

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Научный совет по комплексным исследованиям
земной коры и верхней мантии

551.24

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

1971



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
МОСКВА 1976



Сборник посвящен вопросу реальности крупных горизонтальных перемещений блоков земной коры. Представлены как мобилистская, так и антимобилистская позиции в этом вопросе, отвечающие уровню современной геологической науки.

Кроме того, обсуждается возможность надежного изучения горизонтальных перемещений методами палеомагнетизма и даются палеотектонические реконструкции, основанные на результатах палеомагнитных исследований.

Ответственный редактор
Г.Н. Петрова

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

Утверждено к печати ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта АН СССР

Редакторы А.В. Копп, А.А. Гаврилов. Обложка художника А.Е. Смирнова
Художественный редактор А.Н. Жданов. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 3/IX - 1976 г. Т - 15258. Усл.печ.л. 12,75. Уч.-изд.л. 14,2
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 2300 экз. Тип. зак. 1322
Цена 1 р. 04 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И СООТНОШЕНИЕ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В соответствии с идеями новой глобальной тектоники в том виде, как они сформулированы Морганом (Morgan, 1968) и Ле Пишоном (Le Pichon, 1968), литосфера Земли состоит из небольшого числа жестких плит, перемещающихся в горизонтальном направлении. Основные тектонические процессы происходят на границах этих плит, где плиты расходятся с образованием "новой" литосферы или сталкиваются, что сопровождается сокращением или уничтожением литосферы, или, наконец, двигаются параллельно друг другу, либо в разных направлениях, либо в одном, но с разной скоростью. Современные зоны раздвижения отождествляются со срединно-океаническими хребтами, а зоны сокращения (или уничтожения) литосферы — с континентальными окраинами тихоокеанского типа и альпийскими складчатыми областями.

Геометрически движение каждой плиты и относительное движение двух смежных плит может быть представлено как вращение вокруг некоторой точки (полюса) на поверхности Земли. Следует подчеркнуть, что в "классической" тектонике плит радиус Земли считается постоянным и площадь литосферы, образовавшейся в зонах раздвижения плит, должна равняться площади сокращения литосферы в зонах их встречного движения.

Вычислив на основе гипотезы Вайна-Мэттьюза скорость и направление раздвижения плит в океанах, Ле Пишон (Le Pichon, 1968) построил первую количественную глобальную схему их современного движения и реконструировал их движение в кайнозое. В этой и других глобальных мобилистических реконструкциях особое место занимают взаимоотношения Евразии и Северной Америки.

В понимании сторонников новой глобальной тектоники внеальпийская Евразия (по крайней мере до Лены и Байкала на востоке) в мезозое и кайнозое была единой жесткой плитой. В качестве такой же плиты рассматривается обычно Северная Америка к востоку от разрыва Сан-Андреас. Граница между этими плитами проводится по оси Срединно-Атлантического хребта и хребта Гаккеля в Арктике, где происходят расхождение плит и формирование "новой" литосферы.

Однако если такое раздвижение действительно происходит, если литосферные плиты действительно являются жесткими и если радиус Земли действительно не увеличивается, где-то между Леной и Маккензи должна находиться зона сокращения литосферы, положение

которой до настоящего времени однозначно не установлено. Если же такой зоны нет, значит неверны какие-то из основных положений тектоники плит.

