (1, б).
- намагниченность является суперпозицией до- и послескладчатой компонент. Моделирование исходного распределения (2, а) и пересчет его в современную систему координат (2, в) дает распределение, отличающееся по кучности от исходного распределения векторов в современной системе координат (2, б)

поля достаточно хорошо осреднены (это требует отбора большого количества образцов из каждого крыла). Однако, так как эти предположения в общем случае могут не выполняться, то дан ная модификация теста складки приближен ная.

Корреляционная модификация теста складки [Баженов, Шипунов, 1988]. Если намагниченность доскладчатая, то распределение векторов намагниченности: 1) в древней системе координат не должно зависеть от распределения элементов залегания пластов; 2) в современной системе координат определяется формулами пересчета, в которые входят элементы залегания пластов, т.е. должна наблюдаться зависимость направлений намагниченности и элементов залегания пластов (рис. 4). Иными словами, если намагниченность доскладчатая, то корреляция между векторами намагниченности и элементами залегания пластов (нормалями к пластам) может наблюдаться только в современной системе координат. Напротив, если намагниченность послескладчатая, то корреляция между векторами намагниченности и нормалями к пластам может наблюдаться только в древней системе координат.

В корреляционной модификации теста складки предполагается, что распределение векторов намагниченности в обеих координатных системах соответствует распределению Фишера. Однако в последней версии этой модификации это ограничение отсутствует.

Корреляционная модификация теста складки не требует отбора множества образцов из каждого пласта. Тестирование проводится также в двух координатных системах (древней и современной).

Модификация теста складки в постановке проблемы оценки параметра [Watson, Enkin, 1993; Tauxe, Watson, 1994]. Эти модификации теста складки рассматривают распределения векторов намагниченности в древней, современной системах координат, а также во всех возможных координатных системах, возникающих при пропорциональном распрямлении складки. Например, для трех палеомагнитных образцов, взятых из пластов с углами падения 10°, 30° и 60° соответственно. 30%-ое пропорциональное распрямление крыльев складки даст направления намагниченности при повороте от современного залегания пластов на 3°, 9° и 18° соответственно, к первоначальному их залеганию.

При выполнении этих модификаций теста складки используется численное моделирование фишеровских выборок векторов или рандомизация исходных данных. Оцениваемым параметром является степень распрямления пластов (в %), характеризующая степень деформации пластов в момент образования анализируемой намагниченности. Если полученная степень распрямления равна 0 или 100%, то делается вывод о том, что намагниченность после- или доскладчатая, соответственно. При промежуточной степени деформации, намагниченность полагается синскладчатой.

Первая модификация предполагает фишеровское распределение векторов намагниченности (это ограничение можно обойти), во второй модификации это ограничение уже отсутствует. Обе модификации предполагают пропорциональность процесса образования складки, что далеко не всегда верно. Поэтому в общем слумодификации корректны только крайних чае эти в (в древней современной точках И системах координат).

Анализируемые параметры этих модификаций: кучность векторов (для первой) и максимальный собственный вектор матрицы рассеяния (для второй). Последняя статистика позволяет рассматривать биполярные распределения намагниченности без предварительного обращения.

Модификация теста складки NFT [Шипунов, 1995] основана на анализе распределений векторов намагниченности в двух координатных системах. В этой модификации анализу подвергается кучность распределения векторов; при ее выполнении используется численное моделирование или рандомизация исходных данных. Если исходная намагниченность, например, доскладчатая, то распределения векторов в современной системе координат определяется лишь распределением доскладчатой намагниченности в древней системе координат и элементами залегания пластов. Поэтому, моделируя много раз исходное распределение векторов намагниченности в древней системе координат и по имеющимся элементам залегания пластов пересчитывая их в современную координатную систему, можно получить достаточно правдоподобную оценку кучности распределения векторов в современной системе координат при условии выполнения предположения доскладчатости исходной намагниченности (рис. 5). Если имеющееся распределение векторов в современной системе координат не удовлетворяет модельным распределениям, то предположение доскладчатости отвергается. Аналогичная процедура применяется при тестировании в современной системе координат.

Эта модификация теста складки не требуют отбора множества образцов из каждой моноклинали и, в случае использования рандомизации, не выдвигается предположений о виде распределения. Тестирование проводится также в двух координатных системах (древней и современной).

Тест галек. Тест галек [Храмов и др., 1982] применяется для датирования намагниченности относительно времени переотложения пород в виде конгломератов. Если намагниченность образована до размыва коренных пород, то процесс переотложения приведет к хаотизации векторов намагниченности. Поэтому проверяемая тестом галек гипотеза – векторы намагниченности в гальках распределены хаотично. Если же после образования конгломератов гальки были перемагничены (частично или полностью), то распределение векторов анализируемой намагниченности должно иметь некоторую регулярную составляющую, направление которой отражает направление вторичной намагниченности.

Широко используемая модификация теста галек (тест Рэлея) [Watson, 1956] производит проверку равномерности векторов на сфере. Достаточно давно с помощью численного моделирования было показано [Starkey, Palmer, 1970], что т е с т Рэлея мало чувствителен к присутствию вторичной компоненты намагниченности. Мощность этой модификации теста галек позволяет уверенно идентифицировать вторичную намагниченность, сопоставимую по величине с первичной; поэтому палеомагнитные данные, надежность которых доказана только тестом Рэлея, могут иметь значительные угловые ошибки.

Были предложены новые более мощные процедуры теста галек [Шипунов, 1993; Шипунов, Муравьев, 1997]. Например, чувствительность последней модификации повышается благодаря использованию дополнительной информации о направлении вторичной намагниченности, которую можно получить, например, при магнитных чистках и последующем анализе палеомагнитных коллекций коренных пород.

Использование новой более мощной модификации теста галек позволяет определять действительно присутствующую вторичную намагниченность в 2–3 раза чаще (или при меньшем процентном ее содержании), чем при тесте Рэлея, и, следовательно, подтвержденные новым тестом галек палеомагнитные данные более надежды.

## ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СТАТИСТИКИ В ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ

Статистические методы, применяемые в палеомагнитологии, развивались одновременно с этой наукой. Когда палеомагнитология определилась как одна из ветвей наук о Земле, необходимых статистических методов, приложимых к векторам, каковыми является естественная остаточная намагниченность, либо не существовало, либо постановка задачи анализа палеомагнитных данных не была сформулирована таким образом, чтобы можно был применить уже известные статистические методы. Например, задача нахождения прямой, сумма квадратов перпендикуляров на которую из исходных точек были бы минимальной (т.е. компонентный анализ Киршвинка), была решена К. Пирсоном еще в 1901 г. [Pearson, 1901], а гипотеза о равномерном распределении точек на сфере рассматривалась Рэлеем в 1919 г. [Rayleigh, 1919].

Молодая палеомагнитология требовала новых корректных подходов и они не заставили себя ждать. Начало было положено статьей Рональда Фишера [Fisher, 1953], в которой он рассмотрел названное впоследствии его именем унимодальное распределение векторов на единичной сфере. Значение распределения Фишера для палеомагнитологии трудно переоценить. Были получены методы определения среднего направления для совокупности палеомагнитных векторов и его точности, введена важная характеристика распределения векторов – кучность. Статья Фишера дала толчок множеству работ Дж. Ватсона, посвященных анализу этого распределения (см., например, обобщающую работу [Watson, 1983]). С этого времени, в

	Выделение компоне ности	ент намагничен-	Датирование компонент намагничен- ности			
Этап	Спектры раз- магничивания не перекрываются: однокомпонентная система	Спектры раз- магничивания перекрываются: двухкомпонентная система	Тест складки	Тест галек		
I. Основные идеи	[Zijderveld, 1967]	[Храмов, 1958]	[Graham, 1949]	[Graham, 1949]		
II. Первые шаги	[Kirschvink, 1980]	[Halls, 1976]	[McElhinny, 1964]	[Watson, 1956]		
III. Критнка	[Schmidt, 1982]	[Schmidt, 1985]	[McFadden, Jones,1981]	[Starkey, Palmer, 1970]		
IV. Новые возможности	[Schmidt, 1982; Kent et al., 1983; McFadden, Schmidt, 1986]	[McFadden, McElhinny, 1988; Баженов, Шипунов, 1990; Алексютин, 1996; Шипунов, 1996]	[McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988; McFadden, 1990; Шипунов, 1995]	[Шипунов, 1993; Шипунов, Муравьев, 1997]		

#### Таблица 2. Публикации, отражающие развитие основных статистических методов анализа палеомагнитных данных

основном благодаря работам Ватсона и его коллег, методы статистики направлений стали развиваться и обогащаться сравнительно быстро. Полученные ими выводы явились источником многих новых результатов и идей.

Можно проследить общие тенденции развития методов получения и оценки достоверности палеомагнитных данных, выделив четыре этапа.

Следует отметить, что появление, анализ и развитие методов обоснования наdeжности палеомагнитных данных всегда опережали по времени появление метоdoв выdеления компонент намагниченности из сложной по компонентному составу естественной остаточной намагниченности, что подчеркивает особое значение процедур проверки статистических гипотез на заключительных стадиях анализа палеомагнитных данных.

Были выдвинуты (этап I) основные идеи до сих пор использующиеся палеомагнитологами для получения и обоснования палеомагнитного результата. К работам, содержащим такие основополагающие идеи, можно отнести [Graham, 1949; Храмов, 1958; Zijderveld, 1967].

Затем палеомагнитологи и статистики облекли эти идеи в математическую формулировку (этап II) и были созданы первые методы и тесты, позволяющие выделить из естественной остаточной намагниченности палеомагнитной коллекции характерные компоненты и определить их надежность с помощью палеомагнитных тестов [Watson, 1956; McElhinny, 1964; Halls, 1976; Kirschvink, 1980].

Как правило, первые реализации были несовершенны и палеомагнитное сообщество вынуждено было подвергнуть их критике (этап III) [Starkey, Palmer, 1970; McFadden, Jones, 1981; Schmidt, 1982; Schmidt, 1985], что с необходимостью привело к переосмыслению старых и появлению новых корректных методов и модификаций (этап IV) [McFadden, Jones, 1981; Schmidt, 1982; Kent et al., 1983; Баженов, Шипунов, 1988; McFadden, 1990; Шипунов, 1993; Шипунов, 1995].

Исследования 50–70-х годов определили тот прорыв, который был сделан в 80-х годах и продолжается в настоящее время. Следует отметить, что ссылки даны далеко не на все работы, в которых затрагиваются проблемы статистического анализа палеомагнитных данных. В табл. 2 отражено развитие основных методов получения и обоснования надежности палеомагнитных данных. Упомянем также следующие обобщающие статистические работы, внесшие значительный вклад в разра-



**Рис. 6.** Динамика публикаций по статистическому анализу палеомагнитных данных (пояснения см. в тексте)

ботку методов анализа палеомагнитных данных [Mardia, 1972; Watson, 1983; Fisher at al., 1987].

Рассмотрим динамику публикаций, тем или иным образом затрагивающих рассматриваемые проблемы. Вплоть до середины 70-х годов публиковалось не более двух работ за 5 лет. Всплеск конца 70-х – начала 80-х годов привел к повышению удельного количества публикаций до 15 работ в 5 лет. С середины 80-х годов положение стабилизировалось и количество публикаций составило 10 за пятилетку (рис. 6).

Значение статистических методов при получении надежных палеомагнитных данных подчеркивается фактом цитирования практически в каждой издающейся сейчас прикладной палеомагнитной статье трех следующих работ (приведено в порядке убывания индекса цитируемости в процентах к общему числу статей палеомагнитной тематики по журналу "Journal Geophysical Research" за 1994– 1996 гг.) [Kirschvink, 1980] (88%); [Fisher, 1954] (84%); [Zijderveld, 1967] (52%)], что в некоторой степени связано со сложившимися традициями. Необходимо отметить вклад представителя австралийской палеомагнитной школы Ф. Мак-Фаддена [McFadden, Jones, 1981; McFadden, Lowes, 1981; McFadden, Reid, 1982; McFadden, Schmidt, 9186; McFadden, McElhinny, 1988, 1990; McFadden, 1990], общий индекс цитируемости серии статей которого (164%) значительно превышает работы других авторов (в среднем в каждой статье имеются полторы ссылки).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-64254).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексютин М.В. Метод пересечения прямых размагничивания в палеомагнетизме // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 8. С. 42-51.
- Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
- Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод пересечения дуг большого круга: Анализ и приложения в палеомагнетизме и тектонике плит // Там же. 1990. № 1. С. 96–103.
- Белоусов В.В. Геологическая оценка некоторых современных геофизических представлений // Бюл. МОИП Отд. геол. 1958. Т. 33, вып. 4. С. 513.
- Лев Павлович Зоненшайн: Очерки: Воспоминания. М.: Наука, 1995. 330 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 325 с.; Кн. 2. 334 с.

- Кропоткин П.Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33, вып. 4. С. 57–86.
- Кропоткин П.Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры // Сов. геология. 1961. № 5. С. 16–38.
- Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. М., 1977. Т. 19. С. 40–49.
- Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: ВНИГРИ, 1958. Вып. 116. 219 с.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1983. 312 с.
- Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 487).
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме: (Реабилитация теста выравнивания) // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Шипунов С.В. Тестирование результата метода пересечения кругов перемагничивания // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 96–97.
- Шипунов С.В., Муравьев А.А. Критерии равномерности для сферических данных в палеомагнетизме // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 12. С. 71–82.
- Fisher N.I., Lewis T., Embleton B.J.J. Statistical analysis of spherical data. Cambridge: Univ. press, 1987. 330 p.
- Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. London A. 1953. Vol. 217. P. 295-305.
- Graham J.W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks // J. Geophys. Res. 1949. Vol. 54. P. 131-167.
- Halls H.C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 45. P. 297–304.
- Kent J.T., Briden J.C., Mardia K.V. Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of palaeomagnetic data // Ibid. 1983. Vol. 75. P. 593-621.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Ibid. 1980. Vol. 62. P. 699-718.
- Mardia K.V. Statistics of directional data. L.: Acad. press, 1972. 357 p.
- McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Ibid. 1964. Vol. 8. P. 338-340.
- McFadden P.L. A new fold test for palaeomagnetic studies // Ibid. 1990. Vol. 103. P. 163-169.
- McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Ibid. 1981. Vol. 67. P. 53-58.
- McFadden P.L., Lowes F.J. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions // Ibid. 1981. Vol. 67. P. 19-33.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 161-172.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 103. P. 725-729.
- McFadden P.L., Reid A.B. Analysis of palaeomagnetic inclination data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 69. P. 307-319.
- McFadden P.L., Schmidt P.W. The accumulation of palaeomagnetic results from multicomponent analysis // Ibid. 1986. Vol. 86. P. 965-979.
- Pearson K. On lines and planes of closest fit to systems of points in space // Philos. Mag. Ser. 6. 1901. Vol. 2. P. 559-572.
- Rayleigh Lord. On the problem of random vibrations and of random flights in one, two and three dimensions // Ibid. 1919. Vol. 37. P. 321-347.
- Schmidt P.W. Linearity spectrum analysis of multi-component magnetizations and its application to some igneous rocks from south-easten Australia // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 70. P. 647-665.
- Schmidt P.W. Bias in converging great circle methods // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. P. 427-432.

- Starkey J., Palmer H.C. The sensitivity of the conglomerate test in paleomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 22. P. 235-240.
- Tauxe L., Watson G.S. The fold test: An eigen analysis approach // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. P. 331-341.
- Torsvik T.V. Interactive analysis of palaeomagnetic data: User guide. Bergen, 1987. 74 p.
- Watson G.S. A test for randomness of directions // Month. Notic. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1956. Vol. 7. P. 160-161.

Watson G.S. Statistics on spheres. N.Y.: Wiley, 1983. 238 p.

- Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 2135-2137.
- Zijderveld J.D.A. A.c. demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in palaeomagnetism / Ed. D.W. Collinson, K.M. Creer. Amsterdam etc.: Elselvier, 1967. P. 254-286.
# НЕСМЕЩЕННАЯ ОЦЕНКА НАПРАВЛЕНИЯ СИНСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ: НОВЫЙ МЕТОД, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

## Н.М. Левашова, С.В. Шипунов, М.Л. Баженов

Геологический институт РАН

### введение

Основной задачей палеомагнитных исследований часто является определение направления древнего геомагнитного поля, что предполагает знание системы координат, в которой произошло образование намагниченности пород. Обычно определение системы координат, т.е. положения первоначально горизонтальных слоев в момент образования намагниченности, производится с помощью теста складки (например, [McFadden, Jones, 1981]). Тест складки датирует анализируемую намагниченность относительно времени складкообразования, проверяя гипотезу о доскладчатом или послескладчатом возрасте намагниченности.

В последние 10–15 лет во многих палеомагнитных исследованиях стало фигурировать понятие синскладчатой намагниченности [McCabe et al., 1983; Kent, Opdyke, 1985; Miller, Kent, 1986a; 1986b], т.е. намагниченности, возникшей во время складкообразования. Обычно применяемый способ для определения направления синскладчатой намагниченности и стадии складкообразования, на которой она возникла, использует ступенчатое распрямление складчатых структур от современного положения пластов до первично горизонтального и нахождение той степени распрямления (или стадии деформации), где достигается, например, максимальная кучность векторов намагниченности. Пропорциональность распрямления складчатых структур (в процентах к современным углам падения всех пластов) соответственно предполагает пропорциональность процесса деформации. Очевидно, что это предположение выполняется далеко не всегда. Современные углы падения слоев представляют собой конечный продукт деформации, и при этом в момент перемагничивания разные части структуры могли быть затронуты деформацией в разной степени.

Если рост складки в действительности непропорционален, то использование процедуры пропорционального распрямления складки может дать неверную оценку направления синскладчатой намагниченности, а оценка степени деформации (равная для всех пластов) является некоторой усредненной для разных частей структуры величиной. Некорректность применения процедуры пропорционального распрямления складки отмечалась уже в самых ранних работах по изучению синскладчатой намагниченности [McClelland-Brown, 1983], однако до сих пор этот подход применяется в подавляющем большинстве палеомагнитных исследований.

При пересчете векторов намагниченности из древней системы координат в современную, вектор намагниченности каждого образца описывает дугу малого круга, длина которой равна углу падения данного пласта [McClelland-Brown, 1983; Kirschvink, 1985]. Если компонента намагниченности возникла на некоторой стадии складкообразования, ее истинное направление, соответствующее реальному направлению геомагнитного поля в момент образования намагниченности, должно лежать на дуге этого малого круга. Если одна и та же компонента синскладчатой намагниченности присутствует в породах с различными залеганиями, направление этой компоненты находится в области пересечений малых кругов (рис. 1) и может

Рыс. 1. Определение направления синскладчатой намагниченности методом пересечения малых кругов

Точки и крестики – палеомагнитные направления в географической и стратиграфической системе координат соответственно. Звездочка – направление синскладчатой намагниченности. Проекции направления синскладчатой намагниченности на малые круги (квадраты) использованы для вычисления доверительного интервала результата [Fisher, 1953].



быть оценено путем минимизации невязки, определяемой суммой квадратов расстояний от искомого направления до каждого малого круга [Шипунов, 1995]. При таком подходе отсутствует какое-либо предположение о пропорциональности процесса складкообразования.

Мы предлагаем другой метод определения направления синскладчатой намагниченности и оценки положения складчатых структур в момент ее образования. Предлагаемый метод дает несмещенную точечную оценку направления синскладчатой намагниченности и некоторую доверительную область для него, для которой тест складки положителен.

## ОЦЕНКА НАПРАВЛЕНИЯ СИНСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Предлагаемая процедура оценки направления синскладчатой намагниченности, которая может быть названа *непропорциональным распрямлением складки*, так же как и процедура пропорционального распрямления, базируется на следующем предположении: в системе координат, соответствующей той стадии деформации каждого пласта, на которой возникла изучаемая компонента намагниченности, направления этой компоненты для различных частей структуры должны быть статистически неразличимы.

Метод непропорционального распрямления складки сводится к поиску такого положения каждой моноклинальной части структуры, при котором наблюдается наибольшая сходимость векторов намагниченности для различных частей всей складчатой структуры (например, максимальная кучность векторов намагниченности). Если намагниченность возникла до или после складкообразования, наилучшая сходимость данных должна достигаться в древней или в современной системе координат, соответственно. В этом случае результат применения нового метода аналогичен результату других модификаций теста складки. Если намагниченность возникла на некоторой промежуточной стадии складкообразования, наилучшая сходимость данных должна достигаться в системе координат, в которой была приобретена намагниченность. При этом не предполагается пропорциональность процесса деформации, и стадии деформации для различных частей структуры могут различаться.

Данная задача сводится к поиску экстремума многомерной функции, определяющей степень сходимости данных. Аргументами функции являются залегания отдельных моноклинальных участков всей структуры; для каждого участка он варьируется от 0 (изначально горизонтальные слои) до наблюдаемого значения угла падения при неизменном азимуте падения. В качестве функции, экстремум которой должен быть найден, кроме кучности векторов, может быть использована любая из статистик, применяемых в различных модификациях теста складки, например, величина *f*-критерия [McFadden, Jones, 1981], коэффициент корреляции [Баженов, Шипунов, 1988], наибольшее собственное значение ориентационной матрицы *t* [Таихе, Watson, 1994]. Для краткости, в дальнейшем будет использоваться только *f*-критерий.

Экстремум ищется с помощью метода многомерной минимизации Хука-Дживса [Hooke, Jeves, 1961], с применением случайного поиска для проверки единственности экстремума [Press et al., 1986]. Когда определена система координат, соответствующая времени образования намагниченности, вычисляется среднее направление, которое может рассматриваться как точечная оценка направления синскладчатой намагниченности. Совокупность систем координат, где значение *f*-критерия меньше критического значения, т.е. область, где тест складки положителен, можно рассматривать как некоторую интервальную оценку результата. Кроме того, для каждого элемента структуры определяется степень деформации (в процентах к современным углам падения пластов), на которой была приобретена намагниченность.

## СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ НАПРАВЛЕНИЯ СИНСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Описанная процедура непропорционального распрямления складки была проверена на численных моделях. Рассмотреть все возможные случаи взаимного соотношения направления синскладчатой намагниченности и различных форм складчатых структур невозможно, поэтому были промоделированы только наиболее распространенные структуры, такие как линейные складки, брахиформные структуры, моноклинали, осложненные горизонтальными и вертикальными флексурами. При моделировании каждой структуры менялось задаваемое истинное направление синскладчатой намагниченности. Для каждой модели с заданной структурой и направлением перемагничивающегося поля задавались различные стадии деформации, на которых произошло перемагничивание (табл. 1). При этом степень деформации менялась таким образом, чтобы охарактеризовать различия процессов складкообразования (при пропорциональном складкообразовании степень деформации, например, двух крыльев линейной складки в момент образования намагниченности задавалась одинаковой; при непропорциональности процесса складкообразования степень деформации могла быть, например, 0 и 100%, т.е. в одном крыле деформация еще не началась, тогда как в другом – завершилась). Для каждой модели задавалось: число разрезов (элементов складчатой структуры с прибли-

Модель (стадия)	SI	S2	S3	<b>S</b> 4	S5	<b>S</b> 6	<b>S</b> 7	S8
M1	30/70	40/60	50/65	60/60	200/40	215/35	225/30	190/45
M2	10/40	30/60	50/45	70/50	90/40	110/35	130/30	150/25
M3	80/40	95/50	110/45	90/56	95/55	110/60	90/65	85/60
(A)	50	50	50	50	50	50	50	50
<b>(B</b> )	40	50	40	50	60	50	60	50
(C)	30	40	30	40	60	70	60	70
(D)	20	30	20	30	70	80	70	80
(E)	10	20	10	20	80	90	80	90
(F)	0	0	0	0	100	100	100	100

Таблица 1. Параметры моделей

Примечание. Совокупности структурных и палеомагнитных параметров каждой модели описаны в тексте. (A-F) – одинаковые для всех моделей стадии деформации, на которых произошло намагничевание пород (в % от полного угла падения пород в каждом разрезе). S1–S8 – элементы залегания пород (азимуты/углы падения), в град.



Рыс. 2. Сравнение методов ступенчатого пропорционального и непропорционального распрямления складки и пересечения малых кругов на численных моделях

На стереограммах квадратами обозначено задаваемое истинное направление поля, рядом показано его склонение и наклонение. Направления перемагничивания, полученные при помощи непропорционального распрямления складки, обозначены кружками с овалами доверия, а полученные при помощи пропорционального распрямления складки – звездочками. А-F соответствуют различным сочетаниям степени деформации частей структуры на момент перемагничивания (см. текст и табл. 1). На стереограммах показана только часть полусферы, размеченная через 10°. Залитые (незалитые) символы обозначают проекции на верхнюю (нижнюю) полусферу. Графики угловой разницы (DEV°) между истинным направлением поля и направлением, полученным при помощи метода ступенчатого пропорционального распрямления складки (залитые квадраты), метода пересечения малых кругов (незалитые квадраты) и метода ступенчатого непропорционального распрямления складки (кружочки) для различных сочетаний степени деформации частей структуры на момент перемагничивания зительно одинаковым залеганием) N, число образцов в каждом разрезе n. Задавался некоторый незначительный разброс залеганий пластов для каждого разреза, с кучностью нормалей к пластам равной 200. Совокупность векторов синскладчатой намагниченности извлекалась из распределения Фишера F(D, I, k) [Fisher, 1953], где D, I – склонение и наклонение среднего направления синскладчатой намагниченности, а k – кучность распределения.

Для каждой модели определелялось направление синскладчатой намагниченности при помощи трех методов: ступенчатого пропорционального распрямления складки, пересечения малых кругов и непропорционального распрямления складки. Для оценки устойчивости получаемого результирующего направления моделирования повторялось несколько раз при каждом наборе входных параметров.

Количество проанализированных моделей слишком велико, чтобы все их можно было описать. Поэтому представлены только три наиболее характерные модели (рис. 2). Во всех моделях число разрезов N = 8, число образцов в каждом разрезе n = 10.

Модель 1. Линейная складка. Задаваемое истинное направление перемагничивающего поля:  $D = 10^{\circ}$ ;  $I = 70^{\circ}$ , k = 30 (см. рис. 2).

Модель 2. Половина купола.  $D = 10^{\circ}$ ;  $I = 40^{\circ}$ ; k = 30 (см. рис. 2).

Модель 3. Моноклиналь с небольшими флексурами.  $D = 195^{\circ}$ ;  $I = -60^{\circ}$ ; k = 30 (см. рис. 2).

Численное моделирование показало, что чем менее пропорциональным был процесс деформации, т.е. чем больше были различия в степени деформации разных частей структуры в момент перемагничивания, тем более смещенную оценку направления намагниченности дает традиционный метод ступенчатого пропорционального распрямления. В некоторых случаях угловая разница между истинным направлением поля, и направлением, найденным при помощи ступенчатого пропорционального распрямления складки, составляла 20–25° дуги большого круга (см. рис. 2). Напротив, и метод пересечения малых кругов, и метод непропорционального распрямления складки дают несмещенные оценки направления поля.

Простым способом оценки точности полученного результата является определение среднего направления и радиуса круга доверия  $\alpha_{95}$  для проекций результирующего направления синскладчатой намагниченности на каждый малый круг. Полученная таким образом оценка доверительного круга занижена [Shipunov, 1997]. Результаты проделанного численного моделирования показали, что истинное значение радиуса круга доверия в среднем в 1,5 раза больше. Вводя эту поправку легко получить значение радиуса круга доверия, близкое к истинному. Однако, по аналогии с обычно используемым представлением результатов пропорционального распрямления складки, в этой работе приводятся завышенные оценки точности результирующего направления.

### АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

Палеомагнитные исследования последних десяти-пятнадцати лет показали, что региональное перемагничивание – феномен достаточно распространенный. Как правило, перемагничивание в масштабах значительного региона связано с каким-то значительным геологическим событием, и чаще всего таким событием бывает процесс горообразования. Лучше всего региональное перемагничивание изучено на палеозойских осадочных породах Аппалач, которые являются коллизионным орогеном, возникшим при столкновения Лаврентии и Гондваны. Во многих работах было показано, что позднепалеозойская Аллеганская фаза складчатости в Аппалачах сопровождалась полным или частичным перемагничиванием осадочных пород [McCabe, Elmore, 1989; Stamatakos, Hirt, 1994 и др.]. Основной причиной перемагни-

.№ п/п	лит	Т	PP		СП(с)			СП(н)			Ссылки
			φ° N	λ°W	<b>Φ</b> °N	٨°E	α95	ውግ እ	٨°E	α95	
Доскладчатая намагынченность											
1	и	S-D	43	75	50	129	2				1
2	И	SD	43	75	49	115	4				2
3	И	C3	41	75	47	114	8				3
4	И	C <sub>2</sub>	41	75	53	113	8				3
5	KTI	S	41	76	43	117	4				4
6	кп	S	40	79	51	101	3				4
7	кп	O3	40	79	47	129	8				5
8	И	Μ	38	80	43	131	8				6
9	КП	M <sub>3</sub>	38	80	45	22	6				6
Среднее					48	121	4,2				
Послескладчатая намагниченность											
10	кп	S	41	77	43	105	5				4
11	кп	S	40	78	45	124	5				4
12	д	0	41	78	56	123	3				4
13	кп	O <sub>2</sub>	36	83	41	125	5				7
14	KIT	S	34	87	38	132	4				8
Среднее					45	122	7,8				
				Синскла	чатая н	амагниче	нность 1				
15	кп	M <sub>3</sub>	41	77	50	112	6	49	112		9
16	кп	M <sub>3</sub>	41	77	52	130	4	50	131		9, 10
17	КП	$D_3$	41	76	43	131	3	43	131		11
18	КП	$D_3$	41	76	48	124	4	48	124		12
19	кп	S	41	77	46	117	5	48	117		4
20	КП	S	40	<b>`7</b> 8	51	109	3	50	108		4
21	с	0	41	78	48	120	4	49	120		4
22	И	O <sub>l</sub>	36	83	40	126	8	40	128		13
Среднее					47	122	4,2	47	122	4,2	
Синскладчатая намагииченность 2											
23	кП	$D_3$	41	76	58	122	6	68	119		14
24	кп	S <sub>3</sub>	41	76	51	112	3	57	113		4
25	КП	S <sub>3</sub>	41	76	52	103	9	60	103		10
26	KT	S <sub>3</sub>	40	79	42	118	9	49	117		10

### Таблица 2. Данные по позднепалеозойскому перемагничиванию в Аппалачах

Примечание. Группы "Доскладчатая (послескладчатая) намагниченность" включают результаты, для которых доказана доскладчатая (послескладчатая) природа позднепалеозойской намагниченности; группа "Синскладчатая намагниченность 1" – данные, для которых старый и предлагаемый нами подходы дают одинаковые результаты; группа "Синскладчатая намагниченность 2" – данные, для которых старый и предлагаемый нами подходы дают разные результаты. ЛИТ – типы изученных пород: и – известняки, кп – красноцветные породы, д – доломиты, с – сланцы. Т – возраст пород. Широта (Ф) и долгота (А) района работ (РР) взяты из публикаций. СП(с) – широта (Ф), долгота (А) и радиус круга доверия ( $\alpha_{95}$ ) взяты из публикаций. СП(н) – широта (Ф), долгота (А) и радиус круга доверия ( $\alpha_{95}$ ) получены в настоящей работе. Ссылки: 1 – [Scotese et al., 1982]; 2 – [Kent, 1985]; 3 – [Stead, Kodama, 1984]; 4 – [Stamatakos, Hirt, 1994]; 5 – [Van der Voo, French, 1977]; 6 – [Chen, Schmidt, 1984]; 7 – [Watts, Van der Voo, 1979]; 8 – [Perroud, Van der Voo, 1984]; 9 – [Kent, Opdyke, 1985]; 10 – [Kent, 1988]; 11 – [Miller, Kent, 1986а]; 12 – [Miller, Kent, 1986b]; 13 – [Bachtadse et al., 1987]; 14 – [Miller, Kent, 1988]. зительно одинаковым залеганием) N, число образцов в каждом разрезе n. Задавался некоторый незначительный разброс залеганий пластов для каждого разреза, с кучностью нормалей к пластам равной 200. Совокупность векторов синскладчатой намагниченности извлекалась из распределения Фишера F(D, I, k) [Fisher, 1953], где D, I – склонение и наклонение среднего направления синскладчатой намагниченности, а k – кучность распределения.

Для каждой модели определелялось направление синскладчатой намагниченности при помощи трех методов: ступенчатого пропорционального распрямления складки, пересечения малых кругов и непропорционального распрямления складки. Для оценки устойчивости получаемого результирующего направления моделирования повторялось несколько раз при каждом наборе входных параметров.

Количество проанализированных моделей слишком велико, чтобы все их можно было описать. Поэтому представлены только три наиболее характерные модели (рис. 2). Во всех моделях число разрезов N = 8, число образцов в каждом разрезе n = 10.

Модель 1. Линейная складка. Задаваемое истинное направление перемагничивающего поля: D = 10°; I = 70°, k = 30 (см. рис. 2).

Модель 2. Половина купола.  $D = 10^\circ$ ;  $I = 40^\circ$ ; k = 30 (см. рис. 2).

Модель 3. Моноклиналь с небольшими флексурами.  $D = 195^\circ$ ;  $I = -60^\circ$ ; k = 30 (см. рис. 2).

Численное моделирование показало, что чем менее пропорциональным был процесс деформации, т.е. чем больше были различия в степени деформации разных частей структуры в момент перемагничивания, тем более смещенную оценку направления намагниченности дает традиционный метод ступенчатого пропорционального распрямления. В некоторых случаях угловая разница между истинным направлением поля, и направлением, найденным при помощи ступенчатого пропорционального распрямления складки, составляла 20–25° дуги большого круга (см. рис. 2). Напротив, и метод пересечения малых кругов, и метод непропорционального распрямления складки дают несмещенные оценки направления поля.

Простым способом оценки точности полученного результата является определение среднего направления и радиуса круга доверия  $\alpha_{95}$  для проекций результирующего направления синскладчатой намагниченности на каждый малый круг. Полученная таким образом оценка доверительного круга занижена [Shipunov, 1997]. Результаты проделанного численного моделирования показали, что истинное значение радиуса круга доверия в среднем в 1,5 раза больше. Вводя эту поправку легко получить значение радиуса круга доверия, близкое к истинному. Однако, по аналогии с обычно используемым представлением результатов пропорционального распрямления складки, в этой работе приводятся завышенные оценки точности результирующего направления.

### АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

Палеомагнитные исследования последних десяти-пятнадцати лет показали, что региональное перемагничивание – феномен достаточно распространенный. Как правило, перемагничивание в масштабах значительного региона связано с каким-то значительным геологическим событием, и чаще всего таким событием бывает процесс горообразования. Лучше всего региональное перемагничивание изучено на палеозойских осадочных породах Аппалач, которые являются коллизионным орогеном, возникшим при столкновения Лаврентии и Гондваны. Во многих работах было показано, что позднепалеозойская Аллеганская фаза складчатости в Аппалачах сопровождалась полным или частичным перемагничиванием осадочных пород [McCabe, Elmore, 1989; Stamatakos, Hirt, 1994 и др.]. Основной причиной перемагни-

№ п/п	лит	Т	PP		СП(с)			СП(н)			Ссылки
			φ°N	λ°W	<b>Φ°</b> N	۸⁰E	α <sub>95</sub>	₽°N	۸⁰E	α95	
Доскладчатая намагниченность											
1	И	S-D	43	75	50	129	2				1
2	И	S–D	43	75	49	115	4				2
3	И	C3	41	75	47	114	8				3
4	н	C <sub>2</sub>	41	75	53	113	8				3
5	кп	S	41	76	43	117	4				4
6	КП	S	40	79	51	101	3				4
7	кп	O3	40	79	47	129	8				5
8	и	М	38	80	43	131	8				6
9	КП	M3	38	80	45	22	6				6
Среднее	:				48	121	4,2				
Послескладчатая намагниченность											
10	кп	S	41	77	43	105	5				4
11	кп	S	40	78	45	124	5				4
12	д	0	41	78	56	123	3				4
13	КП	0 <sub>2</sub>	36	83	41	125	5				7
14	KTI	S	34	87	38	132	4				8
Среднее	:				45	122	7,8				
				Синскла	н катар	амагниче	япость 1				
15	кп	M3	41	77	50	112	6	49	112		9
16	КП	M3	41	77	52	130	4	50	131		9, 10
17	КП	D3	41	76	43	131	3	43	131		11
18	кп	$D_3$	41	76	48	124	4	48	124		12
19	кп	S	41	77	46	117	5	48	117		4
20	КП	S	40	.78	51	109	3	50	108		4
21	c	0	41	78	48	120	4	49	120		4
22	И	O <sub>l</sub>	36	83	40	126	8	40	128		13
Среднее	:				47	122	4,2	47	122	4,2	
Синскладчатая намагниченность 2											
23	кп	$D_3$	41	76	58	122	6	68	119		14
24	кп	S <sub>3</sub>	41	76	51	112	3	57	113		4
25	КП	S3	41	76	52	103	9	60	103		10
26	КП	S <sub>3</sub>	40	79	42	118	9	49	117		10

#### Таблица 2. Данные по позднепалеозойскому перемагничиванию в Аппалачах

Примечание. Группы "Доскладчатая (послескладчатая) намагниченность" включают результаты, для которых доказана доскладчатая (послескладчатая) природа позднепалеозойской намагниченности; группа "Синскладчатая намагниченность 1" – данные, для которых старый и предлагаемый нами подходы дают одинаковые результаты; группа "Синскладчатая намагниченность 2" – данные, для которых старый и предлагаемый нами подходы дают разные результаты. ЛИТ – типы изученных пород: и – известняки, кп – красноцветные породы, д – доломиты, с – сланцы. Т – возраст пород. Широта (Ф) и долгота (А) района работ (РР) взяты из публикаций. СП(с) – широта (Ф), долгота (А) и радиус круга доверия ( $\alpha_{95}$ ) взяты из публикаций. СП(н) – широта (Ф), долгота (А) и радиус круга доверия ( $\alpha_{95}$ ) получены в настоящей работе. Ссылки: 1 – [Scotese et al., 1982]; 2 – [Kent, 1985]; 3 – [Stead, Kodama, 1984]; 4 – [Stamatakos, Hirt, 1994]; 5 – [Van der Voo, 1984]; 9 – [Kent, Opdyke, 1985]; 10 – [Kent, 1988]; 11 – [Miller, Kent, 1986a]; 12 – [Miller, Kent, 1986b]; 13 – [Bachtadse et al., 1987]; 14 – [Miller, Kent, 1988].



Рис. 3. Сравнение кривой миграции полюса Северной Америки и полюсов позднепалеозойского перемагничивания в Аппалачах

Для до- и послескладчатой намагниченности приведены только средние значения полюса по региону (треугольник и ромб соответственно). Полюса для тех случаев, где различные методы анализа дают одинаковый результат, показаны маленькими квадратиками, а их среднее по региону – большим квадратом. Для тех случаев, когда различные методы анализа дают разные результаты, показаны полюса, определенные при помощи метода непропорционального ступенчатого распрямления складки (звездочки). Круги доверия для средних значений полюсов показаны сплошной линией. Представлен также сегмент кривой митрации полюса для Северной Америки от 150 до 370 млн лет (точечные линия) (упрощенный вариант кривых по [Besse and Courtillot, 1991; Van der Voo, 1993]). Залитые кружки – средние полюса с кругами доверия (пунктирные линии) для различных временных интервалов

чивания считается вызванная орогенезом миграция флюидов и термальных растворов, при взаимодействии которых с осадочными породами начинается рост аутигенных зерен носителей намагниченности [Elmore et al., 1989; McCabe, Elmore, 1989; Bethke, Marshak, 1990]. Изучение синскладчатой намагниченности в Аппалачах позволило существенно уточнить возраст складчатости, получить дополнительную информацию о распространении процесса деформаций во времени и в пространстве [Stamatakos et al., 1996]. По позднепалеозойскому перемагничиванию в Аппалачах имеется большой массив палеомагнитных определений, причем все направления синскладчатой намагниченности получены с использованием процедуры ступенчатого пропорционального распрямления складки. Мы решили проанализировать эти данные при помощи предложенной в данной работе процедуры ступенчатого непропорционального распрямления складки и сравнить результаты. Использовались только те данные, где вариации в залеганиях достаточны для применения теста складки. В дальнейшем результаты и публикации, в которых они описаны, будут упоминаться под теми номерами, под которыми они располагаются в табл. 2.

Нами было проанализировано двенадцать описанных в литературе случаев синскладчатого перемагничивания в Аппалачах. В восьми из них (15–22) направления намагниченности, найденные при помощи пропорционального и непропорциональ-

ного методов ступенчатого распрямления складки, совпали (см. табл. 2). Правда, в трех из восьми случаев (15-17) вариации в залеганиях настолько малы, что разные методы и не могли дать различающихся результатов. В пяти оставшихся (18-22) случаях вариации в залеганиях достаточно значительны, но тем не менее направления, полученные разными методами совпадают, что указывает на то, что деформации действительно были пропорциональными. В четырех случаях из двенадцати результаты, полученные при помощи пропорционального и непропорционального методов, значимо различаются (23-26). Из этих четырех один полюс (формация Блумсбург, 26), определенный при помощи непропорционального распрямления, лучше, чем ранее, согласуется с предыдущими восемью (рис. 3). Напротив, три полюса (23-25) теперь несколько отклоняются от всех остальных и ложатся на более молодую часть кривой миграции полюса (см. рис. 3). Эти три результата получены по небольшому району в Центральных Аппалачах, два – по верхнесилурской формации Блумсберг (24-25) и один – по силурско-девонской формации Андреас Редбедс (23). В этих трех случаях части структур, падающие на север, были перемагничены на завершающих стадиях деформации (от 76 до 100% деформации), тогда как падающие на юг части структур были перемагничены в начале процесса (от 0 до 36% деформации).

Обычно возраст перемагничивания определяется как возраст того участка кривой миграции полюса, около которого ложится полюс перемагничивания. В случаях, когда перемагничивание было доскладчатым (примеры 1–9), послескладчатым (примеры 10–14) и в тех случаях синскладчатого перемагничивания, когда оба метода дают одинаковые результаты (примеры 15–22), полюсы перемагничивания группируются около интервала 260–270 млн лет на кривой миграции полюса Северной Америки. Это совпадает с выводами [Stamatokos et al., 1996] о том, что процесс перемагничивания в Аппалачах происходил в интервале 255–275 млн лет, причем значительно быстрее, чем формировалась складчатая структура.

Три полюса перемагничивания, отклоняющиеся от основного распределения, ложатся между позднепермским-раннетриасовым и раннеюрским сегментами кривой миграции полюса. Можно предположить, что в этом ограниченном регионе в Центральных Аппалачах перемагничивание происходило позже чем в регионе в целом. Однако против гипотезы о раннеюрском перемагничивании говорит то, что здесь, как и во всем регионе, вторичная намагниченность имеет обратную полярность. Действительно, в течение большей части перми геомагнитное поле имело обратную полярность (эпоха Киама), после чего в триасе и юре поле часто меняло полярность. Более правдоподобным кажется предположить, что уже после перемагничивания изученные складки были наклонены на 10-15° к северу или северо-северо-западу, т.е. вокруг осей, параллельных общему простиранию структур в этой части Аппалачей. При этом сами складки становятся более симметричными, особенно для наиболее аномального полюса (23), а степени деформации в момент приобретения породами синскладчатой намагниченности – почти одинаковыми. Впрочем, более определенния интерпретация требует дополнительных исследований.

## УСТОЙЧИВОСТЬ ПРОЦЕДУРЫ РАСПРЯМЛЕНИЯ СКЛАДКИ

Любая процедура распрямления складки и поиска направления синскладчатой намагниченности базируется на следующих допущениях:

1. Процесс перемагничивания значительно короче по времени, чем процесс складкообразования;

2. Складкообразование можно адекватно аппроксимировать вращением вокруг горизонтальной оси (осей);

3. Анализируемая компонента намагниченности была приобретена в поле одного направления и, следовательно, во время приобретения намагниченности направление намагниченности всех образцов должно было совпадать;

4. Все виды палеомагнитного шума, например вековые вариации, должны быть осреднены в каждом разрезе или группе разрезов с одинаковыми залеганиями. Нарушение одного или нескольких из этих допущений сделает результаты анализа некорректными. Поэтому нам кажется интересным более детально рассмотреть влияние той или иной степени нарушения основных допущений на процедуру распрямления складки.

Предположение о том, что процесс перемагничивания значительно короче по времени, чем процесс складкообразования, проверить в рамках палеомагнитного метода невозможно. Можно только отметить, что если для каждого образца перемагничивание происходит быстро, но в пределах одной моноклинали переход от горизонтального залегания к современному сопоставим по времени с процессом перемагничивания, распределение направлений перемагничивания для этой моноклинали должно быть вытянуто вдоль дуги малого круга. Однако в большей части экспериментальных данных мы этого не видим. Если же время перемагничивания каждого образца сопоставимо по длительности с процессом деформаций, то в каждом образце должны быть записаны направления намагниченности, приобретенные на разных стадиях деформации. В этом случае разные компоненты намагниченности одного образца должны распределяться вдоль малого круга. Однако ничего подобного мы также, как правило, не видим. Разумеется, если разные компоненты имеют идеально перекрывающиеся спектры блокирующих температур, вытянутого распределения не будет. Иногда это возможно, но трудно предположить, что для пород с разной литологией, из географически удаленных друг от друга разрезов, всюду присутствовал эффект неразделения компонент намагниченности. Поэтому нам кажется обоснованным предположение о том, что в большинстве случаев процесс перемагничивания значительно короче, чем процесс складкообразования.

Выполнение остальных базовых допущений можно проверить при помощи метода непропорционального ступенчатого распрямления складки. Находя экстремум функции, например f-критерия, мы также определяем, является ли значение функции в экстремуме статистически значимым. Если оно статистически не значимо. значит тест складки в системе координат экстремума положительный и все основные допущения выполняются. Если же в экстремуме величина используемого параметра статистически значима, это верный признак того, что одно или более из основных допущений нарушено. В этом случае нужно более внимательно проанализировать сами данные. Весьма вероятно, например, что в данном конкретном случае аппроксимация деформаций простым вращением вокруг горизонтальной оси неверна. В принципе, при использовании предлагаемого метода достаточно просто ввести поправку за наклон шарнира. Стоит упомянуть, что часть данных по Аппалачам при анализе на уровне разрезов дали статистически значимую величину f-критерия во всех системах координат. Однако при объединении разрезов с одинаковыми залеганиями величина f-критерия в экстремуме становилась незначимой. Вероятно, это объясняется нарушением предположения 4, т.е. не во всех разрезах вековые вариации достаточно осреднены. Как для после-, так и для синскладчатой намагниченности, даже абсолютно корректно определенное направление перемагничивания будет отличаться от истинного, если уже после перемагничивания вся структура в целом была повернута. Исключить такого рода ошибки можно только имея много данных по достаточно большому региону. Чем выше сходимость данных, тем больше вероятность того, что определенное направление перемагничивания совпадает с истинным. В Аппалачах хорошая сходимость данных по разным структурам говорит о том, что повороты структур после перемагничивания здесь редки.

### СИНСКЛАДЧАТАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ИЛИ ЧТО-ТО ДРУГОЕ

До сих пор в своих построениях мы исходили из того, что изучаемая компонента намагниченности является синскладчатой. Однако известно, что наилучшая сходимость данных на промежуточных стадиях деформации может достигаться отнюдь не только для синскладчатой намагниченности. Та же картина может возникать в случае первичной негоризонтальности пород, поворота направления доскладчатой намагниченности за счет вращений на уровне зерен при кливаже и будинаже и, наконец, при неполном разделении до- и послескладчатой компонент намагниченности. Вопрос о том, как различать эти ситуации, обсуждался во множестве работ, но однозначного решения нет. Наверное, единственным доказательством того, что исследуется действительно синскладчатая намагниченность, а не что-то другое, может служить хорошая сходимость большого количества данных по региону.

Действительно, влияние вращений на микроуровне практически невозможно исключить, располагая данными по одной линейной складке. Однако это значительно проще, если имеется большой массив данных по структурам с различными простираниями. Многие механизмы поворота направления намагниченности в результате вращения микрозерен в породе (например, [Kodama, 1988]) предполагают, что вращение должно происходить в плоскости, перпендикулярной оси складки. В этом случае искажаются только две компоненты вектора намагниченности, лежащие в этой плоскости. Третья компонента, перпендикулярна этой плоскости, остается неизмененной. Таким образом, для структур с различными простираниями эффект вращений на микроуровне должен приводить к значительному увеличению разброса направлений намагниченности. В общем случае трудно ожидать, что влияние локальных факторов типа кливажа способно сохранить согласованность результатов в пределах региона. Данные по Аппалачам получены по структурам с разными простираниями [Stamatakos, Hirt, 1994], и их хорошая сходимость противоречит гипотезе о значительном влиянии вращений на микроуровне.

То же можно сказать о возможности неполного разделения до- и послескладчатой компонент намагниченности. Если бы в значительной части данных по Аппалачам были неразделены компоненты, сходимость направлений перемагничивания должна была бы быть значительно хуже. Кроме того, трудно предположить, что во множестве удаленных друг от друга разрезов с различной литологией пород, везде совпадали спектры блокирующих температур разных компонент намагниченности.

Таким образом, хорошая сходимость данных по региону говорит о том, что, скорее всего, рассматривается именно синскладчатая намагниченность. Но чем объясняется отклонение того или иного определения от основного распределения, выяснить сложно.

#### выводы

Метод анализа экспериментальных данных должен удовлетворять следующим требованиям: 1) должен давать несмещенную точечную оценку результата; 2) давать возможность определения доверительного интервала для результата; 3) определять случаи, когда нарушены допущения, лежащие в основе метода. Предложенная процедура непропорционального ступенчатого распрямления складки дает, согласно результатам численного моделирования, несмещенную оценку направления синскладчатой намагниченности. Предложен также способ определения доверительного интервала. Имеется и возможность определять случаи, когда нарушено одно или более из допущений, лежащих в основе метода. Если используемая функция, *f*-критерий, например, статистически значима во всех системах координат, значит, скорее всего, одно или более из основных допущений нарушено. Предложенная процедура дает также возможность определить, на каких стадиях деформации были перемагничены различные части структуры. Вероятно, такие данные можно использовать для изучения процесса деформаций как на локальном, так и на региональном уровне.

В дискуссии мы постарались показать, что не существует единого способа отличать синскладчатую намагниченность от других явлений, дающих сходную картину. Только анализ большого массива данных по породам с различной литологией и структурам с различными простираниями может сделать обоснованным вывод о направлении перемагничивания.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-64124 и 98-05-64254).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
- Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: Оценка направления и геологическое приложение // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 11. С. 40–47.
- Bachtadze V., Van der Voo R., Haynes F.M., Kesler S.E. Late Paleozoic magnetization of mineralized and unmineralized Ordovician carbonated from east Tennessee: Evidence for a post-ore chemical event // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 14165–14176.
- Bethke C.M., Marshak S. Brine migration across North America the late tectonics of groundwater // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1990. Vol. 18. P. 287-315.
- Chen D.L., Schmidt V.A. Paleomagnetism of the Middle Mississippian Greenbrier Group in West Virginia, USA // Plate reconstructions from Paleozoic paleomagnetism. Wash. (D.C.): AGU, 1984. P. 48-62. (Geodynam. Ser.; Vol. 12).
- Elmore R.D., Dunn W., Peck C. Absolute dating of a diagenetic event using paleomagnetic analysis // Geology. 1989.
- Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. London, 1953. Vol. 217. P. 295-305.
- Kent D.V. Thermoviscous remagnetizsation on some Appalachian limestones // Geophys. Res. Lett. 1985. Vol. 12, N 12. P. 805-808.
- Kent D.V. Further paleomagnetic evidence for oroclinal rotation in the central folded Appalachians from the Bloomsburg and Mauch Chunk formations // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 749–760.
- Kent D.V., Opdyke N.D. Multicomponent magnetization from the Mississippian Mauch Chunk formation of the Central Appalachians and their tectonic implications // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5371-5183.
- Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
- McCabe C., Elmore R.D. The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America // Rev. Geophys. 1989. Vol. 27, N 4. P. 471-494.
- McCabe C., Van der Voo R., Peacor D.R., Scotese C.R., Freeman R. Diagenetic Magnetic carriers ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary carbonates // Geology. 1983. Vol. 11. P. 221-223.
- McClelland-Brown E. Palaeomagnetic studies of fold development and propagation in the Pembrokeshire Old Red Sandstone // Tectonophysics. 1983. Vol. 98. P. 131-149.
- McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1964. Vol. 8. P. 338-340.
- McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Ibid. 1981. Vol. 67. P. 53-58.
- Miller J.D., Kent D.V. Synfolding and prefolding magnetizations in the Upper Devonian Catskill formation of the Eastern Pennsylvania: Implications for the tectonic history of Acadia // J. Geophys. Res. 1986a. Vol. 91. P. 12791-12803.
- Miller J.D., Kent D.V. Paleomagnetism of the Upper Devonian Catskill formation from the southern limb of the Pennsylvania salient: Possible evidence for oroclinal rotation // Geophys. Res. Lett. 1986b. Vol. 13. P. 1173-1176.

- Miller J.D., Kent D.V. Paleomagnetism of the Siluro-Devonian Andreas Redbeds: Evidence for an Early Devonian supercontinent? // Geology. 1988. Vol. 16. P. 195-195.
- Perroud H., Van der Voo R. Secondary magnetization from the Clinton-type iron ores of the Silurian Red Mountain Formation, Alabama // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 391–399.
- Scotese C.R., Van der Voo R., McCabe C. Paleomagnetism of the upper Silurian and lower Devonian carbonates of New York State: Evidence for secondary magnetizations residing in magnetite // Phys. Earth and Planet. Inter. 1982. Vol. 30. P. 385-395.
- Stamatakos J., Hirt A.M. Paleomagnetic considerations of the development of the Pennsylvania salient in the central Appalachians // Tectonophysics. 1994. Vol. 231. P. 237-255.
- Stamatakos J., Hirt A.M., Lowrie W. The age and timing of folding in the central Appalachians from paleomagnetic results // Bull. Geol. Soc. Amer. 1996. Vol. 7. P. 815-829.
- Stead R.J., Kodama K.P. Paleomagnetism of the Cambrian rocks of the Great Valley of east-central Pennsylvania: Fold test constraints on the age of magnetization // Plate reconstructions from Paleozoic paleomagnetism. Wash. (D.C.): AGU, 1984. P. 120–130. (Geodynam. Ser.; Vol. 12).
- Tauxe L., Watson G.S. The fold test: An eigen analysis approach // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. P. 331-341.
- Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1993. 411 p.
- Van der Voo R., French R.B. Paleomagnetism of the Late Ordovician Juniata Formation and the remagnetization hypothesis // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 5796-5802.
- Watts D.R., Van der Voo R., French R.B. Paleomagnetic results from the Ordovician Moccasin, Bays, and Chapman Ridge Formation of the Valley and Ridge Province, eastern Tennessee // Ibid. 1979. Vol. 84. P. 645–655.

# ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

# ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ И УГЛЕВОДОРОДНОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

## Б.М. Валяев

Институт проблем нефти и газа

### введение

Пятидесятые годы этого столетия оказались началом тех изменений, которые завершились обновлением идейного багажа целого ряда областей геологии. Достаточно отметить концепцию глубинных разломов А.В. Пейве. Работы П.Н. Кропоткина, опубликованные в те годы, оказали существенное влияние в смене фиксистской парадигмы на мобилистскую в геотектонике и в возрождении идей неорганического генезиса нефти и газа в рамках выдвинутой им концепции углеводородной дегазации Земли.