Как подчеркнул недавно Е.В. Артюшков (1973), поиск зоны сокращения литосферы по обе стороны от Берингова пролива должен рассматриваться как "критический эксперимент" для проверки этой гипотезы. В основе такой проверки должно лежать сопоставление кинематической схемы предполагаемого относительного движения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (построенной на основе гипотезы о раздвижении Северной Атлантики и Евразийского бассейна Арктики) с реальной тектонической структурой Северо-Востока СССР и Аляски, поскольку кинематика движения плит должна предопределять геодинамические условия, создающиеся на их границах. По обоим вопросам — и по кинематике движения плит, и тем более по геологии интересующего нас региона — имеется обширная литература, и необходимо лишь рассмотреть их под единым углом зрения.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ СХЕМА ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Относительное движение двух смежных плит литосферы по поверхности земного шара в любой заданный момент времени может быть описано как вращение вокруг некоторой точки на поверхности Земли и охарактеризовано координатами этой точки и угловой скоростью вращения. Последовательное перемещение такого мгновенного полюса вращения не ограничено геометрически, но в рамках тектоники плит предполагается, что величина и скорость перемещения относительно невелики и для небольших отрезков геологического времени (порядка миллионов и первых десятков миллионов лет) положение полюса вращения каждой плиты может быть аппроксимировано одной точкой без существенного искажения траектории ее движения. Конечное движение каждой плиты относительно другой, принимаемой за неподвижную, сводится, таким образом, к серии поворотов вокруг нескольких полюсов. Оно может быть сведено и к одному повороту, но положение полюса такого поворота в общем случае существенно отличается от положения полюсов, близких к мгновенным. Именно такой полюс раздвижения Гренландии и Европы определен Буллардом, Эвереттом и Смитом (Bullard *et al.*, 1965) путем совмещения противоположных континентальных склонов Северной Атлантики.

Позже Ле Пишон (Le Pichon, 1968) по ориентировке трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта к северу от Азорских островов определил полюс современного раскрытия Атлантики. Близость координат обоих полюсов (соответственно 76° с.ш., $96,5^{\circ}$ в.д. и 78° с.ш., 102° в.д.), разница между которыми явно

меньше ошибки определения, указывает на относительно стабильное положение полюса в течение геологического времени (рис. 1).

Более подробно кинематика раздвижения Северной Атлантики рассмотрена Питменом и Тальвани (Pitman, Talwani, 1972). Полос современного вращения плит они определили по тому же методу, что и Ле Пишон, но получили несколько иные координаты (68° с.ш., 137° в.д.). Совмещая сопряженные точки линейных магнитных аномалий, считающихся одновозрастными, они получили полосы и углы конечного относительного вращения плит за ряд отрезков геологического времени (см. таблицу). Исходя из этих данных и реконструкции Булларда, Эверетта и Смита (Bullard e.a., 1965), Питмен и Тальвани вычислили положение шести полюсов, близких к мгновенным, при помощи которых может быть адекватно отражено относительное движение Северной Америки и Евразии начиная с момента их разделения. Эта схема заметно отличается от схемы относительного движения плит, основанной на определении полюсов Буллардом с соавторами (Bullard e.a., 1965) и Ле Пишоном (Le Pichon, 1968).

В качестве критерия для проверки своей схемы У. Питмен и М. Тальвани предлагают совмещение хребта Ломоносова с материковым склоном Евразии. Они считают, что поворот Евразии вокруг определенного ими полюса конечного вращения за последние 63 млн. лет приводит к удовлетворительному совмещению этих арктических структур (рис. 2).

Полюсы вращения Северо-Американской литосферной плиты относительно Евразии

№ полюса (на рис. 1)	Время вращения, млн. лет	Координаты		Угол поворота, град.	Литературный источник
		с.ш.	в.д.		
1	9-0	68,0	137,0	2,5	W.C.Pitman, M.Talwani(1972)
2	38-0	65,0	133,0	7,6	" " (1972)
3	53-0	56,0	144,0	9,9	" " (1972)
4	63-0	63,0	157,0	14,0	" " (1972)
5	72-0	77,0	160,0	20,5	" " (1972)
6	Начало раздвижения - 0	73,0	96,5	-	E. Bullard, J.E. Everett, A.G. Smith (1965)
7	9-0	78,0	103,0	-	X. Le Pichon (1968)
8	~40-0	64,0	138,0	-	A.M.Карасик (по Грачеву, 1973)
9	38-9	63,5	131,6	5,1	W.C. Pitman, M.Talwani(1972)
10	53-38	29,0	161,1	2,8	" " (1972)
11	63-53	72,3	150,1	4,6	" " (1972)
12	72-63	76,8	11,1	7,7	" " (1972)
13	81-73	76,8	11,1	7,7	" " (1972)
14	Начало раздвижения - 81	70,4	15,1	11,2	" " (1972)