Основные элементы новых построений по глубинному генезису углеводородов были изложены П.Н. Кропоткиным в двух статьях, опубликованных в 1955 г., и расширены идейно в статье 1959 г. В этих работах [Кропоткин, 1955а, б; 1959] акцентировалась внимание на отсутствие корреляций в распространении крупных скоплений нефти со специфическими комплексами пород - "нефтематеринскими свитами" и аргументировался вывод об аформационности нефти. Решающая роль в контроле скоплений углеводородов отводилась разломам и флексурно-сбросовым зоам. Был подчеркнут примат вертикальной миграции и сквозной вертикальной диапазон нефтегазоносности осадочного разреза (вплоть до фундамента). Многопластовость месторождений в разрезе П.Н. Кропоткиным была увязана с их приуроченностью к той трубе дегазации, по которой происходил переток в разрезе стратисферы глубинных углеводородов, поступавших снизу через фундамент из мантии Земли. Важным аргументом в пользу именно вторжения глубинных углеводородов в осадочный разрез для П.Н. Кропоткина являлась аномальность пластовых давлений в залежах нефти и газа, нарастающая с глубиной [Кропоткин, Валяев, 1965] и связанная, по его мнению, с природой самих пластовых флюидов, избыточными давлениями, привнесенными ими при перетоках с больших глубин. Различие ареалов интенсивного молодого вулканизма и магматизма и распространения нефтегазовых скоплений привело П.Н. Кропоткина к выводам о связи процессов нефтегазонакопления с особым типом глубинной дегазации, дегазацией амагматической, "холодной", углеводородной (магматическая дегазация, как известно, по преобладанию компонентов во флюндной фазе, является водно-углекислой). В статье 1959 г. П.Н. Кропоткин развил еще один важный тезис своих новых построений. В противовес общей идее органической теории "нефть из жизни" он выдвинул противоположный тезис "жизнь из нефти", который вполне гармонировал со взглядами на происхождение жизни академика А.И. Опарина, получившими позднее полное признание.

Новые построения П.Н. Кропоткина имели широкий резонанс, получили поддержку и развитие среди геологов широкого профиля. П.Н. Кропоткин возглавил три всесоюзных совещания по проблеме "Дегазации Земли и геотектоника", прошедших в 1976 г., 1985 и 1991 г. Автору этой статьи посчастливилось на протяжении почти трех десятилетий участвовать под руководством П.Н. Кропоткина в развитии идей глубинного генезиса нефти в аспекте углеводородной дегазации Земли, защитить кандидатскую и докторскую диссертации [Валяев, 1970, 1987], быть соавтором его работ по этой тематике.

В самые последние годы в результате исследования дна Мирового океана и разбуривания глубоких недр нефтегазоносных бассейнов, при мониторинге атмосферы получены важные новые данные о природе нефти, геологической значимости и грандиозных масштабах углеводородной дегазации, подтверждающие идеи П.Н. Кропоткина, сформулированные им в результате опережающего междисциплинарного научного синтеза сорок лет назад.

В этой статье с учетом новейших материалов будет показано современное состояние проблем глубинного генезиса нефти и газа и углеводородной дегазации Земли. В ретроспективном плане представляется интересным также посмотреть отражение выдвинутых П.Н. Кропоткиным идей в эволюции представлений об органическом генезисе нефти и газа и практике поисковых работ. Однако, в связи с ограниченным объемом статьи, акцент будет сделан на тектонических аспектах, тектоническом контроле нефтегазонакопления и углеводородной дегазации Земли.

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И "ТРУБЫ ДЕГАЗАЦИИ" В СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Идея о связи размещения месторождений нефти с крупнейшими разломами, трещинами земной коры не нова; она использовалась еще Д.И. Менделеевым в конце прошлого века при аргументации своих построений по неорганическому происхождению углеводородов (карбидная гипотеза). Однако такого рода дислокации рассматривались тогда как редкие, уникальные структуры, протягивающиеся у подножия горных хребтов (Кавказ, Аппалачи), на границе с равнинными территориями. Вдоль этих же направлений крупнейших расколов располагались немногочисленные и неглубокозалегающие (до 1000 м) нефтяные месторождения, открытые к началу нынешнего столетия. На основании синтеза данных по геологическому строению и нефтегазоносности не только предгорных, но и платформенных территорий, разбуренных к 1955 г. за рубежом уже до глубин 4-5 км, П.Н. Кропоткин постулировал универсальный характер связи месторождений нефти и газа с разломами и флексурно-сбросовыми зонами фундамента. Это заключение носило опережающий характер. Признание учения А.В. Пейве о глубинных разломах, представлении о широком распространении глубинных разломов в фундаменте платформенных территорий было еще далеко впереди.

Контролирующая роль разрывных нарушений по отношению к скоплениям углеводородов у П.Н. Кропоткина выражалась прежде всего в том, что разломы служили каналами вторжения глубинных (мантийных) углеводородов в осадочный разрез. В качестве наиболее наглядных подтверждений глубинной природы вторгающихся углеводородов П.Н. Кропоткин рассматривал распространение залежей нефти и газа в широком стратиграфическом диапазоне осадочного разреза, вниз вплоть до базальных горизонтов и кристаллического фундамента в связи с конкретными разрывными нарушениями (например, цепочки месторождений вдоль флексурно-сбросовых зон на бортах Прилятского, Днепровско-Донецкого, Суэцкого грабенообразных прогибов), с глубинными разломами Жигулей, Кинельских и Серноводско-Абдулинских дислокаций и др. [Кропоткин, 1955; Кропоткин и др., 1971; и др.]. Сквозной характер нефтегазоносности осадочного разреза, П.Н. Кропоткин



Рис. 1. Труба дегазации (по [Кропоткин, 1985])

А – схема (разрез) многоэтажного месторождения с залежами нефти, конденсата и газа, внутри контура трубы дегазации; Б – типичная картина изменения пластового давления, аномально высокие значения которого связаны с вторжением глубинных сжатых газов

I – фундамент; 2 – водоупорные горизонты и другие покрышки нефтегазовых залежей (барьеры на пути миграции углеводородов); 3 – разломы; 4 – нефть; 5 – газ; 6 – конденсат; 7 – внешний контур трубы дегазации; 8 – пластовое давление во флюндно-газовой фазе на вертикальном сечении (XX) посередине зоны геохимической аномалии, характеризуемой восстановительным режимом; 9 – основные направления миграции углеводородов

назвал **правилом Кудрявцева**, хотя приоритет в формулировке этого правила принадлежит самому П.Н. Кропоткину. По расположению залежей, а также нефтеи газопроявлений в многопластовых месторождениях П.Н. Кропоткин очерчивал почти вертикально расположенную **трубу дегазации** (рис. 1), по которой из глубины поднимаются углеводородные флюиды и газы (Кропоткин, 1955).

В более поздних работах аргументация вторжения и глубинной природы углеводородов, формирующих скопления в трубах дегазации по осадочному разрезу, была расширена. Так подчеркивалось, что внутри трубы дегазации "наблюдаются следы миграции, крупные и мелкие залежи нефти, газа и конденсата в пределах ловушек, максимальное содержание метана в подземных водах, аномально высокое пластовое давление, связанное с вторжением глубинных сжатых газов, округлые в плане геохимические и температурные аномалии – явные следы движения углеводородных газов. Наличие субвертикальных кольцеобразных геохимических и геофизических аномалий, в которых зона вторжения углеводородов характеризуется в глинистых породах покрышки газонасыщенностью и битуминозностью, уменьшением скорости упругих волн и плотности, используется как критерий прямых поисков месторождений нефти. Недавно этот метод был разработан Е.В. Карусом, М.А. Киричек, А.В. Петуховым и Л.М. Зорькиным и др. [35]. "При таком изменении химизма пород вблизи канала дегазации образуется зона с восстановленным режимом, которая в дальнейшем предохраняет мигрирующие по ней углеводороды от окисления в верхних слоях осадочного чехла" [Кропоткин, 1985. С. 6, 7]. Первоначально же в качестве основных аргументов в пользу глубинной природы вторгающихся в чехол углеводородов использовались нефтегазоносность базальных гори-



Рис. 2. Уренгойское месторождение как труба дегазации. Модель формирования многопластового многофазного месторождения углеводородов (по [Кругликов, Нелюбин, 1982])

1 – проницаемые водонасыщенные отложения; 2 – флюидоупоры; 3 – дизъюнктивные нарушения; 4 – трещиноватость; 5 – залежь "сухого" газа; 6 – остаточная нефтенасыщенность; 7 – залежи газоконденсата; 8 – остаточная конденсатонасыщенность; 9–12 – нефть: 9 – средней плотности, нафтеновометановая, 10 – "тяжелая", нафтеновая, 11 – конденсатная в оторочках, 12 – конденсатная в зоне смешения с нефтью средней плотности; 13 – остаточная газонасыщенность; 14 – локальная концентрация гидратов; 15 – углеводородные газы: а – в нефтенасыщенной части залежи, 6 – в зоне гипергенеза; 16–18 – направление миграции: 16 – нефти, 17 – "сухого" газа, 18 – нефтегазоконденсатного раствора

зонтов осадочного разреза и пород фундамента [Кропоткин, Шахворстова, 1959] и аномально высокие пластовые давления [Кропоткин, Валяев, 1965], на основании результатов обобщения мировых данных.

В качестве одного из ярких примеров проявления трубы дегазации П.Н. Кропоткин [1990] ссылался на приразломное Харьягинское месторождение (Тимано-Печерская провинция), в котором 35 нефтяных залежей приурочены к горизонтам от нижнего триаса до среднего девона. Можно дополнительно привести не менее впечатляющие примеры по материалам нефтегазоносности Западной Сибири. Так, на Уренгое только в отложениях нижнего мела обнаружено более тридцати газоконденсатных залежей. На Северном Уренгое в интервале 2040-3280 м в 30 пластах нижнемеловых и верхнеюрских отложений открыто 45 залежей. Содержание газоконденсата закономерно растет вниз по разрезу до 400 г/м<sup>3</sup>, так что у восьми нижних залежей появляются нефтяные оторочки, а три самых нижних относятся уже к чисто нефтяным залежам. С учетом расположенных выше гигантских газовых залежей в сеномане и газогидратных скоплений над ними действительно весь осадочный разрез от фундамента до подошвы деградирующей вечной мерзлоты оказывается насыщен дифференциатами глубинных углеводородно-водных флюидов. Прекрасная модель трубы дегазации, прототипом которой послужил Уренгой, содержится в работе Н.М. Кругликова и В.В. Нелюбина [1992] и воспроизведена ниже (рис. 2). Концентрация залежей по вертикали в разрезе юрских, нижнемеловых, верхнемеловых и даже четвертичных отложений этого многопластового и многофазного (нефть, газоконденсат, газ, газогидраты месторождений) удивительна. В формировании и сохранности залежей, особенно гигантских скоплений газа в сеноманских отложениях, важную роль сыграла и необычная региональная приповерхностная покрышка вечномерзлых пород.

Вообще роль региональных покрышек в распределении по разрезу залежей, формирующихся за счет вторжения глубинных углеводородов, часто оказывается решающей. В пределах той же Западной Сибири основные нефтеносные пласты с востока на запад из неокомских (Среднее Приобье) смещаются в верхнеюрские отложения, в образования промежуточного комплекса и фундамента (Красноленинский свод), в связи с перемещением вниз по разрезу нижней региональной покрышки. Новые методы высокоточной объемной сейсморазведки позволили проследить подводящие каналы (солитоны Р.М. Бембеля) глубинных углеводородов к наиболее трещиноватым и продуктивным участкам аргиллитов баженовского горизонта и показали отсутствие каналов и скоплений углеводородов выше по разрезу (Салымская зона).

Определяющая роль нижней в осадочном разрезе региональной покрышки с особой очевидностью проступает в бортовых зонах Прикаспийской впадины. Здесь эта роль выпадает на соленосный кунгур. Ввиду высокой изолирующей способности этой покрышки, локализованные потоки глубинных углеводородов не смогли во многих случаях в полной мере проявиться выше по разрезу. В мезозойских отложениях промышленные скопления нефти и газа в таких участках не обнаруживаются. Скапливающиеся под региональной покрышкой глубинные углеводородно-водные флюиды способствовали процессам выщелачивания и деформации карбонатных пород верхнего девона, нижнего и среднего карбона и формированию в них локально развитых высокоемких вторичных трещинно-кавернозно-пористых резервуаров (месторождения Тенгиз, Астраханское, Карачаганак и др.).

В качестве примера можно рассмотреть месторождение Тенгиз, на котором вторжение глубинных углеводородов проявляется очень ярко. Месторождение ассоциируется с органогенной рифовой постройкой турнейско-раннебашкирского возраста размером 26×20 км и высотой 1200 м, которая входит в состав Каратонско-Тенгизского карбонатного массива (размеры в плане 150 × 120 км при общей высоте 2200 м), нижний этаж которого сложен карбонатными породами девонского возраста. Высота этажа нефтегазоносности на Тенгизе превышает 1500 м. Коллекторские свойства продуктивных известняков сильно изменяются по площади и разрезу, причем основная полезная емкость резервуаров связана с вторичными порами и кавернами. По всему разрезу развиты открытые субвертикальные и субгоризонтальные трещины. Полости трещин и каверн отличаются гидрофобностью. Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются склоны структуры, т.е. участки максимальных напряжений и деформаций. Пластовые давления на глубинах 4–5 км изменяются от 83 до 91 МПа, с превышением (аномалийностью) гидростатических давлений до двух раз. Очень высока газонасыщенность нефти – до 600 м<sup>3</sup>/т и, естественно, низка ее плотность в пластовых условиях (менее 0,63 г/см<sup>3</sup>). Состав пластовой смеси изменяется по площали и разрезу месторождения. Во многом сходны с месторождением Тенгиз и другие гигантские месторождения Прикаспия – Астраханское, Карачаганак, Оренбургское.

Как отражение вторжения углеводородных флюидов с большой глубины можно рассматривать комплекс других аномалий, связанных с месторождениями. Температурные аномалии достигают иногда десятков градусов по отношению к фону. Помимо углеводородов, для подсолевых залежей характерны аномальные содержания неуглеводородных глубинных газов – CO<sub>2</sub> до 18,6%, H<sub>2</sub>S до 28%. К другим аномалиям относятся значительные содержания целого спектра металлов, включая благородные, редкоземельные и радиоактивные. Достаточно специфичен и аномальный изотопно-химический облик конденсационных опресненных вод в оторочках залежей. С ростом глубины нахождения углеводородов всякого рода аномалии в залежах по отношению к фону возрастают (температуры, давления, газонасыщенность нефтей и вод и др.). В резервуаре и в окружении залежей проявляются типично гидротермальные минералы (кварц, сульфиды, диккит и др.), образование которых не могло произойти в условиях фонового катагенеза. Регионально выдержанных первичных или вторичных коллекторов в подсолевых отложениях Прикаспия не находится. Ясно, что латеральная миграция в этих комплексах крайне ограничена (если вообще возможна). Следовательно, подсолевые скопления легких высокогазонасыщенных нефтей и газоконденсатов маркируют собою один из уровней вторжения локализованных потоков глубинных углеводородных и углеводородно-водных флюидов. Сами гигантские скопления углеводородов можно рассматривать в качестве специфических вторичных флюидизированных аккумуляционных очагов (ФАО) – своеобразных аналогов приповерхностных магматических очагов современных действующих вулканов. Такая аналогия вполне правомерна, если принять во внимание аномальные параметры гигантских подсолевых скоплений углеводородов Прикаспия, запасы которых исчисляются миллиардами тонн нефти и триллионами кубометров газа.

## ИНЪЕКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ПОТОКОВ, ПЕРЕТОКОВ, РАЗГРУЗОК И СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

За последние десятилетия получены принципиально новые данные об условиях залегания, масштабах скоплений и закономерностях размещения газогидратов в акватории Мирового океана. Гидраты газов – это, в сущности, кристаллы льда, решетка которых разрыхлена за счет пустот, заполненных молекулами газа (обычно метана). Они образуются и сохраняются от 0 до 15–20°С. С учетом температур придонных вод и термического градиента зона стабильности газогидратов (ЗСГ) в Мировом океане теоретически должна распространяться в осадочных образованиях от поверхности дна до глубин 500–800 м и более, за исключением мелководных участков с глубиной вод менее 500–300 м. Первые прогнозы гидратоносности дна





Рис. 3. Связь скоплений газогидратов и подгидратных газов с инъекционными структурами: диапирами, VAMP's [Dillon et al., 1993; Scholl et al., 1993]

А – фрагмент сейсмоакустического профиля (стрелки – VAMP's); Б – VAMP's по сейсмическим данным; В – фрагмент сейсмоакустического профиля и его интерпретация (1 – скопления газогидратов; 2 – подгидратные скопления свободных газов)

океана базировались на предположениях о решающем вкладе в образование газогидратов биохимического метана и прогнозировалось почти повсеместное распространение газогидратов в Мировом океане. Из этих предпосылок запасы метана в газогидратах оценивались для дна окена в  $(5-25) \cdot 10^{18}$  м<sup>3</sup> [Трофимук и др., 1975]. В дальнейшем выяснилось, что на большей части площади дна Мирового океана условия для накопления газогидратов неблагоприятны. Однако и по пессимистическим прогнозам запасы метана в газогидратах для дна океана оценивались достаточно высоко в  $1 \cdot 10^{16}$  м<sup>3</sup> [Якуцени, 1991]. По мнению К. Квенволдена [1993], наиболее вероятное значение этой цифры ~  $2 \cdot 10^{16}$  м<sup>3</sup>.

Разрешающая способность сейсмоакустической информации для выделения в геофизическом разрезе слоев, в различной мере насыщенных газогидратами, а также нередко залегающих под ними скоплений свободных газов (подгидратные залежи), оказалась очень высокой. Для выделения газогидратных своев используют три основных критерия: псевдодонные отражения (BSR); "светлые пятна" (blanking), связанные с уменьшением амплитуды сейсмических волн; скачкообразное снижение скорости сейсмических волн (инверсия) на границе BSR. BSR маркирует нижнюю границу зоны стабильности газогидратов. Заполнение газогидратами порового пространства осадков выше BSR приводит к повышению скорости сейсмических волн примерно вдвое, до 3,3 км/с. При образовании подгидратных залежей свободных газов ниже BSR скорости сейсмических волн, напротив, снижаются до значений менее 1,5 км/с, характерных для водонасыщенных осадков. Этой инверсией скоростей объясняются отчетливые границы в подошве гидратосодержащих слоев (BSR) на сейсмозаписях. Величина уменьшения амплитуды (blanking) сейсмических волн в интервале гидратосодержащих слоев оказалась столь ясно коррелирующейся с гидратонасыщенностью осадков, что эта характеристика используется в качестве критерия для оценки гидратонасыщенности.

В последние годы было твердо установлено не сплошное, а спорадическое, дискретное насыщение газогидратами верхних слоев осадков дна океана выше BSR.



Рис. 4. Распределение гидратов газа и их признаков в приповерхностных отложениях дна Мирового океана (по данным [Гинсбург, Соловьев 1994])

Исследования, выполненные в Беринговом море [Scholl, Hart, 1993], показали, что "пятна" гидратосодержащих пород встречаются здесь только в пределах своеобразных вертикальных цилиндрических структур (рис. 3), сейсмические отражения в пределах которых характеризуются аномалиями скоростей (V) и амплитуд (AMP) акустических волн (сокращенно VAMP's). В пределах этих структур для пород характерно псевдонарушенное залегание ("проседание" осадков). Помимо перечисленных аномалий и гидратонасыщенности слоев осадков выше BSR, для многих VAMP's характерны вертикальные перетоки и разгрузки на дне океанов углеводородных газов. В глубоководной части (3,7-4 км) Берингова моря уже обнаружено свыше 12000 VAMP's. С учетом сейсмической информации о мощностях гидратосодержащих пород и степени их гидратонасыщенности подсчитаны запасы метана в газогидратах для крупных VAMP's. Они составили примерно 8 млрд м<sup>3</sup> на одну структуру и свыше 26 трлн м<sup>3</sup> на все 12000 выявленных на Беринговом море VAMP's. Запасы метана в обычных подгидратных залежах газа оказались меньше -5,7 трлн м<sup>3</sup>. Следует отметить, что гидратонасыщенность верхнего слоя осадков возрастает вниз по разрезу и у границы BSR достигает в некоторых VAMP's 45-50%, образуя в результате массивные скопления газогидратов.

Характер залегания и закономерности распространения газогидратов в приповерхностном слое осадков континентального Атлантического склона (США) оказался существенно иным. В этой части акватории океана столь ярко выраженных и многочисленных структур VAMP's не было обнаружено. Однако и здесь гидратонасыщенность верхнего слоя осадков над BSR изменяется в широких пределах от 0 до 90%, вне четкой связи с мощностью этого слоя, в основном при глубинах вод от 2 до 4 км. Три участка повышенных мощностей гидратонасыщенных пород в верхнем слое приурочены к депоцентрам повышенных суммарных мощностей осадочных пород. Четвертая аномалия приурочена к цепи диапировых (соленосных?) структур, контролируемых линейной зоной глубинных разломов. Над диапировыми поднятиями в основании газогидратного слоя располагаются скопления свободных газов (рис. 3). Только в пределах поднятия Blake ridge на площади в 3000 км<sup>2</sup> запасы метана оцениваются в 18 трлн м<sup>3</sup> (Dillon et al., 1993).

В целом, как теперь выяснилось [Гинсбург, Соловьев, 1994; и др.], скопления газогидратов под дном океана распространены крайне неравномерно, дискретно (рис. 4). Вмещающими скопления газогидратов обычно служат обводненные неконсолидированные осадочные отложения, не содержащие в своем разрезе изолирующих покрышек, в связи с чем латеральная миграция углеводородов исключается. Перетоки углеводородных флюидов возможны, в основном, по вертикали, а сами скопления газогидратов вверху маркируют каналы перетоков, связанные с разрывными нарушениями в консолидированных породах, подстилающих рыхлые осадки. В консолидированных породах каналы перетоков углеводородных флюидов не обязательно будут иметь близвертикальную ориентировку. В зонах крупнейших поддвигов (субдукции) развиваются многочисленные субгоризонтальные поверхности срыва. В пределах аккреционных комплексов они становятся наклонными и ветвистыми, приобретая вблизи поверхности вертикальную ориентировку. Соответственно, усложняется и морфология труб дегазации.

Взаимодействие потоков флюидов с минеральным каркасом резко отличается в сцементированных породах и неконсолидированных осадках. При наиболее интенсивных перетоках вод и газов в разрезе в движение вовлекаются и сами осадки – формируются диапировые структуры. При менее интенсивных разгрузках флюидов на сейсмоакустических разрезах проявляются "вампы" (VAMP's структуры), представляющие собой специфическую разновидность зачаточных инъекционных структур, сходную с описанными П.П. Иванчуком [1994] "гидровулканами". Таким образом, при тектонической активизации в пределах инъекционных структур разного типа формируются и обновляются каналы перетоков и разгрузки глубинных флюидов. Эти каналы, как и каналы в зонах разломов и трещиноватости, также являются своеобразными элементами труб дегазации. Если поток глубинных углеводородных флюидов не перехватывается полностью для формирования газогидратов или газогидраты под данным участком дна океана не формируются, в придонном слое вод фиксируются выходы (seeps) нефти и газа разной интенсивности, так называемые "белые курильщики", "факелы" и др.

За последние годы, помимо нашумевших "черных курильщиков" рифтовых зон COX, в акватории океана выявлено в сотни раз больше разгрузок углеводородных газов, не связанных напрямую с магматическими или гидротермальными процессами. Только в Черном море уже известно свыше трехсот полей разгрузок углеводородных газов, частично в ассоциации с диапировыми структурами и грязевыми вулканами. Выходы углеводородных газов обычно сопровождаются разгрузками теплых вод. Морфологически они чаще всего выражены в рельефе дна холмами или округлыми впадинами – "оспинами" (pork-mark), диаметром от нескольких метров до сотен метров. На сейсмоакустических разрезах впечатляюще выглядят факелы пузырей газа, прослеживающиеся в воде от дна вверх на несколько сот метров, иногда вплоть до водной поверхности. Со многими разгрузками углеводородных газов ассоциируются реальные скопления газогидратов, выявленные в последние годы как при отборе грунтовых колонок, так и при глубоководном разбуривании дна океана. В южном Каспии газогидраты обнаружены на нескольких грязевых вулканах [Гинсбург, Соловьев, 1994].

Реальность нахождения газогидратов в Западной Атлантике подтверждена бурением глубоководной скв. 533. Наибольшее количество находок газогидратов было в разрезах глубоководных скважин, пробуренных в Центрально-Американском желобе при глубине воды от 1698 до 5478 м. Рекордной по количеству обнаруженных включений газогидратов оказалась скв. 570. В разрезе этой скважины изотопный состав углерода  $\delta^{13}$ С метана быстро утяжеляется вниз по разрезу от -70 до -60 и -50‰. Геологическая обстановка свидетельствует в пользу вертикальных перетоков метана как здесь, так и в южном Каспии, Мексиканском и Калифорнийском заливах, где значения δ<sup>13</sup>C утяжеляются до -42‰. Формально изотопно-геохимические данные для метана в скоплениях газогидратов допускают трактовку его генезиса за счет процессов катагенеза органического вещества. Однако связь формирования скоплений газогидратов с разгрузками глубинных углеводородов подкрепляется не только данными изотопной геохимии углерода и водорода метана, но и близостью пространственного размещения скоплений газогидратов с разгрузками углеводородов на дне океана. Последний вывод можно подкрепить совмещением карт-схем размещения скоплений газогидратов и разгрузок углеводородов [Гинзбург. Соловьев, 1994]. Па и масштабы отдельных скоплений газогидратов и совокупность их ресурсов (тысячи трлн м<sup>3</sup>), формирование их за короткий отрезок геологического времени в неблагоприятных для масштабной генерации углеводородов обстановках, не оставляют иного объяснения генезиса метана в скоплениях газогидрата, кроме глубинного.

Ранее нами [Кропоткин, Валяев, 1981] был рассмотрен механизм (геодинамика) грязевулканической деятельности на суше. Были показаны парагенетический характер связи грязевулканической деятельности с нефтегазонакоплением (с залежами углеводородов), взаимосвязь поверхностных и глубинных тектонических подвижек, взаимосвязь и одновременность деформационных процессов с пропитыванием разреза осадочных пород эманациями, параллельное формирование диапировых (инъекционных) структур и скоплений углеводородов с эпизодами грязевулканической деятельности за счет энергии вторгающихся глубинных флюидов. В сущности, подобными же процессами оказываются охвачены и неконсолидированные осадки дна океана, начиная уже со стадии диагенеза. Как и в случае с грязевыми вулканами суши, может иметь место сквозная разгрузка углеводородов, но не в атмосферу, а в придонные слои вод океана. При создании аноксидных обстановок в придонных слоях полуизолированных морских водоемов разгрузки глубинных углеводородов, эндоорганических и эндоэлементоорганических соединений могут оказать решающее влияние на формирование осадков и отложений, обогащенных хемосинтетическим органическим веществом и набором специфических минералов и металлов, характерных для классических "нефтематеринских" свит – баженитов, доманикитов и т.п. (Кропоткин, Валяев, 1991; Чудецкий, 1991; и др.).

Приведенная выше интерпретация новых данных по гидратоносности и разгрузкам углеводородов на дне океана показывает, что трубы дегазации могут выглядеть весьма специфично, в зависимости от характера (степени диагенетических и катагенетических преобразований, набора пород, их дислоцированности и др.) разреза. Можно прийти к весьма ошибочным заключениям о генезисе углеводородов на основании использования только данных изотопного состава углерода газов и нефтей, без учета геологических данных о залегании скоплений углеводородов, гетерогенности источников глубинного углерода. В недавно опубликованных работах мы останавливались на изотопно-геохимических аспектах генезиса углеводородов более подробно [Валяев, 1997; Валяев, Титков, 1997]. Материалы этих работ поддерживают представления о глубинном генезисе углеводородов, разгружающихся локализованными потоками в разного рода инъекционных структурах на дне океанов и морей и формирующих необычные скопления углеводородов (газогидраты и др.) в приповерхностных осадках и отложениях. Кстати, и нахождение в породах с низкой катагенетической преобразованностью необычных залежей "незрелых" нефтей, "биохимического" метана, изотопно-тяжелых "позднекатагенетических" газов также связано с вторжением глубинных углеводородов.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ УГЛЕВОДОРОДНОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Еще в публикациях 1955 г. П.Н. Кропоткин выделил два типа дегазации Земли. В "горячем" варианте дегазации, связанном с магматическими процессами и очагами, углеводороды не сохраняются, окисляясь до углекислоты и воды. Этот "тип дифференциации флюидно-газовой фазы при ее движении из недр Земли связан с зонами, где тектонические и магматические процессы идут с большей напряженностью... Другой тип дифференциации, по-видимому, не связан с возникновением магмы. Это эманационная дифференциация... Она сопровождает слабые, гораздо менее напряженные тектонические процессы... Здесь мы видим, главным образом, азот и метан... Естественно связать образование нефти и газа именно с процессом эманационной дифференциации" (Кропоткин, 1955а. С. 118). Имелся в виду "холодный" вариант дегазации недр. Позднее отмечалось, что глубинные разломы потому и могут быть каналами крупномасштабной углеводородной дегазации, что "способны дренировать огромные по своему объему области верхней мантии" (Кропоткин, Валяев, 1979. С. 258). В своих публикациях последних лет П.Н. Кропоткин [1985, 1990, 1995; и др.] делал упор на преобладание восстановительных условий ("редуктосфера") в объеме Земли и, следовательно, преобладание восстановленных газов (водород, углеводороды) за пределами "оксисферы", распространенной лишь до глубин в несколько километров от поверхности Земли. Для обоснования этих построений П.Н. Кропоткин использовал и новейшие публикации по разгрузкам газов через крупнейшие разломы дна океана на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Калифорнийской заливе, желобе Кайман, Филиппинском море, впадине Лау. Однако, истинные масштабы углеводородной дегазации Земли через дно океана и разгрузок метана в атмосферу на суше, их структурно-тектоническая приуроченность с полной отчетливостью определились лишь в самые последние годы и на них следует остановиться подробно. Теперь уже существование углеводородной ветви дегазации Земли, ее сопоставимость по масштабам с ветвью углекислой глубинной дегазации получает надежное обоснование, как и вывод о связи формирования разнообразных скоплений углеводородов с разгрузками глубинных углеводородных газов, углеводородной ветвью дегазации Земли [Валяев, 1994, 1997].

В плане идей П.Н. Кропоткина о глубинном, мантийном генезисе углеводородов важное значение приобретает выяснение специфики эндогенных режимов и обстановок, с которыми связана крупномасштабная генерация углеводородов. Эти вопросы рассматривались специально в одной из наших публикаций [Кропоткин, Валяев, 1985]. До последнего времени этот важный аспект глубинного генезиса не привлек пристального внимания. В развитие идей П.Н. Кропоткина автор пытался подойти к решению этих вопросов на базе анализа тектонического контроля зональности процессов глубинной дегазации Земли и нефтегазонакопления [Валяев, 1987]. 1987]. Новые материалы позволяют вернуться к дальнейшей разработке этих важных вопросов.

После открытия "черных курильщиков" до настоящего времени в сознание многих геологов внедряется мысль о громадных масштабах разгрузок углеводородов в зонах срединно-океанических хребтов (COX), в связи с магматическими и гидротермальными процессами в рифтовых зонах океана. Однако во всех "черных курильщиках" в составе разгружающихся газов доминирует углекислота (> 99%), и часто количество водорода превышает количество метана. Это хорошо отразилось в оценках суммарных количеств и состава газов, сбрасываемых в COX: метана лишь 160 млн м<sup>3</sup>/год, а водорода 1,3 млрд м<sup>3</sup>/год. Разгрузка углекислоты в рифтовых зонах COX оценивается в 4  $\cdot$  10<sup>14</sup> г/год по углероду, т.е. превышает количества водорода в сотни, а метана – в тысячи раз. С неизбежностью следует вывод о неблагоприятности глубинных обстановок в рифтовых зонах COX для сохранности, и, видимо, и генерации углеводородов. Или, иначе, режим рифтогенеза с образованием новой океанической коры, не сопровождается дегазацией глубинных углеводородов, что совершенно естественно согласуется и с магматическо-гидротермальным характером процессов дегазации в рифтовых зонах СОХ.

При рассмотрении нефтегазонакопления во взаимосвязи с процессами глубинной углеводородной дегазации ясно, что сами месторождения и крупнейшие зоны нефтегазонакопления и маркируют прямо, или в какой-то мере опосредствованно, глубинные очаги генерации. Поскольку в газогидритах зафиксированы углеводородные ресурсы на один-два порядка превышающие потенциальные и открытые запасы нефти и газа, получается, что эндогенные режимы зон гидратонакопления в наибольшей степени благоприятны для синтеза глубинных углеводородов. Из известных на сегодня данных следует, что основные скопления газогидратов приурочены к континентальному склону на пассивных окраинах материков. Эти зоны характеризуются далеко зашедшей деструкцией кристаллической части коры и их осадочный разрез подстилается корой переходного от континентального к океаническому, а иногда уже и корой океанического типа. Значительные запасы газогидратов приурочены и к активным континентальным окраинам (см. рис. 4), в особенности к приконтинентальным бортам глубоководных желобов. В случае примыкания желобов к островным вулканическим дугам скопления газогидратов обнаруживаются реже, да и интервал гидратоносности в связи с повышенным геотермическим градиентом оказывается сокращенным. Таким образом, разгрузка глубинных углеводородов приурочивается к периферии зон субдукции, к узлам пересечения зон переконтинентальных глубинных разломов с поперечными разломами, при отсутствии интенсивных проявлений магматизма и вулканизма.

Следует отметить, кроме этого, что промышленные скопления углеводородов на современных активных окраинах сосредоточены, в основном, не вблизи вулканических дуг, и не в пределах глубоководных (преддуговых) желобов. Они встречаются в задуговых бассейнах спредингового типа и оказываются связанными с процессами и эндогенными режимами побочного субдукции рифтогенеза. По количеству известных месторождений и, тем более, по запасам нефти и газа, нефтегазоносные бассейны современных активных окраин в десятки раз уступают аналогам на пассивных окраинах и внутренних частях материков.

Об эндогенном режиме генерации углеводородов можно судить и по особенностям глубинного строения тех региональных тектонических структур, с которыми связаны выявленные месторождения углеводородного сырья во внутренних частях материков. Прежде всего это прогибы и впадины рифтогенного типа (Западная Сибирь, Прикаспий, Северное море, регион Персидского залива и др.). И для этих региональных структур характерно отсутствие интенсивных проявлений магматических процессов на этапах формирования платформенного чехла, сокращенная мощность коры в наиболее погруженных участках [Кропоткин, Валяев, 1985]. Отмечались для них, также, подъем поверхности Мохо, пониженные скорости в верхах мантии ("коро-мантийная смесь"), сокращенная мощность литосферы и наличие в ее разрезе нескольких разуплотненных астеносферных слоев. Все эти особенности нередко связываются с вторжением разогретого мантийного вещества – "плюмами". Недавно М.Н. Смирнова [1997] по этим же параметрам для севера Западной Сибири показала пространственную упорядоченность в расположении гигантских газовых и газоконденсатных месторождений, обусловленную этими плюмами". Ранее Г.Е. Бойко [1982] по вариациям глубин залегания кровли астеносферы предлагал определять преимущественную нефте- или газоносность конкретных региональных тектонических структур.

Подводя итоги этого раздела можно констатировать, что интенсивным процессам глубинной углеводородной дегазации благоприятствуют условия формирования региональных тектонических структур, сопровождающихся расколами, утонением (деструкцией) консолидированной земной коры вплоть до появления "базальтовых окон", с участием мантийных "плюмов". Эта закономерность проявляется и для отдельных участков зон субдукции, прежде всего тыловых, хотя, в целом, здесь проявляются противоположные процессы наращивания новой консолидированной коры переходного и континентального типов при интенсивных проявлениях магматизма и горячей дегазации. И лишь в зонах обновления и наращивания новой океанической коры (рифтовые зоны COX), в связи с интенсивным магматизмом, проявляется водно-углекислый тип "горячей" дегазации Земли.

## ВОСПРИЯТИЕ НОВЫХ ИДЕЙ И ФАКТОВ (РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ВЗГЛЯД)

Со времени публикации первых основополагающих работ П.Н. Кропоткина [1955а,6] прошло более сорока лет. Вполне достаточный срок, чтобы оглянувшись назад, ретроспективно оценить как происходило восприятие новых идей по абиогенному генезису нефти в нефтяной геологии, или как были переосмыслены те новые факты, которые послужили основанием для выдвижения концепции углеводородной дегазации Земли.

Теоретические аспекты. В 1955 г. основные открытия нефти и газа в нефтегазоносных регионах СССР были еще впереди. О глубинном строении регионов информация была невелика и в плане региональных геофизических работ, и в плане разбуривания на глубинах более 3-3,5 км. Осадочный бассейн Западной Сибири по подошве осадочного чехла представлялся плоской чашей. После открытия в них нефти, Западная Сибирь и Парижский бассейн приводились Н.Б. Вассоевичем в качестве образцовых бассейнов, где нет разломов, вторжения глубинных углеводородов, но есть нефтяные месторождения. Вскоре последовали открытия крупнейших месторождений нефти и газа как в ряде известных, так и в новых нефтегазоносных регионах. И в каждом из них в основании (по фундаменту) были выявлены структурообразующие грабенообразные прогибы или целые системы грабенов и разломов. Отметим хотя бы Колтогорско-Уренгойский рифт в контроле гигантских газовых и газоконденсатных месторождений Западной Сибири, Центральный грабен и грабен Викинг – контролирующие нефтяные и газовые месторождения Северного моря, тоже трог Дезфул в Персидском заливе и, даже, грабен по фундаменту в основании крошечного изометричного Парижского бассейна. Однако, представления о связи месторождений нефти и газа с разломами в интерпретации сторонников глубинного генезиса углеводородов [Кудрявцев, 1963; Бескровный и др., 1963; Валяев, 1970, 1975; и др.] не встречали поддержки и признания у ведущих геологов-нефтяников. Даже В.П. Гаврилов [1975], роль разломов сводил, в основном, к контролю локальных структур в осадочном чехле, созданию дополнительной емкости и путей миграции (трещиноватость) и не рассматривал возможность вторжения абиогенных углеводородов по разломам фундамента.

Не получали широкого развития и взгляды о вторжении углеводородов глубинно-органического генезиса. В нефтегазовой геологии в рамках органической теории всегда существовали варианты высокотемпературной генерации углеводородов из органического вещества осадочных пород при их погружении в зону метаморфизма и переплавления. Быстрый триумф идей новой глобальной тектоники дал импульс к возрождению и развитию таких вариантов глубинного органического генезиса углеводородов. Действительно, рециклинг в мантию карбонатного и, особенно, органического углерода в зонах субдукции мог привести к крупномасштабной генерации глубинных углеводородов [Сорохтин и др., 1974; и др.]. Однако в нефтяной геологии получили развитие представления о связи процессов массовой генерации углеводородов в чехле с рифтогенезом, а не с зонами субдукции. Действительно, в современной глобальной тектонической структуре наиболее богатые нефтегазоносные провинции связаны не с зонами субдукции, а со структурами и процессами рифтогенеза. Вместе с тем у геологов-нефтяников сохранилось убеждение, что на глубинах более 10–15 км углеводороды не устойчивы и разлагаются до  $CO_2$  и  $H_2O$ . Поэтому с рифтогенезом обычно связываются лишь дополнительные подтоки тепла и флюидов, воздействующие на преобразование осадочных пород и генерацию нефти и газа за счет рассеянного в них органического вещества, содержащегося в этих породах.

Важное место в обосновании органического генезиса нефти и газа за счет преобразования ОВ осадочных пород в катагенезе, т.е. традиционных представлений, занимают результаты изотопно-геохимических исследований. В целом ряде опубликованных нами работ [Валяев, Титков, 1985, 1997; Валяев и Гринченко, 1985; Валяев, 1985, 1987, 1997] было показано, что имеющиеся изотопно-геохимические данные нуждаются в альтернативной интерпретации, в соответствии с которой глубинные углеводороды могут иметь как высокотемпературный (изотопно-тяжелые по  $\delta^{13}$ С и  $\delta$ D), так и низкотемпературный (изотопно-легкие по  $\delta^{13}$ С и  $\delta$ D) облик. В только что опубликованных работах Р.П. Готтих и др. [1996], Ю.Д. Пушкарева и др. [1996] с использованием ряда изотопно-геохимических систем показано, что мантийные по глубинам генерации углеводороды могут иметь корово-осадочные изотопные "метки" за счет крупномасштабных процессов рециклинга былых осадочных пород в мантию. И, наконец, в работах В.С. Зубкова и др. [1998] повторением расчетов Э.Б. Чекалюка на новом методологическом и аппаратурном уровне, подтверждена справедливость заключений Э.Б. Чекалюка [1971] о возможности синтеза углеводородов в условиях верхов мантии, и сохранения квазистабильного состояния углеводородных флюидов при их вторжении в верхние горизонты земной коры и осадочного разреза. Таким образом, глубинные углеводороды, вторгающиеся в приповерхностные горизонты, могут генерироваться в мантии как за счет первичного (ювенильного), так и вторичного (рециклического) углерода, доли которых еще окончательно не установлены. Оба эти источника вносят свой вклад в поток глубинных углеводородов, углеводородную ветвь дегазации Земли.

Два последних десятилетия привели не только к выявлению масштабов углеводородной дегазации Земли в пределах порядка величин n · 10<sup>13</sup>-n · 10<sup>14</sup> г/год [Войтов, 1979, 1986; Валяев, 1985, 1987, 1994]. Теперь уже надежно установлено, что масштабы углеводородной и углекислой ветвей глубинной дегазации Земли сопоставимы по масштабам [Валяев, 1997]. Попадая в атмосферу и гидросферу глубинные углеводороды (прежде всего метан) быстро разрушаются и перерабатываются, пополняя резервуар углерода в этих оболочках, главным образом, в виде СО2. Как следует из вышеприведенных данных по газогидратам, именно при их образовании в придонных слоях океана происходит перехват локализированных потоков глубинного метана (изотопно-геохимические данные подтверждают глубинный генезис CH<sub>4</sub>). Если учесть, что образование газогидратов в количестве  $1 \cdot 10^{19}$  г [Kvenvolden, 1993] произошло в течение нескольких миллионов лет, получается, что вынос глубинного метана шел со скоростью 10<sup>12</sup>-10<sup>13</sup> г/год (по углероду). Естественно, полный поток глубинного метана через дно океана должен значительно (во много раз) превосходить эту величину, т.е. находиться в интервале 10<sup>13</sup> · 10<sup>14</sup> г/год. По данным мониторинга атмосферы, ежегодное поступление метана составляет  $1 \cdot 10^{15}$  г/год, при общем содержании метана в атмосфере  $5 \cdot 10^{15}$  г по углероду [Войтов, 1986]. С учетом данных по изотопному составу углерода атмосферного метана ( $\delta^{13}$ C,  $^{14}$ C) доля глубинного метана в общем его потоке в атмосферу составляет от 20 до 50%, т.е. 2 · 10<sup>14</sup>-5 · 10<sup>14</sup> г/год [Валяев, 1994, 1997]. Более подробно проблема атмосферного метана изложена в этом сборнике в статье Г.И. Войтова.

Таким образом, основополагающее заключение в построениях П.Н. Кропоткина [1955a,6] о связи процессов нефтегазонакопления с углеводородной амагматической дегазацией Земли нашло теперь полное подтверждение. Более того, равнозначность масштабов глубинных углеводородной и углекислой (5 · 10<sup>14</sup> г/год) ветвей дегазации Земли заставляет пересмотреть многое в генезисе не только нефти и газа, но и комплексов, обогащенных битумами и органическим веществом, твердых горючих ископаемых, включая торф.

Нуждается в дальнейших разработках и вопрос о соотношении между жизнью (ОВ) и нефтью. С позиций органического генезиса нефть и газ генерируются из ОВ, из продуктов жизни, т.е. действует формула "нефть из жизни". Тезис выдвинутый П.Н. Кропоткиным в 1959 г. "жизнь из нефти" в противовес нефтегеологическим концепциям генезиса "нефти из жизни" оказался верным, но недостаточно широким. Выяснилось, что жизнь действительно возникла на базе первичных восстановленных соединений – продуктов ранней дегазации Земли. Но и на протяжении дальнейшей геологической истории жизни поддерживалась за счет заимствования углерода из приповерхностных резервуаров атмосферы и гидросферы, постоянно подпитываемых разгрузками не только глубинной углекислоты [Ронов, 1979; и др.], но и глубинных углеводородов и глубинных эндоэлементоорганических соединений [Кропоткин и Валяев, 1991; Валяев, 1994, 1997; Пушкарев и др., 1996]. Два типа глубинной дегазации Земли сопровождаются накоплением специфических форм углеродистых образований, как связанных, так и не связанных с различными формами жизни. В накоплении горючих ископаемых (нефть, газ, газогидраты, торф, угли) и разных концентрированных форм ОВ (углистые и битуминозные породы) ведущее место, в конечном итоге, принадлежит углеводородной ветви дегазации Земли. В свете современных данных по углеводородной дегазации Земли формула "нефть из жизни" представляется архаичной. В обобщенном виде точнее выглядит формула "нефть и жизнь из продуктов дегазации Земли".

Выход в практику. Как было показано выше, каналы углеводородной дегазации в разного рода разрезах осадочных пород выглядят совершенно по-разному. Но их объединяет наличие залежей нефти и газа, нефтегазопроявлений и следов миграции углеводородных флюидов, изменений в минералогическом облике пород внутри труб дегазации. Последние (изменения) связаны с взаимодействием вмещающих отложений с циркулирующими через них восстановленными флюидами. Нередко вторжение глубинных углеводородных флюидов прослеживается вплоть до поверхности, вызывая изменения приповерхностных отложений, геохимии вод, растительности (по отношению к фону). Изучение самих, испытавших трансформацию, флюидов в выходах на поверхность и выявление спектра вторичных изменений позволяет перейти к прогнозу труб дегазации и связанных с ними скоплений углеводородов.

В 1981 г. в СССР было зафиксировано открытие № 141 под названием "явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры". В открытии отражен достигнутый уровень исследований и обобщения, прежде всего коллектива Всесоюзного научно-исследовательского института ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ) по проблемам, связанным, в сущности, с трубами дегазации. Осмысление новых фактов разными группами исследователей идет параллельно и, во многом, независимо. И все же "труба дегазации", разработки П.Н. Кропоткина по проблемам углеводородной дегазации Земли и нефтегазонакопления, несомненно, послужили важным базисом при работе над проблематикой открытия № 141.

В американской геологической литературе не было большого количества специальных публикаций о роли разломов в нефтегазонакоплении или о трубах дегазации. Однако, как видно из обзора, опубликованного Н.С. Бескровным [1993], практичные американцы уже внедряют новые технологии поисков скоплений углеводородов, в сущности базирующиеся на концепции "труб дегазации" и "Явления парагенезиса..." [1981] открытия № 141. Одна из таких технологий и ее базис описаны в статье Р. Томпкинса [Tompkins, 1990]. В ее основе лежит представление о наличии над скоплением углеводородов "восстановительных" или "электрических труб", характеризующихся целым комплексом внутритрубных и поверхностных аномалий, фиксируемых многими методами скважинных, полевых и дистанционных исследований. Эта технология уже доказала свою высокую эффективность как при выявлении залежей нефти и газа, так и при отбраковке неперспективных локальных объектов под разбуривание. Однако возможности прогноза и поиска скоплений углеводородов на базе разработки идей П.Н. Кропоткина далеко не исчерпаны, особенно в плане зонального и локального прогноза скоплений углеводородов, их компонентного состава и фазового состояния.

За публикациями Н.А. Кудрявцева и П.Н. Кропоткина [1955а,б], возродившими представления об абиогенном генезисе нефти и газа, последовала череда грандиозных открытий нефти и газа, растянувшаяся на 20 лет. Открытия месторожденийгигантов состоялись в Алжире (Хасси Мессауд и Хасси Р'мель – 1956 г.), Ливии (Целтен – 1959 г., Амаль и Сарир – 1961 г.), Западной Сибири (Усть-Балык и Мегион - 1961 г.; Самотлор - 1965 г.; Уренгой - 1966 г.; Ямбург - 1979 г.), Китае (Дацин – 1959 г. и др.), Северном море (Гронинген – 1963 г., Экофиск – 1969 г.; Тролл – 1979 г.), Аляске (Прадхо-Бей – 1968 г.), Прикаспии (Карачаганак – 1978 г., Тенгиз – 1979 г.) и других регионах. Это были открытия не просто отдельных месторождений-гигантов, это еще были и открытия новых супернефтегазоносных бассейнов. Ряд из этих открытий был сделан быстро и целеустремленно, чему способствовал и технологический прогресс того времени. Но чаще, большым удачам предшествовала проходка многих сотен непродуктивных скважин на протяжении многих лет, в том числе и в Западно-Сибирской суперпровинции. Можно сослаться на пример с месторождением Прадхо-Бей, где "изменчивость зоны многолетней мерзлоты приводила к неизбежным ошибкам в интерпретации сейсмических данных и выявлению ложных замкнутых структур, скажем Муклула, что повлекло за собой финансовые потери, оцененные в 2 млрд долл." [Перродон, 1994. С. 241].

О сложности поисков в новых бассейнах, о важной роли концепций и моделей, в принципе адекватно отражающих геологическое строение объекта и его нефтегазоносность, пишет А. Перродон [1994]. «Многие открытия были сделаны с опозданием, так как геологи не имели четкого представления о поисковом объекте из-за отсутствия его эталонной модели. В этом смысле наглядным примером является протяженная зона ("тренд") Виксберг, содержащая ловушки, которые связаны с разломами. Проблема поиска "тренда" (закономерности) вставала более или менее остро каждый раз, когда открывалось месторождение нового типа. Вспомним стратиграфическую ловушку, связанную с выклиниванием на месторождение Ист-Техас, ловушку, связанную с рифом в Ледюке, комбинированную ловушку, созданную выклиниванием и наличием разлома на площади Офисина, и ловушку, связанную с синклинальной складкой в провинции Альберта» [Пергодон, 1994. С. 225]. И. далее, "нужно полагать, что новые запасы нефти будут открыты в новых ловушках и в новых условиях, отличающихся от тех, с которыми мы сталкивались до сегодняшнего дня" (С. 240). В сущности, каждое месторождение-гигант представляет собою уникальное скопление углеводородов а, следовательно, и уникальный объект для поисков.

Уникальность скоплений углеводородов определяется, прежде всего спецификой самой залежи, т.е. сочетанием условий, определивших возникновение резервуара, факторами, обусловившими попадание и улавливание углеводородов в конкретном (локальном по площади и положению в разрезе) участке. В перечне этих условий предполагаемый источник углеводородов занимает важнейшее место. Ретроспективная оценка эффективности поисковых работ на нефть и газ в мире за более чем столетнюю их историю в изложении крупнейшего современного специалиста по поискам нефти и газа (практика и теоретика) А. Перродона [1994] не оставляет сомнения, что одной из главных причин, обусловивших задержки в открытии даже месторождений-гигантов, была излишняя ориентация геологов на "нефтематеринские свиты", как источники углеводородов. Примером таких ситуаций могут служить задержки с выходом с поисковыми работами в центральные и северные районы Западной Сибири, бурения на поддоманиковые горизонты девона в Волго-Уральской области. С учетом различных ситуаций положения в разрезе "нефтематеринских свит", для объяснения условий формирования крупнейших месторождений во многих бассейнах приходится нередко допускать нисходящую миграцию не только нефти, но и газа, а в ряде бассейнов Китая в разрезах с озерно-континентальными отложениями вообще трудно выделить какие-либо "нефтематеринские свиты". В классическом выражении таких свит не находят и в разрезах богатейших провинций Ближнего Востока.

В этой ситуации заключения П.Н. Кропоткина об аформационности залегания скоплений нефти и газа и глубинном абиогенном происхождении углеводородов еще в 1955 г. снимали ограничения на поиски и по площади и вглубь, накладываемые концепцией "нефтематеринских свит". Стихийное осознание справедливости заключения об аформационности нефти и газа, происходившее во многих регионах методом проб и ошибок, вело к задержке открытий новых месторождений и снижению эффективности поисковых работ на нефть и газ.

Более чем столетний мировой опыт открытия нескольких десятков тысяч месторождений нефти и газа в десятках нефтегазоносных бассейнов, казалось бы должен был исчерпать разнообразие вариантов с аккумуляцией скоплений углеводородов. Метод аналогий по геологической ситуации, здравый смысл, интунция и технологический прогресс должны были бы стать достаточными предпосылками для успеха в дальнейшей экспансии поисковых работ на нефть и газ. Скважины на случайную удачу – "дикие кошки" в США бурились с меньшей степенью обоснованности и все же нередко приносили успех. С чем же тогда связан спад в открытии крупных скоплений нефти и газа за последнее десятилетие, не только в России, но и во всем мире, в целом? Во многом, с уже имеющейся высокой степенью разбуренности наиболее продуктивных и перспективных нефтегазоносных бассейнов. Попытки "искать нефть возле нефти", т.е. бурить глубже в пределах известных месторождений, предпринимались многократно и часто успешно. В том числе и при разбуривании пород фундамента – количество залежей нефти и газа, выявленных в фундаменте, уже исчисляется сотнями. Как показывает опыт прежних лет, новый всплеск открытий нефти и газа в известных нефтегазоносных регионах после спада их интенсивности, бывал лишь после смены стратегии поисков (на иные типы резервуаров, ловушек, иные нефтегазоносные комплексы и др.).

Теоретические положения по вопросам происхождения нефти и газа и их скоплений, сформулированные в работах П.Н. Кропоткина, подтверждены всей практикой поисков нефти и газа после 1955 г. и остаются по-прежнему актуальными. Их главная ценность для практики состоит в том, что они могут служить компасом при выборе или смене стратегии поисковых работ на нефть и газ. Доработка идей П.Н. Кропоткина с учетом новейших данных и их целенаправленное использование в практике поисков крайне важны, поскольку могут обеспечить большую рентабельность и эффективность поисков новых месторождений в современных условиях.

### ЛИТЕРАТУРА

Бескровный Н.С. Рациональные пути освоения традиционных и нетрадиционных ресурсов углеводородного сырья (на основе зарубежного опыта). СПб., 1993. 224 с.

Бескровный Н.С., Гемп Г.Д., Шварц Т.В. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 136 с.

Бойко Г.Е. Прогнозирование нефтегазоносности по генетическим показателям. Киев: Наук. думка, 1982. 252 с.

Валяев Б.М. Разломы и структурные формы поверхности фундамента и их влияние на

размещение месторождений нефти и газа в платформенном чехле: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1970. 25 с.