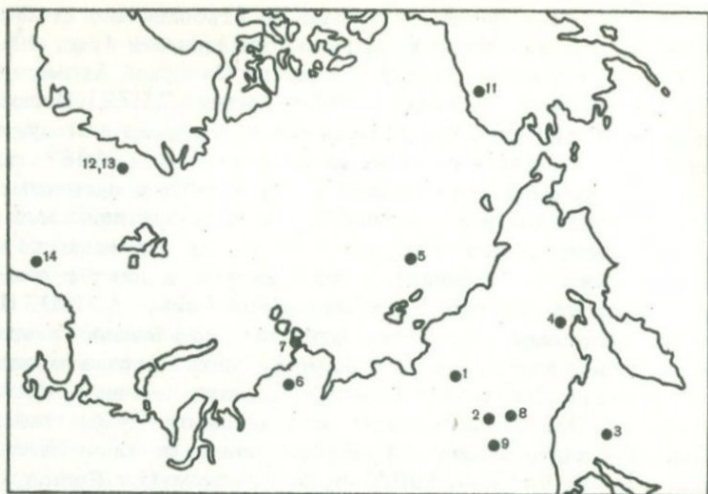


Рис. 1. Расположение полюсов относительного вращения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит по данным разных авторов (номера полюсов в соответствии с таблицей)

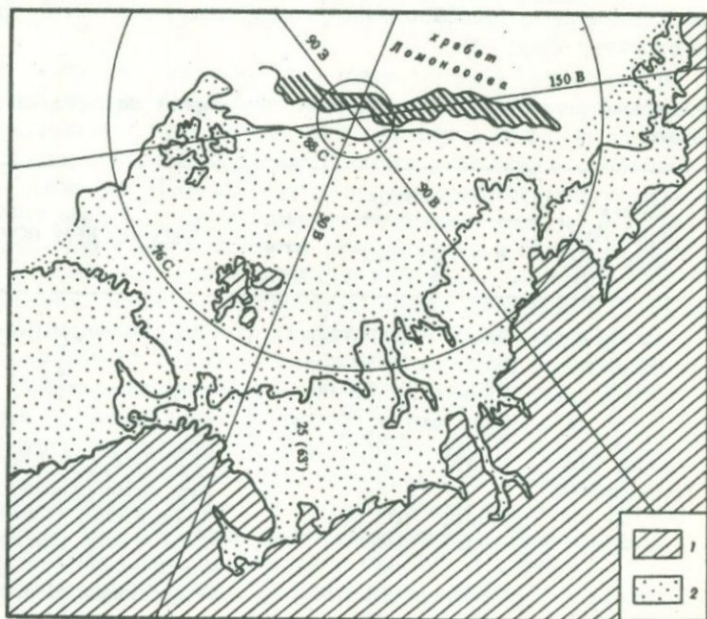


Рис. 2. Реконструкция взаимного расположения хребта Ломоносова и Евразии (с шельфом Баренцева и Карского морей по изобате 2000 м) 63 млн. лет назад, по Питмену и Тальвани (Pitman, Talwani, 1972)

Положение Евразии: 1 - современное, 2 - в раннем палеоцене

По данным А.М. Карасика (Churkin, 1972; Грачев, 1973), лучшее совмещение достигается поворотом вокруг точки с координатами 65° с.ш., 138° в.д., близкой к более позднему (38-0 млн. лет) полюсу вращения, по Питмену и Тальвани. Это хорошо согласуется с данными Вогта и Остенко (Vogt, Ostenso, 1970), считающих, что раскрытие Евразийского бассейна началось лишь 40 млн. лет назад. В то же время вращением вокруг полюсов Булларда и Ле Пишона добиться удовлетворительного совмещения хребта Ломоносова с Евразией невозможно. Поэтому в дальнейшем мы будем использовать только схему Питмена и Тальвани с теми дополнениями, которые вносятся в нее данными А.М. Карасика, Вогта и Остенко.