- Валяев Б.М. О характере связи скоплений углеводородов в осадочных породах с разломами фундамента // Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1975. С. 152–157.
- Валяев Б.М. Зональность нефтегазонакопления в аспекте глубинной дегазации Земли // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 169–188.
- Валяев Б.М. Изотопное обоснование глубинного генезиса углеводородов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюз. совещ., Москва, февраль, 1985. М.: Наука, 1985. С. 83-88.
- Валяев Б.М. Геодинамические аспекты глубинной углеводородной дегазации: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1987. 32 с.
- Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли: Масштабы и роль в нефтегазонакоплении // Геология нефти и газа. 1994. № 9. С. 38-42.
- Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазоконденсатных месторождений // Газовая пром-сть. 1997. № 7. С. 6–10.
- Валяев Б.М., Гринченко Ю.И. О генезисе изотопно-ультратяжелой углекислоты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 3. С. 121–132.
- Валяев Б.М., Титков Г.А. К генезису метана в природных газах (по изотопному составу углерода и водорода) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281, № 1. С. 146-150.
- Валяев Б.М., Титков Г.А. Об изотопном составе метана в скоплениях углеводородов // Докл. РАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 808-811.
- Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М.: Недра, 1975. 272 с.
- Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты // ВНИИОкеангеология. СПб., 1994. 199 с.
- Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З., Пушкарев Ю.Д. Изотопный состав стронция и неодима углеродистых веществ Сибирской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 380–382.
- Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. симпоз., апрель 1976 г. М.: Наука, 1976. 90 с.
- Зубков В.С., Степанов А.Н., Карпов И.К., Бычинский В.А. Термодинамическая модель системы С-Н в условиях высоких температур и давлений // Геохимия. 1998. № 1. С. 95–101.
- Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра, 1994. 158 с.
- Кропоткин П.Н. Проблемы происхождения нефти // Сов. геология. 1955а. Вып. 47. С. 104-125.
- Кропоткин П.Н. Происхождение углеводородов земной коры // Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Киев: Изд-во АН УССР, 19556. С. 58–73.
- Кропоткин П.Н. Геологические условия происхождения жизни на Земле и проблема происхождения жизни // Возникновение жизни на Земле: (Сб. докл. на Междунар. совещ., август, 1957, Москва). 2-е изд. М., 1959. С. 88–98.
- Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и происхождение углеводородов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 6. С. 3–18.
- Кропоткин П.Н. Неорганическое происхождение нефти и горючих газов // Земля и Вселенная. 1990. № 1. С. 23–29.
- Кропоткин П.Н. Профессор Н.А. Кудрявцев (1893–1971) и развитие теории происхождения нефти и газа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 91–96.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 29-46.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Глубинные разломы и дегазация Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 257–267.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтеносностью) // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1981. С. 148–178.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Тектонический контроль процессов дегазации Земли и

генезис углеводородов // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 13: Месторождения нефти и газа. С. 173–179.

- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Тектонический контроль нефтегазонакопления (в аспекте дегазации Земли) // Природные газы и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых: Материалы II Всесоюз. совещ. Киев: Наук. думка, 1985. С. 13–25.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Результаты и перспективы исследований по проблеме "Дегазация Земли и геотектоника" // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. III Всесоюз. совещ., Москва, апрель 1991 г. М.: Наука, 1991. С. 3–6.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., 1971. 402 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 209).
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Твердые битумы, нефть и горючие газы в интрузиях гипербазитов, в траппах и вулканических трубках // Проблемы миграции нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 117–126.
- Кругликов Н.М., Нелюбин В.В. Модель формирования многопластовых месторождений нефти и газа // Моделирование нефтегазообразования. М.: Наука, 1982. С. 73–79.
- Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 220 с.
- Менделеев Д.И. Гипотеза о происхождении нефти // Журн. Рус. хим. о-ва. 1877. Т. 9, вып. 2, отд. 1. С. 36–37.
- Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С. 57–71.
- Перродон А. История крупных открытий нефти и газа: Пер. с англ. М.: Мир, 1994. 255 с.
- Пушкарев Ю.Д., Готтих Р.П., Журавлев Д.З. и др. Биоэкзогенные, биоэндогенные и абиогенные углеводородные компоненты в нефти, газах и битумах с позиций геохимии изотопов Pb, Sr, Nd, Os и углерода // XIV симпозиум по геохимии изотопов, 19–21 октября, 1995, ГЕОХИ, Москва. М., 1995. С. 187–188.
- Ронов А.Б. Глобальный баланс углерода в неогее // Геохимия. 1982. № 9. С. 920-932.
- Смирнова М.Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 51–55.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 6. С. 1407-1410.
- Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. Ресурсы биогенного метана Мирового океана // Там же. 1975. Т. 225, № 4. С. 936–939.
- Чекалюк Э.Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. Киев: Наук. думка, 1971. 256 с.
- Чудецкий М.Ю. Роль процессов глубинной дегазации в формировании толщ, обогащенных органическим веществом // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. III Всесоюз. совещ., Москва, апрель 1991 г. М.: Наука, 1991. С. 120–122.
- Явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры // Открытия в СССР. М.: НИИПИ, 1981. 182 с.
- Якуцени В.П., Баркан Е.С., Лагунова И.А. и др. Современное состояние проблемы изучения и освоения нетрадиционных источников газового сырья. М., 1991. 75 с. (Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений нефти и газа: Обзор ВИЭМС).
- Dillon W.P., Lee M.W., Fehlhaber K., Coleman D.F. Gas hydrates on the Atlantic continental margin of the United States – controls on concentration // The future of energy gases. Wash. (D.C.), 1933. P. 313–331. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; N 1570).
- Kvenvolden K.A. Gas hydrates as a potential energy resource a review of their methane content // Ibid. 1993. P. 555-561.
- Scholl P.W., Hart P.E. Velocity and amplitude structrue on seismic-reflection profiles possible massive gas-hydrate deposites and underlying gas accumulations in the Bering Sea Basin // Ibid. 1993. P. 331-351.
- Welham G., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific rice hydrothermal fluids // Geophys. Res. Lett. 1979. Vol. 6, N 11. P. 829-831.

# О ХОЛОДНОЙ ДЕГАЗАЦИИ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРУ ЗЕМЛИ

## Г.И. Войтов

### Объединенный институт физики Земли РАН

Проблемы оценок пространственно-временных параметров потоков в тропосферу Земли природных газов (особенно их восстановленных компонентов  $CH_4$ ,  $H_2$ , CO), а также CO<sub>2</sub> и гомологов метана от твердой поверхности Земли давно и активно обсуждаются [Вернадский, 1983; Виноградов, 1959; Виноградов, 1959; Виноградов, 1967; Полдерварт, 1957; Ронов, 1982; Ронов, 1993; Будыко, 1979; Будыко и др., 1985; Rubey, 1951; Руттеи, 1973]. Чаще всего рассматриваются горячие (плутонические) модели дегазации, в которых газо-жидкому флюиду (в основном – H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>) отдается предпочтение. На проблемы холодной дегазации планеты одним из первых обратил внимание академик П.Н. Кропоткин [1955]. Однако в литературе холодной дегазации Земли уделяется мало внимания, несмотоя на то, что ее проблемы стали предметом трех Всесоюзных совещаний, на которых были заслушаны сотни сообщений [Дегазация Земли и геотектоника, 1980, 1985, 1991]. Некоторые положения проблемы изложены в специальном выпуске Журнала Всесоюзного химического общества им. Д.И. Менделеева (1986 г., т. 31, вып. 5), а также в ряде научных сообщений [Осика, 1981; Кропоткин, Валяев, 1991; Войтов, 1980; Войтов, 1986]. Пожалуй, наиболее важные из них касались проблем потоков метана и его гомологов в тропосферу Земли в геодинамически и сейсмически активных областях и тех следствий, которые вытекают из них. В первую очередь, это балансовые оценки поступлений в тропосферу этих областей метана и его гомологов в процессах холодной дегазации твердой оболочки планеты, которые ответственны, в частности, за природу: а) временных нестабильностей озонового слоя Земли<sup>1</sup>; б) планетарных и локальных парниковых эффектов<sup>2</sup>; в) нестабильностей поля уходящего инфракрасного излучения земной поверхности; г) формирования и разрушения аномальных скоплений энергоносителей в земной коре; д) изменений соотношений между индивидуальными газами в тропосфере, стратосфере и мезосфере, приводящим к нарушениям радиционных режимов ее ионосферы [Шалимов и др., 1998]; е) образований прогнозных геохимических аномалий и т.д. Заметим, что общий фон химического облика тропосферы создается в основном за счет холодной дегазации твердой оболочки Земли, однако концентрированные формы разгрузки газов в тропосферу характерны только для зон геодинамической активности, а внутри последних - выходов на поверхность линейных тектонических структур, проявляющихся в неотектонике.

Известно [Горный и др., 1988; Добровольский, 1991; Садовский, 1988; Красный, 1984; Николаевский, Шаров, 1985; Кейлис-Борок, 1989; Латынина, Кармалеева, 1978], что очаговые зоны большинства внутриконтинентальных землетрясений локализуются в зонах разломов, отчленяющих подвижные блоки горных пород. Гипоцентры таких землетрясений на континентах чаще всего располагаются на

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Соотношение между ежегодным производством фреонов, которые принято считать ответственными за разрушение озонового слоя Земли, и поднимающимися от твердой ее поверхности восстановленными газами (CH<sub>4</sub>, его гомологами, CO, H<sub>2</sub> и др.) составляет не менее 1 к 100 [Сывороткин, 1996]. Последние столь же активно разрушают молекулы озона тропосферы, как и фреоны [Мак-Ивен, Филлипс, 1978].

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Интенсивность парниковых эффектов от суммы углеводородных газов (СН<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, C<sub>3</sub>H<sub>8</sub> и др.) в тропосфере сопоставима с интенсивностью парниковых эффектов от содержания в последней CO<sub>2</sub> [Гохберг и др., 1996].

более высоких горизонтах, нежели горизонты, откуда поступают продукты дегазации недр. Структура горных пород в таких зонах<sup>3</sup> отличается от структуры горных пород монолитных блоков [Добровольский, 1991; Садовский, 1983; Николаевский, Шаров, 1985]. Последние более жесткие и менее проницаемые, что накладывает определенную специфику на процессы холодной дегазации твердой оболочки Земли, максимальные проявления которой, как указывалось выше, сосредоточены в зонах тектонических разломов, к которым приурочены практически все газирующие источники минеральных вод и сухие газовые струи.

### потоки метана в приземную тропосферу

Тропосфера и Мировой океан являются резервуарами, куда от твердой оболочки Земли стекают продукты ее холодной дегазации, в первую очередь – метан и его гомологи. Одновременное содержание углерода, фиксированного в CH<sub>4</sub> в тропосфере, составляет  $4.8 \times 10^{15}$  г [Blace, 1988]. Это значение на три порядка меньше содержания углерода в тропосфере, фиксированного в CO<sub>2</sub>, однако по созданию локальных и региональных парниковых эффектов оно не уступает парниковым эффектам от содержаний в тропосфере CO<sub>2</sub>.

Стоком CH<sub>4</sub> в тропосфере служат фотохимические реакции на гидроксиле с участием кванта солнечного излучения по механизму CH<sub>4</sub> + OH  $\rightarrow$  CH<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O с дальнейшим окислением CH<sub>3</sub> до CO и далее CO<sub>2</sub>. При средней продолжительности жизни молекулы CH<sub>4</sub> в тропосфере порядка 5 лет [Yunge, 1979] постоянство его содержания в тропосфере (на 1987 г. – 1,687 × 10<sup>-4</sup>% (4,2 × 10<sup>13</sup> молекул CH<sub>4</sub> в см<sup>3</sup>)) достигается поступлением с земной поверхности 2 × 10<sup>11</sup> молекул CH<sub>4</sub> в см<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup> [Wofsy et al., 1972], т.е. ежегодная убыль метана из тропосферы составляет (в пересчете на углерод) порядка 10<sup>15</sup> г. Эта величина близка к запасам CH<sub>4</sub> в таком месторождении-гиганте, как известное газовое месторождение Уренгой. Отсюда же следует, что только за неоген-четвертичное время в тропосфере в фотохимических реакциях погибло не менее 0,25 × 10<sup>23</sup> г метана, что превосходит содержание органического вещества, фиксированного в осадочных породах стратисферы фанерозоя, т.е. на Земле, по-видимому, должен существовать более мощный источник метана, чем общепринятый механизм его образования при метаморфизме органического вещества осадочных пород.

Средняя концентрация CH<sub>4</sub> в тропосфере по большому числу измерений, полученных в основном над водами океанов, океаническими островами, национальными парками и другими экологически чистыми районами, где меньше всего можно ожидать антропогенных загрязнений окружающей среды, по состоянию на 1975 г. составляла  $1,41 \times 10^{-4}$ % [Малков и др., 1980; Ehhalt, 1978]. В основном из-за убыстряющихся техногенных и других потерь метана его концентрации в тропосфере к 1987 г. возросли до  $1,687 \times 10^{-4}$ % [Blace, Rowland, 1978], т.е. создается впечатление, что весь метана тропосферы Земли имеет антропогенную природу. Однако техногенный сброс метана в тропосферу стал заметен только после начала промышленной революции XVIII в., о чем говорят данные содержаний CH<sub>4</sub> в газовых пузырьках из образцов керна льда, отобранных в Антарктиде и Гренландии [Stauffer et al., 1985; Stauffer et al., 1988]. Согласно последним концентрации метана в тропосфере 60 000 лет назад составляли  $0,5 \times 10^{-4}$ %, 300 лет назад все еще оставались на уровне  $0,8 \times 10^{-4}$ %. Измерения показывают [Risland Curtis et al., 1985], что скорость роста

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Полевые наблюдения показывают, что проницаемость горных пород в подвижных зонах на много порядков [Кейлис-Борок, 1989] больше проницаемости горных пород жестких блоков, относительные же перемещения последних при сильных землетрясениях (типа Газлийских землетрясений 1977 и 1984 г.) иногда достигают метров [Добровольский, 1991].
концентраций CH<sub>4</sub> в тропосфере за 1950–1987 гг. составляла  $1,1 \pm 0,20\%$  в год. Повидимому, эти приращения концентраций метана в тропосфере в последние десятилетия целиком связаны с техногенными его потерями в воздушную оболочку планеты.

Холодная дегазация метана из недр неоднородна в пространстве и нестабильна во времени. Ее темпы зависят от тектонического строения и геодинамического и сейсмического режимов в конкретном регионе. Этот факт был продемонстрирован [Стадник и др., 1986] лазерным зондированием содержаний метана в тропосфере (использован He-Ne лазер на чистоте излучения 2947,9 см<sup>-1</sup>), причем удалось показать, что по мере перехода от геосинклинальных областей к молодым платформам и далее к древним платформам и щитам концентрации CH<sub>4</sub> в тропосфере уменьшаются от  $3,3 \times 10^{-4}$ % (67) к  $2,65 \times 10^{-4}$ % (143) и  $1,7 \times 10^{-4}$ % (13) (в скобках – число измерений), т.е. по мере ухудшения проницаемости среды и геодинамической активности недр плотность потока CH<sub>4</sub> и других газов с глубины через литосферу в область их стока – приземную тропосферу уменьшается. До высоты 2000–2500 м концентрации CH<sub>4</sub> и других газов меняются мало и только на высоте 2500 м и более содержания CH<sub>4</sub> в тропосфере над платформенными и складчатыми областями выравниваются.

Наряду с геотектоническими и геодинамическими факторами на поле концентраций метана в тропосфере сильное влияние оказывают нефтегазоносность недр, а на распределение СН<sub>4</sub> в пределах конкретных месторождений нефти и газа - тектоническое строение месторождений и геодинамический режим их недр, в том числе процессы подготовки и реализации сейсмических ударов [Осика, 1981; Войтов и др., 1985; Войтов и др., 1990]. Например, содержание CH<sub>4</sub> в приземной тропосфере над нефтяными и газовыми структурами Бухаро-Чарджоуской тектонической ступени [Войтов, 1990] примерно в 1,2-1,5 раза выше среднепланетарных (рис. 1). При этом отмечаются три особенности обнаруженного эффекта: а) содержание СН<sub>4</sub> в приземной тропосфере нарастает с течением времени. Скорость этого процесса увеличивается на 1,0-1,5% ежегодного антропогенного сброса СН<sub>4</sub> в приземную тропосферу, что согласуется с более ранними оценками этого явления [Ehhalt, 1974], б) содержание СН₄ над тектоническими нарушениями и нарушенными структурами в среднем в 1,5-2,0 раза выше, чем над структурами без тектонических нарушений, в) крупные сейсмические события (например, Газлийские землетрясения 6 апреля и 17 мая 1977 г.) сопровождались аномалиями содержаний CH<sub>4</sub> и его гомологов в атмосфере подпочв, на порядки превышающие фоновые разгрузки СН<sub>4</sub> из залежей углеводородов как в покрывающие породы осадочного чехла, так и в приземную тропосферу [Войтов и др., 1990].

Заметим, что ранее эффекты влияния тектонического фактора на восходящие потоки газов (на примере гелия) были оценены Тугариновым А.И. и сотрудниками [Тугаринов и др., 1975]. Поскольку концентрации гелия не образуют самостоятельных фаз и в редких случаях достигают первых десятков процентов по объему, в хорошо проницаемых структурах следует ожидать существенно более плотных потоков природных газов (H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, CO и др.) – носителей гелия. Не удивительно, поэтому, что крупнейшие межблоковые разрывные структуры, в основном в нефтегазоносных областях (например, тектонические структуры, отчленяющие Туранскую плиту от Иранской), а также более мелкие по масштабам, но сопряженные с Предкопетдагским глубинным разломом разрывные структуры Западной Туркмении, Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Тимано-Печерской впадины в метановом поле приземной тропосферы по данным лазерного зондирования с самолета четко отображаются аномалиями (рис. 2), в несколько раз или даже на порядок превышающими фоновые содержания CH<sub>4</sub> в приземной тропосфере [Скляренко и др., 1989; Дианов-Клоков и др., 1980].



Рис. 1. Ход концентраций метана в приземной тропосфере над нефтегазовыми и пустыми структурами в пределах нефтегазоносной Аму-Дарьинской впадины: над нефтяными, с разрушенными залежами, тектонически нарушенными поисковыми структурами и непродуктивными тектонически нарушенными структурами (1), над поисковыми тектонически ненарушенными структурами и тектонически ненарушенными пустыми структурами (2)

В величине рассматриваемого параметра, по-видимому, в общем виде характеризующего геодинамическую активность подстилающих недр и их проницаемость, выделяются зоны [Скляренко и др., 1989; Дианов-Клоков и др., 1980] максимальных амплитуд современных медленных (вековых) и быстрых (сейсмических) движений земной коры (рис. 3), а также подвижные зоны с эродированным осадочным чехлом, в которых глубинные потоки природных газов, в том числе метана, не экранируются осадочным чехлом. Последнее особенно четко проявляется, например, в осевой зоне Главного Кавказского хребта, характеризующегося по лазерным измерениям [Балакин и др., 1981] концентрированными проявлениями метана в атмосфере подпочв и приземной тропосфере.

Повторные измерения содержаний СН<sub>4</sub> в тропосфере, выполненные на одних и тех же профилях, показали (см. рис. 2), что потоки метана с поверхности разрывных структур фиксированы и непрерывны во времени, хотя их интенсивности испытывают существенные колебания, коррелирующиеся с динамикой развития во времени и пространстве сейсмических, тепловых и геодинамических процессов. Заметим, что содержание СН<sub>4</sub> в приземной тропосфере по лазерным измерениям [Войтов и др., 1982] заметно реагируют даже на энергетически слабые землетрясения (рис. 4). Оценки показывают, что повышения концентраций природных газов в тропосфере Земли (в том числе и СН<sub>4</sub>) сопровождаются слабыми изменениями ее плотности и химического состава, которые, тем не менее, приводят к заметным изменениям физического состояния ионосферы [Шалимов и др., 1998], являясь причиной возникновения локальных парниковых эффектов [Гохберг и др., 1996], а также интенсивностей уходящего инфракрасного излучения земной поверхности [Горный, Сальман и др., 1988].

Проиллюстрируем два последних положения конкретными примерами. Установлено [Гохберг и др., 1996], что локальные увеличения содержаний в приземной тропосфере CO<sub>2</sub> (до 0,060–0,080% по объему) или CH<sub>4</sub> и его гомологов (до 0,001– 0,002% по объему) приводят к возникновению парниковых эффектов и наблюдаемых интенсивностей уходящего инфракрасного излучения земной поверхности. Такими эффектами, в частности, была обусловлена громадная по площади аномалия уходящего инфракрасного излучения земной поверхности, возникшая в узле пересе-



Рис. 2. Профиль лазерного зондирования содержаний метана в приземной тропосфере Воркута-Ашхабад [Дианов-Клоков и др., 1980]

Даты залетов по профилю: *I* – 13.03.1976 г., *2* – 14.03.1976 г., *3* – 15.03.1976 г., *4* – 17.03.1976 г., *5* – 18.03.1976 г.



Рис. 3. Зависимость метанового поля приземной тропосферы от интенсивности современных движений

1, 2 – распределение метана (в частях на миллион) в приземной тропосфере (на высоте 100 м) по измерениям в марте-апреле (1) и октябре (2) 1975 г.; 3 – амплитуды новейших вертикальных движений в неогене – четвертичное время; 4, 5 – изменение высот реперов повторного нивелирования за 1944 г. (4) и 1963 г. (5); 6–8 – землетрясения с энергией 10<sup>14</sup>–10<sup>16</sup> Дж (6) по инструментальным данным, 10<sup>15</sup>–10<sup>16</sup> Дж (7), 10<sup>13</sup> Дж (8) по макросейсмическим данным; 9 – железная дорога [Скляренко и др., 1988]



Рис. 4. Ход концентраций метана в приземном слое тропосферы на Джавахетском нагорье в июле-августе 1980 г.

Стрелки – момент сейсмических ударов, числа над чертой – расстояние до эпицентров (км), под чертой – энергетический класс землетрясений

чения Тамды-Токраусского и Таласо-Ферганского разломов за 10 сут. до сильнейшего в Средней Азии землетрясения (Газлийского 19 марта 1984 г., M = 7,2). Ее площадь в экстремальную стадию развития, когда резко возрастают стоки метана и других газов в приземную тропосферу, по данным космических съемок, достигала величины более 10<sup>5</sup> км<sup>2</sup> [Горный и др., 1988; Сальман и др., 1990]. После сейсмического удара аномалия начала быстро уменьшаться и спустя 10 сут. ее следы можно было наблюдать только в зоне проводящего водно-газовые системы Аму-Дарьинского глубинного разлома. Отметим, что теоретические оценки площади подготовки таких землетрясений составляют не менее 4 × 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup> [Добровольский, 1991]. По тем же оценкам относительные деформации горных пород (и, соответственно, их проницаемости) в зонах подготовки сейсмических событий энергетического класса, подобного энергетическому классу Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. (K = 17,0), достигают  $10^{-5}-10^{-4}$ . В разломных структурах относительные деформации горных пород на порядок больше. Энергетически более слабые землетрясения (например, афтершоки Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. - 8.07, 5.08, 14.08 и 27.09 1984 г., магнитудой от 4,0 до 5,5) также сопровождались возникновением уходящего инфракрасного излучения земной поверхности, хотя их интенсивности были несравненно более низкими.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА МЕТАНА ТРОПОСФЕРЫ

Наиболее дискуссионной проблемой метана атмосферы Земли является проблема его природы, в том числе проблема вклада метана биологического генезиса в общий баланс метана тропосферы. В литературе рассмотрено множество источников его генерации [Заварзин, 1995]: от генерации в процессах разложения фрагментов живого вещества, в основном – в органо-минеральном слое, до генерации метана в тундровых болотах, рисовых полях, термитниках, желудочных газов животных и т.д. В последние годы в России особенно интенсивно разрабатываются проблемы масштабов эманации метана в приземную тропосферу в условиях тундровых и лесотундровых болот Западной Сибири и других регионов. В частности, было показано [Заварзин, 1995; Слободкин и др., 1992], что эмиссия CH<sub>4</sub> из анаэробных слоев тундровых и лесотундровых болот Западной Сибири составляет 3,6 × (0,5 ± 0,91) × × 10<sup>-4</sup> г CH<sub>4</sub> см<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Оценки показали [Заварзин, 1995], что за 150 суток годовых положительных температур с 70 млн км<sup>2</sup> заболоченных земель Западной Сибири эманирует в тропосферу около 1,7 × 10<sup>12</sup> г CH<sub>4</sub>, что на порядок ниже того, что можно было ожидать исходя из среднеглобальных оценок явления, полученных ранее [JPCC, 1992]. Вполне возможны дальнейшие уточнения приводимых оценок, тем более что они получены без контроля данными изотопного состава углерода метана.

В этой связи следует заметить, что уже наиболее ранние определения изотопного состава углерода метана [Bainbridge et al., 1961] в приземной тропосфере. образцы которого были отобраны в штате Индиана (США), показали близость последнего ( $\delta^{13}C = -39,0 \pm 0,1\%$ ) отнюдь не к изотопному составу углерода метана газов биохимического происхождения, а к изотопному составу средней пробы метана из газов газовых месторождений зоны развития катагенных процессов (Галимов, 1973; Алексеев и др., 1978]. В более поздних работах [Rust, 1981; Stiven, 1988] приводятся величины  $\delta^{13}$ C CH<sub>4</sub> от -41,0 до -43,0 ‰, как средние для CH<sub>4</sub> тропосферы Земли. Заметим, что последние на 20 и более промилле больше абсолютных значений величины δ<sup>13</sup>С изотопного состава углерода биохимического происхождения [Галимов, 1973; Алексеев, 1978; Rust, 1981; Stiven, 1988; Войтов и др., 1982]. Ее теоретические оценки [Гуцало и др., 1981] дают значения, лежащие в интервале -60,0 – -100 ‰, в то время как значения  $\delta^{13}$ С изотопного состава углерода абиогенного (мантийного ?) метана по тем же оценкам составляют от -7,0 до -41 ‰. Заметим также, что измеренный состав углерода метана из газовых струй Хибин и Ловозера [Войтов, 1991; Войтов и др., 1992], который принято считать [Галимов, 1973; Алексеев и др., 1978] глубинным (мантийным), а также метана из рифтовых структур Мирового океана [Welhan et al., 1984; John, 1988] располагаются в интервале от -7,0 до -20,0 ‰. О том же свидетельствуют данные [Stiven et al., 1972] изотопного состава углерода СО тропосферы (унаследующей углерод от CH₄<sup>4</sup>), отобранной как в областях с высокой загрязненностью приземной тропосферы индустриальными выбросами, так и в областях, где их мало. Разброс значений указанного параметра укладывается в интервал значений величины δ<sup>13</sup>C от -22.5‰. наиболее близко отвечающий изотопному составу углерода метана рифтовых структур Мирового океана, до -32,0 % углерода средней пробы нефти. Это свидетельствует о преимущественно небиогенной природе СО, особенно в образцах приземной тропосферы в районах приокеанических городов, где углерод СО на 5-6 ‰ тяжелее углерода СО, отобранном в тропосфере над внутриконтинентальными городами [Stiven et al., 1972].

Характерными особенностями изотопного состава углерода СН<sub>4</sub> тропосферы Земли являются количественные и качественные асимметрии последнего в северном и южном полушариях [Stiven, 1988]. Изотопно углерод СН<sub>4</sub> в тропосфере над Атлантическим океаном в южном полушарии (рис. 5) несколько утяжелен (на 1– 2‰) по сравнению с углеродом СН<sub>4</sub> в тропосфере северного полушария, в то время как концентрация метана в тропосфере над Атлантическим океаном северного полушария [Малков и др., 1980] по данным лазерных измерений на судне "Михаил Сомов" (1978 г.), выполненных в рейсе от Калининграда до станции Молодежная, выше его концентраций в тропосфере южного полушария (1,72 × 10<sup>-4</sup> и 1,55 × 10<sup>-4</sup>, соответственно). Отметим, что по тем же данным концентрации метана в тропосфере над Антарктидой в 1978 г. не превышали 1,32 × 10<sup>-4</sup>%. Последующие измерения не изменили эту величину.

С другой стороны, поступающий в тропосферу южного полушария метан более чем на 1‰ значений  $\delta^{13}$ С тяжелее [Stiven, 1988] углерода метана северного полушария (см. рис. 5). Тенденция более быстрого утяжеления изотопного состава углерода СН<sub>4</sub> в тропосфере южного полушария по сравнению с северным стала особенно заметной (рис. 5) в 80-е годы нашего столетия. Ее трудно объяснить с позиций возрастания в эти годы добычи метана и, соответственно, его антропогенных потерь при транспортировке к местам потребления, потерь из-за несовер-

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Основные количества СО тропосферы Земли являются промежуточным продуктом фотохимического распада тропосферного CH<sub>4</sub> [Weinstock, 1972].



**Рис. 5.** Распределение изотопного состава углерода ( $\delta^{13}$ C) в приземной тропосфере в северном (*a*) и южном (*б*) полушариях по мировым данным в 1978–1988 гг. [Stiven, 1988]

Места отбора образцов: 1-8 - северное полушарие: 1 - океан, 2 - Саре Meares (OR); 3 - Северный Иллинойс, 4 - Северная Минисота, 5 - Кеу Largo (Флорида), 6 - Мепdocino (Калифорния), 7 - Рогаде (Аляска), 8 - Гренландия; 9-12 - южное полушарие: 9 - Южный полюс, 10 - Самоа, 11 - Тасмания, 12 - Канберра

шенства технологий переработки, бытовых потерь и т.д., поскольку они были бы более четко выражены в северном полушарии, где наблюдается относительно быстрое увеличение концентраций метана в приземной тропосфере по сравнению с южным полушарием. Альтернативой обнаруженному эффекту может быть допущение увеличения в последние десятилетия разгрузки изотопно более тяжелого метана (как и водорода) в акваториях Мирового океана, особенно активно проявляющееся в океанических рифтах [Сывороткин, 1966; Jahn et al., 1988; Stiven et al., 1972; Weinstock, 1972; Ehhalt, 1978], в том числе в рифтах, обрамляющих Антарктиду. Оценки, по-видимому, сильно заниженные, показывают [Welhan, Craig, 1979], что только в активных рифтовых структурах Восточно-Тихоокеанского сектора ежегодно выделяется до  $1,6 \times 10^8$  м<sup>3</sup> метана и  $1,3 \times 10^9$  м<sup>3</sup> водорода, т.е. не менее того количества метана, которое эманирует в тропосферу ежегодно из наиболее активного на Земле источника биогенного метана, которым принято считать болота и заболоченные земли Западной Сибири [Заварзин, 1995; Слободкин и др., 1992]. Таким образом:

1. Метан тропосферы Земли далеко не только биохимического происхождения, как считают биохимики. Изотопно углерод этого газа из тропосферы Земли отвечает изотопному составу углерода метана средней пробы CH<sub>4</sub> газов газовых месторождений из зоны развития катагенных процессов. По мировым данным, собранным за последние 10–15 лет, наблюдается рост градиента изотопного состава углерода метана тропосферы Земли в сторону его изотопного утяжеления, особенно сильно выраженный в южном полушарии.

2. Масштабы холодной дегазации метана с твердой поверхности планеты, повидимому, менялись за фанерозой в 1,5–2 раз. Оценки естественных потерь метана в тропосфере в фотохимических реакциях за то же время приводят к значениям, выходящим за пределы возможной генерации газа в процессах метаморфизма органического вещества, рассеянного в осадочных породах фанерозоя, даже в том случае, если последнее будет полностью реализовывать свой резерв на выход метана, и требуют привлечения почти на порядок более мощного источника углерода и водорода, чем суммарное содержание последних в органическом веществе, фиксированном в осадочных породах фанерозоя.

3. Наиболее плотными потоками метана (как и других газов) в холодной дегазации характеризуются геодинамически активные регионы, а внутри последних – линейные разрывные структуры первого порядка, расчленяющие подвижные области земной коры на крупные блоки типа Иранской и Туранской плит, в пределах которых сосредоточено большинство газирующих источников и сухих выходов газа.

4. Химически газы, участвующие в холодной дегазации Земли, пестры по составу и нестабильны во времени. За редким исключением они представлены смесью легких углеводородов и азотом. За исключением областей проявления современного и неоген-четвертичного вулканизма, где углеродистые газы в основном представлены CO<sub>2</sub> с изотопно-углеродной мантийной меткой ( $\delta^{13}$ C = -5,0--8,0%), двуокись углерода для глубинных газов не характерна. В реакциях на подготовку крупных и крупнейших сейсмических событий в регионах газы иногда реагируют инверсией своего химического состава [Абдуллаев, 1989]. Изотопно углерод метана, участвующего в процессах холодной дегазации недр, сильно нестабилен во времени, отражая в вариациях этого параметра не только процессы кинетического и термолинамического фракционирования своего изотопного состава, но и смещения газов различных горизонтов литосферы, лежащих как выше так и ниже гипоцентральных областей подготовки землетрясений в регионах (для внутриконтинентальных областей - 15-20 км). Изотопно углерод метана на таких глубинах, по-видимому, отвечает углероду с изотопным составом метана Хибин и Ловозера или рифтовых структур Мирового океана, углерод которых имеет значение  $\delta^{13}C = -18, 0 - -22, 0\%$ , т.е. эманации (холодная дегазация) метана с твердой поверхности Земли в конечном счете представляется процессом смешения изотопно-легкого (биохимического) метана с изотопно-тяжелым (абиогенным) метаном больших глубин. Глобальные соотношения между указанными группами углеводородных газов ориентировочно можно оценить как 1 к 2.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев А.У. Об инверсиях химического состава природных газов в сейсмоактивных регионах Киргизии // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 571–575.
- Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н. Метан. М.: Недра, 1978. 322 с.
- Балакин В.А., Гулиев И.С., Фейзуллаев А.А. и др. Опыт экспериментального изучения углеводородного дыхания стратисферы Южно-Каспийской впадины и обрамляющих горных систем с помощью газового анализатора "Искатель-2" // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 1. С. 154–156.
- Будыко М.И., Ронов А.Б. Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое // Геохимия. 1979. № 5. С. 643-653.
- Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 208 с.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983. 423 с.
- Виноградов А.П. Возникновение биосферы // Тр. симпоз. по возникновению жизни на Земле. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 28-41.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Войтов Г.И. О некоторых следствиях, вытекающих из баланса углерода в атмосфере Земли // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 45–48.
- Войтов Г.И. Химия и масштабы современных потоков природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // ЖВХО. 1986. Т. 31, № 5. С. 530–540.
- Войтов Г.И. О химической и изотопно-углеродной нестабильностях свободных газов (газовых струй) в Хибинах // Геохимия. 1991. № 6. С. 769–780.
- Войтов Г.И., Голубев О.А., Калабашкин В.М. и др. Особенности внутрисуточного хода

СН<sub>4</sub> в приземном слое атмосферы в пределах Джавахетского нагорья (Малый Кавказ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 1. С. 175–177.

- Войтов Г.И., Гохберг М.Б., Киссин И.Г. и др. О динамике изменения состава газов подземных вод Кошабулакской структуры в период подготовки Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. // Там же. 1985. Т. 284, № 1. С. 77–81.
- Войтов Г.И., Карпов В.П., Тибар К.О., Созинова Т.В. Аномальный изотопный состав углерода природных газов Эстонии // Там же. 1982. Т. 264. С. 1217–1221.
- Войтов Г.И., Миллер Ю.М., Нивин В.А. Об изотопно-углеродной нестабильности СН<sub>4</sub> свободных газов Ловозерского щелочного массива // Там же. 1992. Т. 322, № 3. С. 618-685.
- Войтов Г.И., Старобинец И.С., Усманов Р.И. О плотности потока СН<sub>4</sub> в тропосферу в нефтегазоносных регионах на примере Аму-Дарьинской впадины // Там же. 1990. Т. 313, № 6. С. 1444–1448.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Горный В.М., Сальман А.Г., Трошин А.А., Шалин Б.В. Уходящее инфракрасное излучение Земли – индикатор сейсмической активности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 67-69.

Гохберг М.Б., Некрасов А.К., Шалимов С.А. О влиянии нестабильного выхода парниковых газов в сейсмически активных регионах на ионосферу // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 8. С. 52-55.

- Гуцало Л.К., Плотников А.М. Изотопный состав углерода системы CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> как критерий генезиса CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> в природных газах Земли // Докл. АН СССР. 1981. Т. 249, № 2. С. 470-473.
- Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. 291 с.
- Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 199 с.
- Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1991. 260 с.
- Дианов-Клоков В.И., Лукшин В.В., Матвеева О.А., Скляренко И.Я. О распределении метана в тропосфере // Изд. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1980. Т. 14, № 5. С. 529-536.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонических землетрясений. М.: Наука, 1991. 219 с.
- Заварзин Г.А. Микробный цикл метана в холодных условиях // Природа. 1995. № 5. С. 3-4.
- Кейлис-Борок В.И. Динамика литосферы и прогнозирование сейсмической опасности // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 102–112.
- Кравцов А.И., Войтов Г.И., Фридман А.И. и др. О содержании водорода в свободных струях в Хибинах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1190–1192.
- Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете глобальной концепции // Сов. геология. 1984. № 7. С. 7–31.
- Кропоткин П.Н. Проблемы происхождения нефти: (О химико-литологическом и регионально-геологическом подходе к проблеме происхождения нефти) // Там же. 1955. № 47. С. 104–125.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Результаты и перспективы исследований по проблеме "Дегазация Земли и геотектоника" // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1991. С. 3–6.

Латынина Л.А., Кармалеева Л.М. Цеформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с. Мак-Ивен М., Филлипе Л. Химия атмосферы. М.: Мир, 1978. 376 с.

- Малков И.П., Дианов-Клоков В.И., Лукшин В.В. Измерения широтного распределения концентраций метана в северном и южном полушариях // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1980. Т. 16, № 7. С. 763–768.
- Николаевский В.Н., Шаров В.М. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.

Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 220 с.

Полдерват А. Химия земной коры // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 130-157.

Ронов А.Б. Глобальный баланс углерода в неогее // Геохимия. 1982. № 6. С. 920-932.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.

Руттен М.Г. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 411 с.

- Садовский М.А. О распределении размеров твердых отдельностей // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 1. С. 69-73.
- Сальман А.Г., Трошин А.А. Вариации потока уходящего инфракрасного излучения Земли в сейсмических районах Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 7. С. 73-75.
- Скляренко И.Я., Стадник Е.В., Фейзуллаев А.А. О роли современных движений в формировании метанового поля приземной атмосферы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 5. С. 1218–1220.
- Слободкин А.И., Паников Н.С., Заварзин Г.А. Образование и потребление метана микроорганизмами в болотах тундр и средней тайги // Микробиология. 1992. Т. 61. С. 683-691.
- Стадник Е.В., Скляренко И.Я., Гулиев И.С., Фейзуллаев А.А. Распределение концентраций СН<sub>4</sub> в атмосфере над различными геотектоническими областями // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 703–705.
- Сывороткин В.Л. Рифтогенез и озоновый слой. М.: Геоинформак, 1996. 68 с.
- Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г., Реутин Ю.В. О потоке гелия в зонах разломов на эндогенных месторождениях // Геохимия. 1975. № 11. С. 1615–1625.
- Хитаров Н.И., Кравцов А.И., Войтов Г.И. и др. Газы свободных выделений Хибинского массива // Сов. геология. 1979. № 2. С. 62–73.
- Шалимов С.А., Гохберг М.Б. Механизм литосферно-ионосферной связи и его применение для прогноза землетрясения в Иране, 20 июня 1990 г.: Интерпретация ионосферных эффектов // J. Earthquake Predict. Res. 1998. Vol. 7. Р. 31.
- Bainbridge A.E., Suss H.E., Fridman J. Isotopic composition of atmospheric hydrogen and methane // Nature. 1961. Vol. 192, N 4803. P. 648-649.
- Blace D.R., Rowland F.S. Continuing world wide increase in troposphere methane, 1978 to 1988 // Science. 1988. Vol. 239, N 4844. P. 1129-1131.
- Ehhalt D.H. The atmospheric cycle of methane // Tellus. 1974. Vol. 26. P. 58-70.
- Ehhalt D.H. The CH<sub>4</sub> consentration over the ocean and its possible variation with latitude // Ibid. 1978. Vol. 30, N 2. P. 169-176.
- John A., Welhan J.A. Origin of methane in gydrothermal systems // Chem. Geol. 1988. Vol. 71, N 1/3. P. 183-198.
- JPCC. Climate change 1992: The supplementary report to the JPCC Scientific Assessment. Cambridge, 1992.
- Rinsland C.P., Levine J.S., Miles T. Consentration of methane in the troposphere deduced from 1951 infrared solar soectra // Nature. 1985. Vol. 318. P. 235-239.
- Rubey W.W. Geologic history of sea water: An attempt to stable the problem // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. Vol. 52. P. 1111-1148.
- Rust F. Ruminant methane δ<sup>13</sup>C values: Relation to atmospheric methane // Science. 1981. Vol. 211. N 4486. P. 1044–1046.
- Stauffer B., Fisher G., Heffer A. Increase of atmospheric methane recorded in Antarctic ise core // Ibid. 1985. Vol. 229, N 4720. P. 1386–1388.
- Stauffer B., Lochbronner E., Olschger H., Schwander J. Methane consentration in the glacial atmosphere was only half then of the preindustrial Holosene // Nature. 1988. Vol. 332, N 6167. P. 812-814.
- Stivens C.M. Atmospheric methane // Chem. Geol. 1988. Vol. 71, N 1/3. P. 11-21.
- Stivens C.M., Kront L., Walling D. et al. The isotopic composition of atmospheric carbon monochide // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 16. P. 147-165.
- Weinstock B. Carbon monoxide balance in nature // Science. 1972. Vol. 176, N 4032. P. 290-292.
- Welhan J.A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pasific rise hydrotermal fluids // Geophys. Res. Lett. 1979. Vol. 6, N 11. P. 829-831.
- Welhan J.A., Craig H., Kim K.R. Hydrothermal gases at 11 °N and 13 °N on the Pasific hydrothermal rise // EOS. 1984. Vol. 65. P. 973.
- Wofsy S.C., MgConnel J.C., McElroy M.B. Atmospheric CH<sub>4</sub>, CO and CO<sub>2</sub> // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 4477–4493.
- Yunge C.E. Residence time and variably of tropospherie trace gases // Tellus. 1979. Vol. 26. P. 477-488.

# ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА – Планетарный аспект

## Ю.И. Пиковский

Географический факультет МГУ

#### введение

Происхождение нефти и газа занимает особое место в научном наследии П.Н. Кропоткина, посвятившего этой проблеме почти полвека своей научной деятельности. Еще в середине 1950-х годов он сформулировал идеи, которые не теряли своей актуальности на протяжении всей последующей половины столетия.

Первые работы П.Н. Кропоткина по вопросам происхождения нефти появились в то время, когда после известного доклада Н.А. Кудрявцева [1951] научной общественности напомнили, что гипотезы об образовании месторождений нефти и газа за счет эманаций глубинного вещества, выдвинутые в конце XIX – начале XX в. Д.И. Менделеевым, В.Д. Соколовым, Ю. Костом и другими учеными, находят свое подтверждение в современной геологоразведочной практике. Их забвение или неприятие тормозит развитие эффективных методов прогноза новых углеводородных ресурсов.

Широкий научный кругозор П.Н. Кропоткина позволил ему подойти к проблеме происхождения углеводородных скоплений в земной коре не как к частному геохимическому процессу в том или ином осадочном бассейне, а с позиций общих космогеохимических представлений. Образование углеводородов на Земле рассматривалось П.Н. Кропоткиным в контексте дегазации нашей планеты, которая привела к формированию земной коры, гидросферы, атмосферы, появлению на Земле органического мира. В проблеме происхождения нефти и газа П.Н. Кропоткин придавал геотектонике и геодинамике более широкое значение, чем роль структурного фактора, формирующего зоны проницаемости и контролирующего процессы дегазации Земли. Флюиды сами в решающей степени могут влиять на изменение напряженного состояния в земной коре, на ход сейсмических процессов, образование пластичных слоев, диапиров и т.д. [Кропоткин, 1980].

Задача данной статьи – рассмотреть основные идеи П.Н. Кропоткина в вопросах происхождения нефти и газа и показать, как они преломляются в современных тенденциях решения этой проблемы.

#### ДВА ПОДХОДА К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

С общепринятых позиций проблема происхождения нефти и газа представляется как столкновение двух взаимоисключающих гипотез – органической и неорганической, а решение этой проблемы зависит от того, какая из гипотез представит более сильные доказательства. На самом деле органическая и неорганическая концепции решают разные проблемы и давно представили свои "неопровержимые" аргументы. Первая концепция решает проблему образования углеводородов из захороненного в осадочных породах биогенного органического вещества, вторая решает проблему происхождения углеводородных скоплений в природных резервуарах за счет глубинной энергии и флюидной динамики Земли. Вполне естественно, что системы доказательств в пользу той и другой гипотез не пересекаются, в связи с чем не может быть достигнуто и согласие между оппонентами. П.Н. Кропоткин определил

это явление как примат двух разных подходов к проблеме – химико-литологического у сторонников биогенной концепции и регионально-геологического у сторонников минеральной концепции [Кропоткин, 1955]. И действительно, когда сторонники органического происхождения нефти и газа рассматривали региональные геологические вопросы, они априори опирались на парадигму автономного возникновения углеводородов внутри осадочной толщи данного бассейна. И наоборот, сторонники дегазационной точки зрения исследуют химизм процесса, опираясь априори на существование природных реакторов ниже осадочной оболочки и верхних слоев фундамента.

На современном этапе развития нефтяной геологии оба этих подхода начинают сближаться, что способствует постепенной конвергенции биогенной и минеральной концепций нефтегазообразования. Те сторонники биогенного происхождения нефти и газа, которые занимаются исследованием нефтегазоносных осадочных бассейнов в регионально-геологическом аспекте приходят к необходимости учитывать наиболее общие закономерности тектонической жизни Земли в целом. И тогда на передний план неизбежно выходит флюидодинамический подход к проблемам нефтегазовой геологии, где важную роль играет флюидная структура и флюидная динамика нашей планеты [Хаин, Соколов, 1994], а нефтегазоносные бассейны рассматриваются как результат взаимодействия геосфер, в которых не меньшее влияние на развитие бассейнов, чем внешние оболочки Земли, "имеют процессы, протекающие в коре и мантии, приводящие через рифтогенез к формированию самих бассейнов, поставляющие тепловой поток и флюидопоток, способствующие превращению исходного органического вещества в нефть и газ. Поэтому изучение этих процессов имеет первостепенное значение" [Хаин, 1998. С. 206-207]. Таким образом, у сторонников различных направлений в исследовании происхождения нефти и газа впервые появилась платформа для совместного конструктивного обсуждения роли и места разных геологических процессов в образовании месторождений углеводородов.

#### ИСТОЧНИКИ УГЛЕВОДОРОДОВ. ФЛЮИДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗЕМЛИ

П.Н. Кропоткин не обсуждал какую-либо конкретную химическую схему образования абиогенных углеводородов как единственную для Земли. Он исходил из факта существования углеводородов на Земле и в Космосе как естественного результата эволюции вещества. "Если рассматривать Землю, - писал он, - как составную часть Солнечной системы, то необходимо будет признать, что главную массу углеводородов последней составляют углеводороды неорганического происхождения. Метан, наличие которого доказывается спектральным анализом, является важнейшей составной частью атмосфер больших планет - Юпитера, Сатурна, Урана, и Нептуна – и их спутников... Как известно, большие планеты сосредоточивают в себе 99,5% массы планет Солнечной системы. Подсчеты вероятного химического состава больших планет, произведенные на основании их плотности и спектральных данных, указывают на исключительно большую роль водорода, который как в чистом виде, так и в таких соединениях, как углеводороды, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O, является главным по количеству атомов элементом в составе этих планет. Углеводороды являются также существенной составной частью комет и в небольшом количестве метеоритов" [Кропоткин, 1956. С. 106-107].

Опираясь на работы В.И. Вернадского, считавшего, что с глубиной в нижних частях литосферы и в мантии кислородные соединения постепенно замещаются водородистыми, в частности, углеводородами, П.Н. Кропоткин замечает: "Если дегазация Земли привела к образованию целого океана воды, который пополняется сейчас за счет паров при вулканической деятельности, то вполне правдоподобно накопление углеводородов в количестве в миллионы раз значительно меньшем" [Кропоткин, 1986. С. 544].

Обобщая геохимические и термодинамические модели флюидного режима Земли, а также хондритовые модели протопланетного вещества, П.Н. Кропоткин подразделяет земную кору и верхнюю мантию по химической характеристике флюидно-газовой фазы на два слоя ("две геосферы"):

а) верхний до глубины в несколько километров, включающий значительную часть осадочной оболочки – оксисферу (окислительный или нейтральный режим во флюидно-газовой фазе, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, сульфаты, гидрокарбонаты);

б) нижний (до глубины 150 км) в низах земной коры и в верхней мантии – *редуктосферу* – грандиозный резерв восстановленных газов – (восстановительная среда, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> и другие углеводороды, CO, H<sub>2</sub>S).

Обе геосферы имеют непрерывно-прерывистый характер: редуктосфера прерывается в местах процессов гранитизации, подъема кислой магмы, зонах современного вулканизма; оксисфера прерывается в зонах углеводородно-водородной дегазации, при быстрых прорывах флюидов редуктосферы на поверхность, в местах скопления углеводородов и битуминозных образований или сероводорода.

П.Н. Кропоткин не отрицал априори возможность образования углеводородов в осадочных горных породах. В своих работах он уделял много внимания геохимическим критериям, используемым для обоснования органической концепции нефтегазообразования: изотопному анализу углерода, оптической активности, элементному составу всего спектра углеродистых ископаемых. Обобщая имеющиеся данные, П.Н. Кропоткин неизбежно приходил к выводу, что катагенез и метаморфизм органического вещества в осадочных породах в обычных условиях идут по схеме углефикации и графитизации, а не по пути образования нефти. Углеводороды из захороненного в горных породах органического вещества образуются, по П.Н. Кропоткину, только при обогащении этого вещества водородом и эпигенетичной гидрогенизации, связанной с привносом из редуктосферы водорода или метана [Кропоткин, 1985, 1986].

К настоящему времени получено много данных о распространении углеводородов и битуминозных веществ в разных типах горных пород и минералов, поведении углеводородов в различных процессах минералогенеза, в том числе и вне всякой связи с осадочными горными породами. Предложено и экспериментально проверено много схем образования углеводородов разных классов и их производных в условиях, моделирующих природные процессы, как с участием, так и без участия биогенной составляющей. Достаточно убедительно доказано, что углеводороды в том или ином количестве – постоянные геохимические участники не только осадочного, но и вулканического, гидротермального, метаморфического, метасоматического процессов в самых разнообразных геологических условиях. Естественно, что наиболее высокие их количества сосредоточены в зоне редуктосферы П.Н. Кропоткина.

Возникающую время от времени дискуссию о том, проходили или не проходили углерод и водород углеводородов редуктосферы биогенную стадию, надо признать чисто схоластической, так как этот вопрос не имеет научного решения: все химические элементы нашей планеты участвуют в глобальном геохимическом круговороте вещества и энергии и в истории Земли, начиная с протопланетного облака, прошли несколько его циклов.

Не ставя своей задачей дать в этой статье обзор огромной литературы по синтезу углеводородов в различных геологических условиях, сформулируем главный вывод из обобщения этих исследований: образование углеводородов – это имманентное свойство литосферы Земли, начиная с дефлюидизации верхней мантии и кончая биогеохимическими процессами в современных донных осадках и почвах. Природные углеводороды – неотъемлемый компонент не только литосферы, но и гидросферы и атмосферы Земли. В этом аспекте понятие "углеводородная сфера Земли" [Соколов, Мельников, 1981] должно охватывать не только часть осадочной оболочки, но и всю редуктосферу в целом, а также те части оксисферы, в которых углеводороды присутствуют постоянно.

Таким образом, синтез углеводородов на Земле – это явление планетарного масштаба, и вопрос состоит лишь в том, какой геологический процесс ответствен в основном за формирование углеводородных ресурсов в недрах.

#### две ветви дегазации земли

Дегазация Земли – это непрерывный во времени и дискретный в пространстве процесс эволюции планеты, начавшийся в самые ранние этапы ее зарождения и продолжающий с различной интенсивностью до настоящего времени. По П.Н. Кропоткину, этот процесс проявляется в двух формах: "горячей" и "холодной" дегазации. "Горячая" дегазация - это подъем летучих вместе с магматическими расплавами (вулканическая и интрузивная деятельность), характеризующаяся сочетанием высоких температур с небольшим геостатическим давлением и возрастанием фугитивности кислорода. "Холодная" (было бы точнее сказать – немагматическая) дегазация происходит на значительном протяжении вне контактов с магматическими очагами. Флюиды здесь сами являются носителями конвективных потоков тепла из глубоких слоев земной коры и мантии, передвигаясь из зон с высокими к зонам с низкими температурами и давлениями. Эта форма дегазации, которую П.Н. Кропоткин сопоставлял с эманационной дифференциацией, названной В.И. Вернадским "дыханием планеты", проявляется на широких пространствах и обусловливает прогревание нижних частей осадочных бассейнов. По П.Н. Кропоткину, именно "холодная" дегазация редуктосферы обеспечивает сохранность восстановленных флюидов при продвижении их к верхним слоям земной коры.

Формы и результаты "холодной" (немагматической) дегазации глубоких недр Земли стали предметом внимания исследователей как в геохимическом, так и во флюидодинамическом аспектах. Участие углеводородов в этом процессе проявляется в форме нелокализованных и локализованных литосферных потоков, разгрузка которых происходит или во внутренних слоях стратисферы или непосредственно на земной поверхности [Пиковский, 1993]. В настоящее время наиболее широкое внимание привлекают три, по-видимому, главные формы "холодной" дегазации: спонтанное истечение газов в зонах глубинных разломов, грязевый вулканизм, гидротермальная деятельность. Температуры этих процессов, вероятно, не превышают 300–500°C на больших глубинах и 80–100°C на первых трех километрах от поверхности в осадочной оболочке.

Спонтанное истечение глубинных углеводородных газов из литосферы к поверхности Земли изучалась Г.И. Войтовым [1986], Б.М. Валяевым [1994, 1997], Т. Голдом [1993], Ю.И. Пиковским [Pikovskii, 1997]. Роль этих потоков заключается прежде всего в поддержании углеводородного баланса атмосферы. Если исключить биогенные и техногенные углеводороды из общего баланса углеводородов, поступающих в атмосферу Земли (около 1 млрд т), то образуется дефицит не менее 100–200 млн т, которые должны поступить за счет дегазации литосферы. Очевидно, что это не может происходить только за счет дегазации углеводородных месторождений, которые в таком случае давно бы прекратили свое существование. С локализованными потоками спонтанного истечения углеводородных газов в литосфере можно связывать образование скоплений природного газа в земной коре и залежей газогидратов на дне океанов [Валяев, 1997].

Геодинамика грязевулканической деятельности в аспекте углеводородной дегазации Земли подробно рассматривалась П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым

[1981]. Их главный вывод: грязевый вулканизм свидетельствует не о разрушении нефтяных и газовых месторождений, а "о продолжающихся процессах активного современного формирования скоплений углеводородов" (С. 175).

Газогидротермальная деятельность рассматривается нами как одна из главных форм "холодной" немагматической дегазации Земли, с которой связаны потоки углеводородов из редуктосферы. Только газы и вода, находящиеся в гораздо более жестких термодинамических условиях, чем условия осадочной толщи, могут быть реальными носителями более тяжелых, чем газ, углеводородов и других нефтяных компонентов в литосфере. Роль гидротермальных растворов в миграции нефти понимал еще Д.И. Менделеев. "Жидкая вода, – писал он, – дойдя до накаленных масс давала пары, часть этих паров выходила через ходы трещины и выносила с собой пары образовавшихся углеводородов. Они, поднимаясь, охлаждались, и жидкие углеводороды собирались в тех пластах, которые их принимали" [Менделеев, 1949. С. 242]. В настоящее время экспериментально показано, что могут быть достигнуты критические параметры температуры и давления, при которых растворимость индивидуальных углеводородов в воде и взаимная растворимость в бинарной системе вода–углеводород становятся неограниченными [Чекалюк, Филяс, 1977].

Изучение углеродистых веществ в гидротермальных рудных месторождениях и следов гидротермальной деятельности в ореолах нефтяных месторождений убедительно показало, что углеродистые вещества закономерно присутствуют в гидротермальных растворах в самых разнообразных геологических условиях [Флоровская и др., 1968; Бескровный, 1967; Банникова, 1990]. Это подтверждается прямым изучением современных гидротерм, выделяющих углеводороды как на дне океана, так и на поверхности суши. Сам термин "гидротермальная нефть" перестал быть экзотическим в научной литературе [Симонейт, 1995]. В связи с имманентным свойством всех оболочек литосферы продуцировать углеводороды, вопрос об источниках углеводородов в гидротермальных растворах должен рассматриваться только для конкретных процессов и конкретных месторождений.

Закономерное участие углеродистых веществ в гидротермальном процессе и многочисленные факторы, способствующие рассеянию и сорбции углеводородов в горных породах, привели к выводу, что трудно представить себе другой способ формирования углеводородных скоплений, нежели ограниченная в пространстве и во времени струйная направленная миграция к природным резервуарам углеводородов, растворенных в перегретых термальных водах. Это позволило еще в начале 1970-х годов заключить, что месторождения нефти и газа надо относить к месторождениям гидротермального типа [Флоровская, Пиковский, 1971].

Активная роль гидротермальных растворов в формировании месторождений нефти и газа признана в настоящее время и сторонниками органического происхождения нефти и газа [Соколов, 1995; Симонейт, 1995].

#### ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ – Каналы углеводородной дегазации земли

П.Н. Кропоткин – один из первых исследователей, возродивших в середине ХХ в. идеи Д.И. Менделеева и В.И. Вернадского о связи месторождений углеводородов и дегазации восстановленных газов с глубинными разломами. Он собрал и опубликовал много фактов по нефтегазоносным провинциям всего мира о связи проявлений и месторождений газа, нефти, твердых битумов с глубинными разломами, свидетельствующие о поступлении этих веществ с больших глубин, и неоднократно приводил в своих работах многочисленные примеры их локализации в чехле над разломами, ограничивающими материковые глыбы, рифтовые зоны, авлакогены, грабены. С позиций приуроченности к глубинным разломам П.Н. Кропоткин трактовал связь газа, нефти, твердых битумов с интрузиями гипербазитов, траппами, вулканическими трубками. "Пояса змеевиков и основных интрузий, – писал он, – являются характерными индикаторами глубинных разломов. Поэтому миграцию углеводородов в описанных месторождениях... естественно связать с дизъюнктивными дислокациями, рассекающими земную оболочку вплоть до больших глубин" [Кропоткин, Шахварстова, 1959. С. 164]. Кроме линейно-вытянутых зон глубинных разломов, П.Н. Кропоткин указывал на вертикальные "трубопроводы", дренирующие мантию до глубины 100–200 км (алмазоносные трубки взрыва Якутии и Южной Африки, диатермы и некки Швабии и Шотландии, вулканы Узон и Этна, щелочные интрузии Кольского полуострова и др. [Кропоткин, 1985]).

Идею о связи месторождений нефти и газа с глубинными разломами в течение нескольких десятилетий разрабатывали и пропагандировали сторонники неорганического происхождения нефти и газа. Под давлением большого количества фактов, в том числе установления тесной связи нефтегазоносности с блоковой структурой земной коры и, в особенности, с рифтогенными структурами, связь формирования нефтегазовых месторождений с глубинными разломами стала одним из основных общепризнанных положений нефтяной геологии.

#### "ТРУБЫ ДЕГАЗАЦИИ" – ОЧАГИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Углеводородная дегазация, так же как и преобразование рассеянного органического вещества осадочных горных пород в "микронефть", сами по себе не могут быть достаточными условиями образования месторождений нефти и газа, тем более крупных или гигантских. Как соглашаются сторонники органического и неорганического происхождения нефти и газа, необходимо находить конкретные очаги нефтегазонакопления, в которых действуют механизмы локализации углеводородных потоков, их аккумуляции и консервации в залежах. П.Н. Кропоткин увидел такие очаги в виде дискретных проявлений наиболее мощных субвертикальных струй восстановленных флюидов, идущих через фундаменты бассейнов в проницаемых зонах Земли. Им впервые было сформулировано "правило": "Если углеводороды - нефть и газ – появляются в каком-либо участке земной коры (нефтегазоносном районе, провинции), то они пронизывают, в той или иной концентрации, весь стратиграфический разрез пород от фундамента до верхних членов разреза включительно" [Кропоткин, 1955. С. 121]. Тем самым он предвосхитил известную закономерность Н.А. Кудрявцева: "Во всех без исключения нефтеносных районах, где нефть и газ имеются в каком-либо горизонте разреза, в том или ином количестве они найдутся и во всех нижележащих горизонтах (хотя бы в виде следов миграции по трещинам)" [Кудрявцев, 1973. С. 140]. Тем не менее, отдавая дань титанической работе Н.А. Кудрявцева по разработке и пропаганде идей неорганического происхождения нефти и газа, П.Н. Кропоткин не раз подчеркивал приоритет Н.А. Кудрявцева [Кропоткин, 1985, 1986]. По-видимому, будет справедливо данную закономерность, имеющую исключительно важное поисковое значение, именовать "правилом Кропоткина-Кудрявцева".

Пространственное очертание нефтегазопроявлений в нефтеносных районах, по П.Н. Кропоткину, имеют «вид широкой расплывчатой вертикальной "трубы", через которую шла тяга углеводородов снизу вверх... Нередко в такой "трубе" можно подметить и зону наибольшей проницаемости или подводящие каналы вертикальной миграции нефти, которые совпадают с наиболее изогнутыми или разорванными участками фундамента» [Кропоткин, 1956. С. 115–116]. Эта ограниченная в пространстве сквозная субвертикальная зона, названная П.Н. Кропоткиным "трубой дегазации", особенно четко очерчивалась в многоэтажных месторождениях нефти и газа, где залежи нефти и газа концентрируются "в нескольких горизонтах, расположенных друг над другом от нижней до верхней части стратиграфического разреза". Внутри этой зоны "наблюдаются крупные и мелкие залежи нефти, газа и конденсата с аномально высокими пластовыми давлениями, связанными с вторжением глубинных сжатых газов, а также округлые в плане геохимические и температурные аномалии – отражение следов движения углеводородных газов. Внутри канала дегазации образуется зона с восстановительным режимом, которая в дальнейшем предохраняет мигрирующие в ней углеводороды от окисления в верхних слоях осадочного чехла; в подземных водах наблюдаются максимальные содержания метана" [Кропоткин, 1986. С. 541].

Необходимость столь обширной цитаты вызвана тем, что многие исследователи описывали впоследствии этот реальный природный феномен, но "не узнавали" в нем "трубы дегазации" П.Н. Кропоткина.

"Труба дегазации" может быть близка по своей природе к упомянутым выше субвертикальным "трубопроводам" в земной коре и мантии, канал которых не заполняется твердой массой горных пород и минералов, образующихся в результате выплавления мантийного вещества, а обозначается флюидно-газовыми потоками, ограниченными в пространстве, из которых в благоприятных термодинамических и геологических условиях выделяются и образуют скопления углеводороды.

Существование мощных субвертикальных зон в осадочных бассейнах, в которых происходит формирование месторождений нефти и газа, в последующие годы подтверждалось многими независимыми исследованиями. Анализ происхождения сверхвысоких давлений в месторождениях нефти и газа привел к выводу о существовании в зонах нефтегазоносности флюидного пластово-жильного диапирового массива и "ореолов вторжения" в породах-покрышках, связанных с периодическим вторжением в флюндов из нижних слоев земной коры под большим давлением и постоянном подпитывании ими нефтяных и газовых залежей [Аникиев, 1971]. На основе обобщения результатов работ по геохимическим поискам нефтегазовых месторождений В.Н. Флоровской были развиты представления о первичных и вторичных ореолах рассеяния, образующихся на путях формирования и разрушения залежей нефти и газа. Ореолы рассеяния представляют собой сложные комплексные образования, характеризующиеся аномалиями окислительно-восстановительного потенциала, газонасыщенности, эпигенетичной битуминозности, солевого состава пород и вод, микробиологической среды. В зонах ореолов наблюдаются вторичные изменения пород, эпигенетическое минералообразование, сходное с гидротермальным, образование углеродистых веществ различных генераций. Все эти особенности отражают разные стороны единого геохимического процесса, обусловленного миграцией нефтеобразующих флюидов, их спутников и носителей [Флоровская, 1960]. Первичный геохимический ореол трассирует, по-видимому, глубинную дегазацию и охватывает по своим размерам всю зону нефтегазонакопления. Косвенным подтверждением такого вывода служит наличие в ореоле полициклических ароматических углеводородов, образующихся при повышенных температурах [Пиковский, 1993], а в самих газовых и нефтяных залежах ртути как глубинного мантийного компонента [Озерова, 1986].

Изучение современной геодинамики осадочных бассейнов [Сидоров и др., 1989] позволило установить, что геодинамически активные в настоящее время структурно-тектонические зоны являются, как правило, и крупными зонами нефтегазонакопления. Здесь наблюдается повышенная раздробленность пород, зоны разуплотнения и разупрочнения пород и вещества среды, волноводы, астеносферные линзы и т.д. Над такими зонами наблюдаются локальные и региональные (шириной 20–40 км) уменьшения силы тяжести и аномалии вертикальных движений, расположенные над субвертикальными зонами земной коры и верхней мантии, объединяющими аномалии пониженных интервальных скоростей, т.е. кинематически неоднородными флюидопроницаемыми зонами геофизической среды. Геохимические исследования состава нефтей и битуминозных компонентов пород, распределения гелия и других газов, указывают на преимущественно вертикальную направленность миграционных процессов в таких зонах, идущих и в настоящее время, а также на продолжение процессов формирования залежей углеводородов.

Обобщение результатов геохимических и геофизических исследований в зонах нефтегазонакопления привело ряд авторов к формулировке понятия "парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных физических, химических и биохимических полей", выраженных "в чередовании повышенных и пониженных зон механических напряжений и приуроченных к ним аномальных эффектов в распределении углеводородов, гелия, углекислого газа, различных химических элементов, теплового и гамма-излучений, магнитных, фильтрационных и других свойств пород" [Михальцев, и др., 1984. С. 138].

Не трудно видеть, что в аннотированных выше исследованиях обнаруживался пронизывающий всю земную кору субвертикальный очаг нефтегазонакопления, теоретически установленный П.Н. Кропоткиным.

Таким образом, время показало, что "труба дегазации" П.Н. Кропоткина стала наиболее плодотворной научной идеей в современных взглядах сторонников органической и неорганической концепции на формирование месторождений нефти и газа.

## ФЛЮИДНЫЕ ПЛЮМЫ --Современная модель нефтегазонакопления

Развитие дегазационной неорганической концепции нефтегазообразования и эволюция взглядов сторонников органического происхождения нефти и газа на генерацию углеводородов и формирование месторождений, наряду с прогрессом в области геотектоники и геодинамики, позволяют подойти с общих позиций к построению и обоснованию модели нефтегазонакопления.

В основе такой модели могут быть следующие положения, базирующиеся на современных представлениях тектоники, геодинамики, флюидодинамики Земли.

1. Современные месторождения нефти и газа, особенно крупные и гигантские – относительно молодые образования, продукты постальпийского тектогенеза, в основном, неоген-четвертичной эпохи. Это подтверждается общепризнанной связью месторождений с новейшими движениями и современными геодинамическими процессами, поздним временем формирования большинства ловушек и резервуаров даже в древних толщах, интенсивными диффузионными и эффузионными процессами и наличием сверхвысоких пластовых давлений в самих углеводородных залежах.

2. Процессы генерации углеводородов и формирования месторождений проходили с высокой скоростью и продолжаются в настоящее время.

3. Глубокое сейсмическое зондирование, геофизические, геодинамические и геохимические исследования в нефтегазоносных бассейнах выявляют сквозные субвертикальные дискретные кинематически неоднородные флюидопроницаемые зоны геофизической среды, по которым происходит разгрузка глубинных флюидов и которые сами могли сформироваться под влиянием глубинных флюидов. Такие зоны имеют место на пересечении активизированных глубинных разломов, на стыках блоков земной коры разного иерархического уровня.

4. Вдоль глубинных разломов в разрезе земной коры возникают и мигрируют многоэтажные зоны разуплотнения (зоны дилатансии), с которыми связан резкий рост проницаемости на участках локальных деформаций. В создании и динамике таких зон важная роль отводится активной вторичной флюидизации как фактору изменения напряженного состояния в земной коре. Существуют дилатансионные модели очагов землетрясений [Николаевский, 1996]. Гидравлический эффект в зонах разуплотнения при вторжении дополнительных масс флюидов обусловливает появление новых деформаций, дробление горных пород, движение мелких блоков земной коры, т.е. образованию неоднородностей пластов, могущих служить ловушками для флюидов.

5. Существуют механизмы пульсационного движения глубинных флюидов из зон их генерации к зонам разгрузки. Вариант такого механизма предложен Т. Голдом [1984, 1986]. При поступлении в нижнюю зону разуплотнения дополнительных масс флюидов в результате дегазации или дефлюидизации верхней мантии или нижних частей коры давление в верхней части флюидного домена в разуплотненной зоне начинает расти до того момента, когда прочность пород будет преодолена. Тогда произойдет мгновенный прорыв флюидной массы в более верхнюю разуплотненную зону, а трещины в нижней зоне закроются. Процесс будет пульсационно продолжаться до прорыва флюидного домена на поверхность Земли.

6. Механизм формирования зоны нефтегазонакопления запускается внедрением в осадочную толщу перегретой водно-газовой смеси в виде субвертикального флюидного домена, или флюидного плюма, обеспечивающего конвективный перенос тепловой энергии и играющего роль флюида-носителя углеводородов.

Поперечный размер такого «плюма», как говорят геофизические данные, может достигать в радиусе десятки километров. Источник (точнее количественное соотношение разных источников) углеводородов во флюидном плюме может обсуждаться представителями разных концепций происхождения нефти: приносит ли их глубинный флюид или они захватываются из вмещающих пород. Тем не менее представляется очевидным, что эффект быстрого "очагового созревания" органического вещества осадочных пород [Соколов, Гусева, 1994; Симонейт, 1995] объясняется приносом глубинного тепла и углеводородов флюидным плюмом.

7. Флюидный плюм как гидротермальная система играет комплексную роль в формировании месторождений нефти и газа. Он участвует в качестве главного фактора в создании природного резервуара: формирует коллектор [Багдасарова, 1994], деформирует пласты и образует ловушки, подводит углеводородный флюид к резервуару, образуя в нем углеводородный "флюидизированный очаг" [Валяев, 1994, 1997]. Условия для выделения нефти в отдельную фазу из флюидного плюма достигаются при резком снижении температуры и давления в окружающей среде, что, по-видимому, в осадочной толще достигается, в основном, на глубинах 1–3 км, хотя такие условия могут создаваться и на больших глубинах.

## НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ: ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Из предложенной модели вытекают практические следствия, которые с успехом могут быть использованы при прогнозе зон нефтегазонакопления. Поскольку флюидные плюмы – явление сравнительно молодое, а, возможно, в некоторых случаях продолжающее свое существование в настоящее время, для их выявления в пространстве необходимо использовать методы изучения современной геодинамики: геоморфологические, геофизические, геохимические. О разработке эффективных геофизических и геохимических методов уже упоминалось (см. [Михальцев и др., 1984; Сидоров и др., 1989]). Вместе с тем эти методы весьма дороги и трудоемки. Их целесообразно применять в районах, где уже установлена высокая вероятность нахождения флюидных плюмов, формирующих месторождения нефти и газа.

К методам региональной оценки таких районов относится технология морфоструктурного моделирования современной блоковой структуры земной коры по рельефу земной поверхности и распознавания мест крупного нефтегазонакопления,



Перспективные морфоструктурные узлы (предполагаемые флюидные плюмы) северной части горного пояса Анд [Губерман и др., 1986] (по данным [Пиковский, 1993] с дополнениями)

1-4 - морфоструктурные линеаменты: І - высшего ранга (глубоководный желоб), 2 - первого ранга, 3 - второго ранга, 4 - третьего ранга; 5, 6 - перспективные морфоструктурные узлы (предполагаемые флюидные плюмы), распознанные в 1986 г.: 5 - имевшие крупные месторождения нефти и газа на момент прогноза, 6 - не имевшие крупных месторождений на момент прогноза; 7 крупные и гигантские месторождения нефти и газа: 1 – Ла-Пас, 2 – Боскан, 3 – группа месторождений Боливар, 4 - Ла-Сира Инфантас, 5 - Орито, 6 - Сача, 7 -Шушуфинди, 8 – Амистад, 9 – группа месторождений Бреа-Париньяс; гигантские месторождения, открытые в 1986-1995 гг: 10 - Кано-Лимон, 11 - Кузиана, Купиагуа и др., 12 - Камисеа

разработанная в последнее десятилетие [Guberman et al., 1997]. Научным основанием технологии послужили два положения: 1) история формирования и морфоструктура современного рельефа отражает тектоническое строение и современную геодинамику земной коры; 2) месторождения нефти и газа формируются по модели флюидных плюмов, развитие которых должно остаться "в памяти" современной блоковой структуры земной коры. Технология заключается: а) в моделировании современной блоковой структуры земной коры методом формализованного морфоструктурного районирования [Ранцман, 1979] и б) в выявлении перспективных морфоструктурных узлов с помощью алгоритмов распознавания образов. Морфоструктурные узлы – это зоны, находящиеся на стыках блоков земной коры (в пересечении ограничивающих их линеаментов). Формирование мелкоблоковой структуры перспективных узлов должно проходить под влиянием флюидных плюмов. Задача технологии выявить специфический "образ" таких узлов и тем самым определить местоположение плюмов.

Первый опыт такого прогноза на примере бассейнов Анд Южной Америки был опубликован в 1986 г. [Губерман и др., 1986]. Одна часть перспективных узлов в то время совпала в радиусе 75 км со всеми самыми крупными месторождениями этого региона, другая часть находилась на территориях бассейнов, в которых крупные месторождения были еще неизвестны. В последующие годы в бассейнах Лльянос и Укаяли были сделаны открытия нескольких гигантских месторождений нефти и газа (Кано Лимон, Кузиана и др. в Колумбии, Камисея в Перу). Все они оказались в радиусе не более 75 км от центров распознанных морфоструктурных узлов (плюмов) (рис.). Таким образом, находит практическое подтверждение как сама модель формирования нефтегазовых месторождений, так и основанная на ней технология прогноза.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эволюция представлений о происхождении нефти и газа вступает в новый этап. Мало кто сейчас сомневается, что в процессе формирования нефтяных и газовых месторождений участвуют мощные потоки планетарного вещества и энергии, а их каналами служат глубинные разломы, пронизывающие всю литосферу Земли от верхней мантии до поверхности.

Описанная выше модель, имеющая в своей основе идеи П.Н. Кропоткина, в самых общих чертах не противоречит моделям, которые разрабатываются в настоящее время и сторонниками органического происхождения нефти [Хаин, Соколов, 1994; Соколов, 1995]. Этот факт дает основание для оптимистического взгляда на перспективу решения проблемы происхождения нефти и газа в целом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра, 1971. 168 с.
- Багдасарова М.В. Роль гидротермальных процессов при формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 42–46.
- Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 208 с.
- Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. Л.: Недра, 1967. 208 с.
- Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30–37.
- Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли: Масштабы и роль в нефтегазонакоплении // Там же. 1994. № 9. С. 38-42.
- Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока газов в различных геоструктурных зонах Земли // ЖВХО. 1986. Т. 31, № 5. С. 533-540.
- Голд Т. Вклад в теорию абиогенного происхождения метана и других углеводородов // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 13: Месторождения нефти и газа. С. 179–189.
- Голд Т. Происхождение природного газа и нефти // ЖВХО. 1986. Т. 31, № 5. С. 547-556.
- Губерман Ш.А., Жидков М.П., Пиковский Ю.И., Ранцман Е.Я. О некоторых критериях нефтегазоносности морфоструктурных узлов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1436–1440.
- Кропоткин П.Н. Проблемы происхождения нефти // Сов. геология. 1955. № 47. С. 104-125.
- Кропоткин П.Н. Происхождение углеводородов земной коры // Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. С. 94-125.
- Кропоткин П.Н. Геологические условия возникновения жизни на Земле и проблема происхождения нефти // Возникновение жизни на Земле: Тр. Междунар. симпоз., 19-24 авг. 1957 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 88–98.
- Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и геотектоника // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 7–13.
- Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и происхождение углеводородов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 6. С. 3–18.
- Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // ЖВХО. 1986. Т. 31, № 5. С. 540-547.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазоносностью) // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1981. С. 148–178.
- Кропоткин П.Н., Пиковский Ю.И. О критике концепции неорганического происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 134–139.

- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Твердые битумы, нефть и горючие газы в интрузиях гипербазитов, в траппах и вулканических трубках // Проблемы миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 151–164.
- Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 214 с.
- Кудрявцев Н.А. Против органической гипотезы происхождения нефти // Нефт. хоз-во. 1951. № 9. С. 17-24.
- Менделеев Д.И. Сочинения. Т. 10. Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 830 с.
- Михальцев А.В., Киричек М.А., Петухов А.В. Прямое прогнозирование месторождений нефти и газа с применением комплекса геофизических и геохимических методов // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 8: Геофизика. С. 134–153.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
- Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
- Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1993. 208 с.
- Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 172 с.
- Сидоров В.А., Атанасян С.В., Багдасарова М.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Симонейт Б.Р.Т. Органическая геохимия водных систем при высоких температурах и повышенных давлениях: Гидротермальная нефть // Основные направления современной геохимии. М.: Наука, 1995. С. 236–259.
- Соколов Б.А. Нефтегазоносность Земли фундаментальная проблема естествознания // Геология и геохимия горючих ископаемых. М., 1995. С. 66–80.
- Соколов Б.А., Мельников Ф.П. Углеводородная сфера Земли // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 2. С. 471-474.
- Флоровская В.Н. Ореолы рассеяния газонефтяных залежей // Геология нефти: Справочник. М.: Гостоптехиздат, 1960. Т. 1: Основые геологии нефти. С. 508-516.
- Флоровская В.Н., Пиковский Ю.И. К вопросу о значении гидротермальных явлений при формировании залежей нефти и газа // Геология рудн. месторождений. 1971. № 5. С. 98–104.
- Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968. 252 с.
- Хаин В.Е. Нефтегазоносные бассейны как результат взаимодействия геосфер // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы II Междунар. конф. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 206–207.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А. Роль флюидодинамики в развитии нефтегазоносных бассейнов // История нефти в осадочных бассейнах. М.: Интерпринт, 1994. С. 133–146.
- Чекалюк Э.Б., Филяс Ю.И. Водонефтяные растворы. Киев, 1977. 128 с.
- Gold T. The origin of methane in the crust of the Earth // The future of energy gases. Wash. (D.C.), 1993. P. 57-80. (US Geol. Survey Profess. Pap.; N 1570).
- Guberman S., Pikovskii Y., Rantsman E. Methodology for prediction of the locations of giant oil and gas reservoir: Field results // SPE, Western Regional Meeting, Long Beach, California, 25-27 June, 1997. Long Beach (Calif.), 1997. P. 321-330.
- Pikovskii Yu.I. Contribution of lithospheric hydrocarbon fluxes to surface carbon sequestration // Soil propertties and their management for carbon sequestration. Lincoln (N.E.), 1997. P. 25–33.

# содержание

<b>Гурарий Г.З., Леонов Ю.Г.</b> П.Н. Кропоткин	5
Нагибина М.С.	
Воспоминания о Петре Николаевиче Кропоткине	8
ГЕОДИНАМИКА И НЕОТЕКТОНИКА	
Пущаровский Ю.М.	
Тектоническое значение данных сейсмической томографии	18
Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Грнгорьев В.Н.	
Зона перехода Азиатский континент-Северо-Западная Пацифика в позднеюрско- раннемеловое время	30
Копп М.Л.	
Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое	84
Гущенко О.И.	
Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы)	108
Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В., Караханян А.С., Петров В.А.	
Современная геодинамика области Аравийско-Евразийской коллизии	126
Караханян А.С., Трнфонов В.Г., Азизбекян О.Г., Хондкарян Д.Г.	
Соотношения позднечетвертичной тектоники и вулканизма в Ханарасарской зоне активных разломов (Армянское нагорье)	136
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ	
Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Кучерина П.М.,	
Симовов В.А.	
История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палео- магнитным и геологическим данным	153
Баженов М.Л., Гурарий Г.З., Крежовских О.А., Фейн А.Г.	
Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья	181
Шнпунов С.В.	
Статистика при получении и обосновании палеомагнитных данных	196
Левашова Н.М., Шипунов С.В., Баженов М.Л.	
Несмещенная оценка направления синскладчатой намагниченности: новый метод, численное моделирование и экспериментальные данные	210

# проблемы происхождения углеводородов

Валяев Б.М.	
Тектонический контроль нефтегазонакопления и углеводородной дегазации Земли	222
Войтов Г.И.	
О холодной дегазации метана в тропосферу Земли	242
Пиковский Ю.И.	
Проблема происхождения нефти и газа – планетарный аспект	253

# CONTENTS

Gurary G.Z., Leonov Yu.G. P.N. Kropotkin	5
Nagibina M.S. Reminiscences about Pyotr Nikolaevich Kropotkin	8
GEODYNAMICS AND NEOTECTONICS	
Pushcharovsky Yu.M. The tectonic implications of seismic tomography data	18
Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Grigoriev V.N. The Asia continent–Northwest Pacific transition in Late Jurassic-Early Cretaceous time	30
Kopp M.L. Transsuropean Dextral shear along the Tornquist line and supposed kinematics of the East European subplate in the Cenozoic	84
Gushchenko O.I. The kinematic principle of the relative chronology of Paleo-stresses (the main algorithm of the tectonic stress monitoring of the lithosphere)	108
Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V., Soboleva O.V., Karakhanyan A.S., Petrov V.A. The modern geodynamics of the Arabian-Eurasian collision region	126
Karakhanyan A.S., Trifonov V.G., Azizbekyan O.G., Khondkaryan D.G. The relationships between Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarasar zone of active faults (the Armenian Upland)	136
PALEOMAGNETISM	
Lubnina N.V., Didenko A.N., Kurenkov S.A., Ruzhentsev S.V., Kucherina P.M., Simonov V.A. Paleomagnetic and geologic evidence for the history of the Paleozoic rock complexes of the Polar Urals	153
Bazhenov M.L., Gurary G.Z., Krezhovskikh O.A., Fein A.G. Paleomagnetic studies in the Permian and Mesozoic deposits of the Southern Maritime Territory	181
Shipunov S.V. Statistics in acquisition and validation of paleomagneic data	196
Levashova N.M., Shipunov S.V., Bazhenov M.L. Unbiased Estimation of synfolding remanence directions: a new method, numerical simulation, and experimental data	210

# ORIGIN OF HYDROCARBONS

222
242
253

#### Гурарий Г.З., Леонов Ю.Г. П.Н. Кропоткин

В статье описываются основные научные достижения П.Н. Кропоткина и раскрывается многообразие его научных интересов.

#### Нагибина М.С. Воспоминания о Петре Николаевиче Кропоткине

Статья представляет собой воспоминания о выдающемся ученом Петре Николаевиче Кропоткине. Автор, Марина Сергеевна Нагибина, познакомилась с Петром Николаевичем еще в студенческие годы. Их дружба продолжалась многие, весьма трудные десятилетия. Воспоминания украшают рассказы о совместных, еще довоенных, экспедициях и стихи, написанные П.Н. Кропоткиным.

Пущаровский Ю.М. Тектоническое значение данных сейсмической томографии

Обсуждаются проблемы стратификации и геодинамики мантии Земли. Подразделение мантии лишь на нижнюю и верхнюю явно недостаточно для дальнейшего развития геодинамического моделирования. Представление о том, что тектоника нижней мантии исчерпывается протыканием ее плюмами является тупиковым.

В результате сейсмотомографии число геофизических разделов в мантии непрерывно увеличивается. Последние могут быть как глобальными, так и региональными; превалируют региональные. Уже из этих данных явствует достаточно сложная разноуровенная и горизонтальная неоднородность в строении мантии. Особенно значимые данные в этом смысле дают сейсмотомографические карты. Анализ таких карт и других сейсмотомографических материалов позволяет наметить в строении мантии шесть геосфер: верхнюю (мощность 650 км), среднюю (860 км) и нижнюю (700 км) мантии, разграниченные зонами раздела I (170 км) и II (500 км), соответственно (цифры отражают порядок мощностей). Верхняя мантия на рубеже 410 км делится на две части. Слой "D" отвечает значительной части нижней мантии.

По особенностям контуров сейсмических аномалий, их сочетаний, размерам занимаемых площадей, степени контрастности сейсмической картины делается заключение, что каждая геосфера характеризуется изменчивостью геодинамических обстановок как по вертикали, так и по латерали, на что могут влиять вещественные, плотностные, термальные неоднородности, а также разнообразные мантийные конвективные и тектонические процессы. Прихотливая сложность в распределении геодинамических обстановок отражает нелинейное воздействие на геосферы разнообразных факторов, сопровождающих развитие геосфер как открытых систем. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрскораннемеловое время

Вдоль границы Азиатского континента, от Монголо-Охотской складчатой области на юге, и до Чукотского полуострова на севере прослеживается протяженный пояс (Удско-Мургальская островодужная система) вулканогенно-осадочных пород верхней юры-нижнего мела, который формировался вдоль конвергентной границы Евразийской плиты и северо-западной части Мезопацифики. По особенностям вулканизма, формационному составу, строению фундамента в пределах Удско-Мургальской островодужной системы выделяются несколько сегментов, для которых восстановлены латеральные ряды палеоструктур, характеризующие зону перехода континент-океан.

Выделяемая предшественниками Удско-Мургальсая островная дуга продолжалась к северу Пекульнейским и Чукотским сегментами. Структуры, формировавшиеся вдоль этой границы, по своему облику напоминают современную Курило-Камчатскую дугу. В южной и центральной частях Удско-Мургальская островодужная система представляла собой окраинно-континентальный пояс с гетерогенным фундаментом (Сибирский кратон, Верхоянский комплекс, Охотский и Омолонский микроконтиненты, Кони-Тайгоносская позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга с аккретированными террейнами). На широте Пекульнейского и Чукотского сегментов это была островная дуга, в тылу которой располагались задуговой бассейн и реликты Южно-Анюйского океанического бассейна.

Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое

Представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозое может быть принято лишь в самом первом приближении. На самом деле кайнозойская Северная Евразия представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с разной скоростью перемещавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике-Арктике. При этом наибольшее ускорение в своем движении к югу и юговостоку получали те фрагменты Евразии, которые в наименьшей степени сдерживались на юге коллидировавшими с ней осколками Гондваны. Восточно-Европейская платформа как самостоятельная субплита выделилась только в конце эоценаолигоцене – скорее всего, в связи с блокировкой Азии Индостаном. Наличие, с одной стороны, свободного пространства в виде реликтов океана Тетис непосредственно по курсу Восточной Европы и, с другой, накопление (в результате эффекта сферичности Земли и плит) сжимающих напряжений на северо-западе ее. в Фенноскандии, создали необходимую тягу, вытащившую субплиту к юго-востоку. Очевидно, важную роль в этом играла гипотетическая зона левых сдвигов к северовостоку от Восточной Европы. Уральский новейший ороген возник при происшедшем в позднем эоцене-олигоцене косом столкновении Восточно-Европейской субплиты с фронтальными блоками зоны динамического влияния Индостана. В плиоцене в связи с Аравийско-Евразийской коллизией движение Восточной Европы было заблокировано и результатом этого явилось возникновение плато в Фенноскандии, создавшее условия для горно-материкового оледенения.

**Гущенко О.И.** Кинематический принцип относительной хронологии па леонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы)

Исходя из кинематического принципа реконструкции палеонапряжений и 6-фазовой модели сопряженных тектонических деформаций, в работе рассматривается основной алгоритм палеостресс-мониторинга литосферы. Для статистически представительных пунктов наблюдений, относящихся к достаточно малым для рассматриваемого структурного уровня поля напряжений элементарным объемам горных пород, предлагаемая методическая разработка обеспечивает возможность: сепарации разнофазных сколовых смещений на однородные по типу симметрии однофазные системы смещений; определения соответствующих этим системам характеристик палеонапряжений и суммарных сколовых деформаций; построения временных рядов палеонапряжений в относительной возрастной последовательности их проявления. Эта последовательность определяется на основе постулата непрерывности деформационных тектонических процессов во времени и показателей степени рассогласованности направлений однофазных сколовых смещений. Приводятся результаты апробации технологии мониторинга на примере геологических данных о сколовых смещениях в каменноугольных комплексах пород Московского региона.

# **Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В., Караханян А.С., Петров В.А.** Современная геодинамика области Аравийско-Евразийской коллизии

Описаны методика, результаты и тектоническая интерпретация результатов расчетов поля тензора скоростей современной тектонической деформации верхней (15-20 км) части земной коры области Аравийско-Евразийской коллизии, ограниченной координатами 26-46° с.ш. и 30-60° в.д. Расчеты выполнялись по данным об активных в позднем плейстоцене и голоцене разломах. Для этого однородные по используемым для расчетов параметрам сегменты разломов разделялись на элементарные отрезки длиной 10-20 км. Вводилось понятие геометрического момента М -произведения вектора скорости перемещения, длины и глубины отрезка. М приводились к декартовой системе координат (север, восток, зенит). Сходные компоненты тензора деформации суммировались в пределах окон определенного размера. На картах представлялись средние для окон направления и величины главных осей деформации. Карты показывают: наиболее высокие скорости деформации в широких зонах границ плит и микроплит; преобладание субгоризонтального субмеридионального укорочения территории в результате северного дрейфа Аравийской плиты и закономерные отклонения от этого направления, отражающие перераспределение горных масс как поперек, так и вдоль орогенического пояса; преобладание сдвигового типа перемещений. Сравнение поля тензора скоростей тектонической деформации с полем тензора сейсмотектонической деформации, рассчитанной по параметрам очагов землетрясений, показало принципиальное сходство полей. Локальные различия обусловлены как неполнотой данных, так и различиями интервала времени, учитываемого в расчетах: усредненные для 100000 лет параметры разломов и 30 лет регистрации землетрясений с определимыми механизмами очагов, не позволяющие выявить и учесть изменения напряженно-деформированного состояния среды.

Караханян А.С., Трифонов В.Г., Азизбекян О.Г., Хондкарян Д.Г. Соотношения позднечетвертичной тектоники и вулканизма в Ханарасарской зоне активных разломов (Армянское нагорье)

Сюникская ромбическая структура в Ханарасарской активной правосдвиговой зоне Армении является типичной впадиной типа pull apart. Она возникла между соседними окончаниями двух сегментов зоны разлома, расположенных эшелонированно друг относительно друга. Здесь произошло небольшое проседание, вызванное растягивающей компонентой перемещений по разломам, но тем не менее правосдвиговая компонента осталась преобладающей и на границах структуры. Позднеплейстоценовые и голоценовые лавовые вулканы связаны с разломами, имеющими компоненту растяжения. Путем сопоставления лав, морен и форм рельефа, а также археологического и радиоуглеродного датирования был установлен относительный возраст перемещений по разломам и вулканических извержений. Предлагается интерпретация соотношений разломообразования и вулканизма, согласно которой сильные землетрясения и фазы вулканических извержений взаимосвязаны и могут быть выделены три импульса такой активности в начале и середине голоцена.

Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В.,

**Кучерина П.М.**, Симонов В.А. История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным

Проведено палеомагнитное и геологическое изучение верхнекембрийско-нижнеордовикских, ордовикских и силур-девонских образований Полярного Урала. Показано, что формирование комплексов Лемвинской зоны происходило у края Восточно-Европейского континента на широтах – 4° ( $\mathcal{E}_3$ – $\mathcal{O}_1$ ) и + 2° (S–D). Образование интрузивных пород Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского офиолитовых массивов в ордовике происходило на 7-14° с.ш., спрединговые структуры имели ССЗ ориентировку. Палеомагнитные характеристики вулканогенно-осадочной войкарской серии восточного склона (О<sub>2-3</sub>) сопоставимы с таковыми Центрально-Казахстанских островодужных объектов и Денисовской зоны Южного Урала и предполагают образование этих толщ в тропических широтах южного полушария (16-25° ю.ш.). В среднем-позднем палеозое косая коллизия Восточно-Европейского и Казахстано-Сибирского континентов привела к совмещению офиолитов Войкаро-Сыньинского массива и войкарской кремнисто-спилит-диабазовой свиты восточного склона, породы последней, вероятно, в составе Казахстано-Сибирского континента, испытали значительный (более 100°) разворот по часовой стрелке относительно Восточно-Европейского континента.

## Баженов М.Л., Гурарий Г.З., Крежовских О.А., Фейн А.Г. Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья

Проведено палеомагнитное опробование пород перми и мезозоя периферийной части Ханкайского массива. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности проведено при помощи ступенчатых нагревов вплоть до 660°С и компонентного анализа результатов размагничивания. Обнаружено, что в пределах отдельных участков высокотемпературная компонента может иметь до-, син- или послескладчатое происхождение; при этом эта компонента может быть послескладчатой, несмотря на присутствие антипараллельных палеомагнитных направлений обеих полярностей. При сравнении данных по всему району найдено, что пермские и триасовые результаты сильно рассеяны и в древней, и в современной системах координат; при ступенчатом распрямлении их сходимость улучшается, но разброс по-прежнему велик. Раннемеловые данные хорошо согласуются в современной системе координат, но и для них наблюдается минимум дисперсии при 10-процентном частичном распрямлении слоев. Мы предположили, во всех изученных породах присутствует синскладчатая намагниченность позднемелового возраста, разброс направлений которой связан со сложным характером складкообразования. С помощью метода малых кругов [Шипунов, 1995] было найдено, что направления этой намагниченности хорошо согласуются для большинства разрезов. Среднее наклонение синскладчатой намагниченности хорошо согласуется с эталонными евразийскими данными, а склонение повернуто на 52,8 ± 10,6° против часовой стрелки. Этот поворот объяснен левосторонними сдвиговыми движениями на территории Приморья в конце мела.

# Шипунов С.В. Статистика при получении и обосновании палеомагнитных данных

В статье рассмотрен комплекс методов анализа палеомагнитных данных, предназначенных для получения палеомагнитных определений; показана роль методов математической статистики при обосновании их надежности.

Левашова Н.М., Шипунов С.В., Баженов М.Л. Несмещенная оценка направлений синскладчатой намагниченности: новый метод, численное моделирование и экспериментальные данные

В последние годы во множестве самых разных палеомагнитных исследований стало фигурировать понятие синскладчатой намагниченности. В большинстве работ направление синскладчатой намагниченности и стадия деформации, на которой произошло перемагничивание, определяется при помощи ступенчатого пропорционального распрямления складок. Такой подход подразумевает, что и деформация пород должна была происходить пропорционально. Однако это допущение далеко не всегда геологически оправдано. В данной работе предполагается более гибкий метод получения оценки направления синскладчатой намагниченности, не включающей предположения о пропорциональности складкообразования. Метод базируется на анализе многомерной функции залеганий и палеомагнитных направлений. Численное моделирование различных геологических структур показало, что в случае, когда деформации не были пропорциональными, общепринятый метод ступенчатого распрямления складки дает сильно смещенную оценку направления синскладчатой намагниченности, а предлагаемый метод – несмещенную. Валяев Б.М. Тектонический контроль нефтегазонакопления и углеводородной дегазации Земли

В статье анализируется основополагающий вклад работ П.Н. Кропоткина в развитие представлений о связи процессов нефтегазонакопления с углеводородной дегазацией Земли, о их структурно-тектоническом контроле. Рассмотрены новейшие данные по масштабам и структурно-тектоническому контролю процессов глубинной углеводородной дегазации, формированию скоплений углеводородов на дне Мирового океана. Эти материалы, а также данные, полученные при разбуривании недр нефтегазоносных регионов, демонстрируют практическую ценность идей П.Н. Кропоткина на современном этапе.

#### Войтов Г.И. О холодной дегазации метана в тропосферу Земли

Рассмотрены проблемы холодной дегазации метана в тропосферу Земли. Показаны глобальные масштабы процесса, их явная некомпенсация метаморфизмом органического вещества в осадочных породах фанерозоя, даже в том случае, если углеводородный потенциал последнего будет полностью реализован на отделение только метана. Процесс нестабилен во времени и пространстве и явно обусловлен геодинамическим режимом недр. Наблюдается слабо выраженная изотопно-углеродная асимметрия явления холодной дегазации метана в южном и северном полушариях Земли в последние 10–15 лет.

Пиковский Ю.И. Проблема происхождения нефти и газа – планетарный аспект

Рассматриваются работы академика П.Н. Кропоткина в области происхождения нефти и газа в аспекте современных тенденций решения этой проблемы. В этом направлении на протяжении всей второй половины XX века П.Н. Кропоткиным развивались следующие главные научные концепции: существование в нижней части земной коры и в верхней мантии крупных резервов восстановленных флюидов ("редуктосферы Земли"); явление немагматической ("холодной") дегазации Земли и его связь с геотектоникой; глубинные разломы как каналы углеводородной дегазации Земли; "трубы дегазации" как очаги формирования нефтяных и газовых месторождений. В русле этих идей автор статьи развивает концепцию флюидных плюмов литосферы как современную модель нефтегазообразования. Такая модель может служить научной основой технологии поисков и разведки крупных узлов нефтегазонакопления.

## Gurary G.Z., Leonov Yu.G. P.N. Kropotkin

This article describes the main scientific achievements of P.N. Kropotkin and manifests many of his scientific interests.

#### Nagibina M.S. Reminiscences of Pyotr Nikolaevich Kropotkin

This article is about scientist Pyotr Nikolaevich Kropotkin. The author Marina Nagibina met Pyotr Nikolaevich when they were students. Their friendship lasted through many very difficult decades. The reminiscences are embellished by stories about the expeditions, in which they were together and also the poems written by P.N. Kropotkin.

#### Pushcharovsky Yu.M. The tectonic implications of seismic tomography data

Problems of stratification and geodynamics of the Earth mantle are considered. The mantle division into the lower and upper parts cannot promote the progress in the geodynamic modelling. The notion of the lower mantle tectonics limited to cutting by plumes is not adequate.

Seismotomographic investigations resulted in continuously increasing number of geophysical discontinuities of the mantle. The last can be of global and regional extent but the regional constituents are prevailing. These data evidence for complex different-level and lateral heterogeneities of the mantle structure. The most important information is provided by seismotomographic maps. Analysis of these maps and other seismotomographic material revealed six geospheres composing the mantle: upper (650 km thick), middle (860 km), and lower (700 km) mantles separated by the dividing zones I (170 km thick) and II (500 km). At the depth level of 410 km, the upper mantle is subdivided into two parts. Layer D" corresponds to the most part of the lower mantle.

Analysis of contours of the seismic anomalies, their combinations, sizes of the distribution areas, and contrasting degree of seismic patterns allows us to conclude that each geosphere is characterized by laterally and vertically changeable geodynamic environments dependent on compositional, density, and thermal heterogeneities, as well as various mantle convective and tectonic processes. Complicated distribution of the geodynamic environments reflects the non-linear influence of different factors related to geospheric evolution as open systems.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Grigoriev V.N. The Asia continent–Northwest Pacific transition in Late Turassic-Early Cretaceous time

Along the boundary of the Asian continent, from the Mongolia-Okhotsk orogenic area in the south to the Chukotka Peninsula in the north, an extensive belt (the Uda-Murgal island-arc system) runs, which consists of Upper Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary and volcanic rocks. This belt formed along the convergent boundary between the Eurasian plate and the northwestern part of the Mesopacific. Based on the peculiarities of volcanism, rock associations, and basement structure, the Uda-Murgal island-arc system is divisible into several segments, for which lateral successions of past settings have been reassembled that characterize a continent–ocean transition zone.

The Uda-Murgal island arc, first recognized by previous researchers, continued further northward by the Pekulney and Chukotka segments. Units that formed along this boundary show features in common with the modern Kurile-Kamchatka volcanic arc. The southern and central segments of the Uda-Murgal island-arc system formed on a continental margin with heterogeneous basement structures (the Siberian craton, Verkhoyansk complex, Okhotsk and Omolon microcontinents, as well as the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Koni-Taigonos island arc with accreted terranes). At the latitude of the Pekulney and Chukotka segments, the belt represented an island arc with a back-arc basin and relics of the South Anyui basin behind it. Kopp M.D. Transeurasian dextral shear along the Tornquist line and supposed kinematics of the East European subplate in the Cenozoic

Our present view of unity and rigidity of the Eurasian plate in the Cenozoic is far front complete. In fact, the Eurasian plate was a varying in time kaleidoscope of subplates and blocks that moved with different velocities from the Northern Atlantic-Arctic spreading axis. However, in doing so, those Eurasian fragments acquired the greatest acceleration in their common south and southeastward motion that were restrained to the least degree in the south by the Gondwanian relics colliding with Eurasia. As an independent subplate, the East European platform separated from other ones just in the end of Eocene-Oligocene, most likely due to the interlock of the Asia movement by Indostan. A presence of free space in the form of the Tethyan relics occuring immediately on the course of the East European motion, from one side, and accumulation of compressive stresses in Fenno-Scandia as a result of sphericity of the Earth and plates, from other side, created a necessary traction dragged out the East European subplate southeastward. It is apparent an important role in that of a hypothetical sinistral shear along north-eastern border of the East European subplate. The Uralian neotectonic orogene arised from oblique collision between the East European subplate and frontal blocks of the zone of dynamic influence of Indostan. In the Pliocene the independent movement of East Europe was stopped by collision between Arabia and Eurasia. As a result, the Fenno-Scandian plateau raised which had provided conditions for emergence of mountain-continental glaciation.

**Gushchenko O.I.** The kinematic principle of the relative chronology of paleostresses (the main algorithm of the tectonic stress monitoring of the lithosphere)

Proceeding from the kinematic principle of paleostress reconstruction and the 6-phase model of conjugated tectonic deformations, the basic algorithm of paleostress monitoring of the lithosphere is considered in the book. The following opportunities are provided for such statistically represented points of observation which deal with quite small elementary sizes of rocks for a structural level of a stress field under consideration: separation of shear displacements different in phase to one-phase displacement systems homogeneous in symmetry type; determination of paleostress characteristics and summary shear deformations corresponding to the above systems; construction of paleostress time rows in the relative chronological age sequence of its display. Such sequence is determined on the basis of the postulate of continuous deformation tectonic processes in time and the indexes of power of discoordination in the directions of one-phase shear displacements. The results of a monitoring technique approbation by the example of geological data on shear displacements in coal rocks of the Moscow Region.

## Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov P.V., Soboleva O.V., Karakhanyan A.S., Petrov V.A. The modern geodynamics of the Arabian-Eurasian collision region

The methods, results, and tectonic interpretation of the results of calculation of a field of tensor of the recent tectonic deformation rates in the upper (15-20 km) part of the Earth's crust of the Arabian-Eurasian collision region (26-46° N and 30-60° E) are described. The calculation was carried out by using the data on faults active in Late Pleistocene and Holocene. Each fault segment with identical parameters was divided into elementary cuts 10 to 20 km long. The geometric moment M was calculated as a product of the displacement rate vector multiplied by the length and the depth of the cuts. The moment was recalculated into the Decarte coordinate system (north, east, and zenith). Identical components of the deformation tensor were summed for the windows of a definite size. Average (for the windows) directions and values of the main deformation axes are represented in maps. The maps show the following. The highest deformation rates are characteristic of wide zones along the plate and microplate boundaries. The subhorizontal N-S-trending shortening predominates in the region as a result of the northern drift of the Arabian plate. Diverging directions of the shortening manifest motion of the rocks both across and along of the orogenic belt. The strike-slip type of motion predominates. The field of tensor of recent tectonic deformation rates is similar in principle with the field of tensor of the seismotectonic deformation calculated by using earthquake source parameters. Local differences of the fields depend on lack of the data as well as on different time intervals that have been taken into account for the calculation: 100000 years for average parameters of the faults and only 30 years for the earthquake source parameters. The latter do not give a possibility to estimate variations of the strain.

Karakhanyan A.S., Trifonov V.G., Azizbekyan O.G., Khondkaryan D.G. Relationships between Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar zone active faults (the Armenian Upland)

The rhombus-like structures in the Khanarassar active dextral fault zone of Armenia is a typical pull-apart basin. It has formed between terminal parts of two adjacent fault segments situated en echelon to each other. Some component of subsidence associated with an extension of the faults of the structure, is found between the en echelon segments, but nevertheless the dextral component continues to be predominant even on the boundaries of the pull-apart basin. The Late Pleistocene and Holocene lava volcanoes of the basin are associated with those faults that have a component of extension. The relative age of fault displacements and volcanic eruptions has been identified by the mutual correlation of lavas, moraines and topographic features and by archaeological and radiocarbon dating. According to the interpretation of rupturing and volcanism, major earthquakes and volcanic eruptions appear interrelated, and three pulses of such activity during the Earlier and Middle Holocene have been identified.

## Lubnina N.V., Didenko A.N., Kurenkov S.A., Ruzhentsev S.V.,

Kucherina P.M., Simonov V.A. Paleomagnetic and geological evidence for the

history of the Paleozoic rock complexes of the Polar Urals

Paleomagnetic and geological investigations of Lower Cambrian-Early Ordovician redcoloured aleurolites of the Polar Urals in the vicinity 66°18' N 63°05' E yields a pole position at latitude 21,1° N, longitude 199° E. A probably primary remanence origin is supported by positive conglomerate test. Paleomagnetic pole received for the ophiolites complexes of the Polar Urals is 23,1° N, longitude 182,2° E. According to the paleomagnetic data from the ophiolites, paleooceanic basin was located at 8–14° N in interval 490–450 Ma. The spreading zone striked in the NNW direction.

Paleomagnetic investigation of Upper Ordovician-Lower Silurian sedimentary and volcanogenic rocks in the vicinity  $66^{\circ}00' \ N \ 63^{\circ}38' \ E$  yields a pole position at latitude  $-40^{\circ} \ N$ , longitude 99,4° E. A probably primary remanence origin is supported by the remance of a fold-test. The island-arc rocks carrie another remanent magnetization component associated with Permian remagnetization event. Received paleomagnetic direction assumes that the location of the Polar Urals relatively surrounding continents did not change significantly since Permian time.

# Bazhenov M.L., Gyrary G.Z., Krezhovskikh O.A., Fein A.G. Paleomagnetic studies in the Permian and Mesozoic deposits of the Southern Maritime Territory

A high-temperature component was isolated from Permian and Mesozoic rocks on the periphery of the Khanka Massif (Maritime Province, Russia) with the aid of stepwise thermal demagnetization up to 660°C. This component is of either prefolding, synfolding. or postfolding age at different localities; at some localities, a postfolding age of this component is proven despite the presence of antipodal directions of both polarities. On the regional level, locality-mean directions from Permian and Triassic rocks are dispersed both in situ and after tilt correction; stepwise incremental unfolding reduces the dispersion which still remains rather high. In contrast, Early Cretaceous data are well grouped in situ, but a statistically insignificant maximum is reached at 10-percent unfolding. We assumed that the same Late Cretaceous remanence is in fact present in all rocks, and the data dispersion is accounted for by multi-stage folding. With the aid of intersecting small circles method, we found that thus-obtained locality-mean synfolding remanences well agree in most cases. Regional-mean inclination of the synfolding remanence agrees with the Eurasian reference value within the error limits of the data, whereas regional mean declination is deflected westward by  $52.8 \pm 10.6^{\circ}$ . The latter observation is accounted for by an anticlockwise rotation of the study area under sinistral strike-slip conditions in late Cretaceous time.

#### Shipunov S.V. Statistics in acquisition and validation of paleomagnetic data

Different approaches and procedures to locate and estimate the paleomagnetic directions are analyzed. Special emphasis is put on statistical method for chek-up of their reliability.

Levashova N.M., Shipunov S.V., Bazhenov M.L. Unbiased Estimation of synfolding remanence directions: a new method numerical simulation, and experimental data

A conception of synfolding remanence has recently become common in many paleomagnetic studies. Usually, a direction of this remanence and a stage of deformation when it was acquired are determined using proportional incremental unfolding of the strata studied. This approach presumes that deformation was also proportional; however, this hypothesis is not justified by geological data. We suggest a more flexible approach which does not require such a proportionality. This approach is based on analysis of a multidimensional function of bedding measurements and paleomagnetic directions. Its numerical testing of various simulated structures showed that the new approach yields an unbiased direction of synfolding remanence, while the commonly used approach does not.

Valyaev B.M. The tectonic control of the oil and gas accumulation and hydrocarbon outgassing of the Earth

In the article the basis contribution of P. Kropotkin's works in the development of the conceptions about connection of the processes of olil and gas accumulation with hydrocarbon outgassing of the Earth and also their tectonic control is analyzed. The newest data of volumes and tectonic control of the processes of deep hydrocarbon outgasing and the formation of hydrocarbon accumulations at the bottom of the World Ocean are considered. These materials and also the data obtained in the result of drilling in oil and gas regions, demonstrate the practical value of P. Kropotkin's ideas in our time.

#### Voitov G.I. On the cold degassing of methane into the Earth's troposphere

The problems of the cold methane degassation into the Earth's troposphere are considered. The global scale of the mentioned processes are shown, including the apparent discompensation of these processes by metamorphism of the organics in the basement rocks of Phanerozoic, even in the case in the hydrocarbon potential of which would be completely realized for the methane separation.

The process in unstable both in time and space and distinct caused by geodynamic regimes of the Earth's interior. The slightly expressed isotope-hydrocarbon asymmetry in the phenomena of the cold methane degassation is observed in the southern and northern hemispheres of the Earth during the last 10–15 years.

#### Pikovskii Yu.I. The origin of oil and gas - planetary aspect

The academician P.N. Kropotkin's works in the area of the petroleum origin are considered in the light of the modern tendencies of a solution of this problem. The following main concepts in this direction were discussed by P.N. Kropotkin during the second half of the 20th century: an occurrence of great reserves of the reduced fluid-gas phase at the bottom of the Earth crust and in the upper mantle ("reduction sphere of the Earth"); the phenomenon of non-magnetic ("cold") outgassing of the Earth in relation to the geotectonics; the deep faults as the channels of hydrocarbon outgassing; the "outgassing pipes" as the sites of the oil-and-gas-deposits formation. On the basis of these ides the author of the paper is developing a conception of the lithosphere's fluid plumes as a modern model of the oil-and-gas field formation. Such model may be a scientific base for an exploration technique of great oil-and-gas accumulation knots.
Научное издание

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Труды ГИН, вып. 515

Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН

Зав. редакцией А.А. Фролова Редактор Т.А. Никитина Художественный редактор Г.М. Коровина Технические редакторы З.Б. Павлюк, О.В. Аредова Корректоры З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая, Р.В. Молоканова

Набор и верстка выполнены в издательстве на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 24.11.1999 Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс Печать офсетная Усл.печ.л. 22,75 + 0,13 вкл. Усл.кр.-отт. 22,9. Уч.-изд.л. 25,0 Тираж 320 экз. Тип. зак. №3665.

Издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12