Согласно этой схеме, в относительном движении Евразии и Америки к северу от Тихого океана можно выделить три этапа: этап встречного движения плит (начало раскрытия Северной Атлантики — 63 млн. лет), когда полюс вращения располагался непосредственно к северу от Исландии; этап быстрого перемещения и "блуждания" полюса вращения, когда динамические условия на границе плит должны были быстро и существенно меняться, но амплитуда относительного перемещения плит к северу от Тихого океана была невелика (63—38 млн. лет), и последний этап стабильного положения полюса в Верхоянье, вблизи предполагаемой границы плит, что должно было обусловить закономерное изменение геодинамических условий вдоль нее (38—0 млн. лет). С последним этапом совпадает раскрытие Евразийского бассейна в Арктике.

Очевидно, что структуры, образованные на границе плит во время относительно короткого второго этапа, в течение которого происходили быстрые и неупорядоченные перемещения плит, должны быть выражены слабее, чем структуры, образованные в течение первого и третьего этапов.

Поэтому второй этап мы можем исключить из рассмотрения и в дальнейшем разбить работу на две части: сопоставление кинематической схемы третьего этапа с олигоцен-четвертичной структурой Северо-Востока СССР и Аляски и сопоставление кинематической схемы первого этапа с тектоническими структурами конца мезозоя и самого начала палеогена в этом же регионе.

ГРАНИЦА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Независимо от кинематики движения Евразийской и Северо-Американской плит граница между ними к югу от хребта Гаккеля, по крайней мере начиная с олигоцена, должна была проходить так, чтобы соединить южный конец этого хребта с любой третьей плитой и замкнуть тем самым ограничения этих двух плит. Ближайшей третьей плитой является Тихоокеанская.

Таким образом, начиная с олигоцена граница плит должна была соединять хребет Гаккеля с Тихим океаном. Теоретически очертания границы могли при этом изменяться. Однако, как показали Питмен и Тальвани (Pitman, Talwani, 1972), конфигурация рассматриваемых плит в Северной Атлантике на протяжении более 70 млн. лет не менялась даже в деталях. Поэтому вполне допустимо предположить, что очертания границы между Евразийской и Северо-Американской плитами, располагавшейся к югу от хребта Гаккеля, хотя бы в основных чертах и в течение значительно более короткого отрезка времени оставались неизменными.

Эта предполагаемая граница как геологическая структура или, вернее, как комплекс геологических структур должна отвечать некоторым требованиям, вытекающим из основных положений тектоники плит. Первое из этих требований – непрерывность – кажется достаточно очевидным, не требующим пояснений. Второе – граница должна быть сейсмически активной, так как сейсмически активна зона предполагаемого раздвижения между Америкой и Европой. Кроме того, сейсмичны все линеаменты, считающиеся современными границами плит, и нет оснований полагать, что на рассматриваемом участке возможны исключения. И третье – направление смещений вдоль каждого участка этой границы должно определенным образом зависеть от его ориентировки относительно предполагаемого полюса вращения, а амплитуда этих смещений должна быть прямо пропорциональна расстоянию до этого полюса.

По Питмену и Тальвани, положение полюса в течение олигоцен-четвертичного времени характеризуется двумя точками, соответствующими эпохам 38–5 млн. лет и 5–0 млн. лет, но они очень близки и без существенного искажения траектории плит могут быть заменены единым полюсом конечного вращения, начиная с 38 млн. лет назад до настоящего времени. Как уже указывалось, последний очень близок к полюсу раскрытия Евразийского бассейна, определенному А.М. Карасиком. Учитывая малую точность определения полюсов, есть смысл заменить эти два значения координат полюса одним, средним между ними, и использовать это значение ($66,5^{\circ}$ с.ш., $137,5^{\circ}$ в.д.) в дальнейших построениях.

Каким же образом проводится в настоящее время граница Американской и Евразийской плит к северу от Тихого океана? Прежде всего привлекает внимание негеографическая граница между континентами – Берингов пролив. Именно по Берингову проливу разделяют плиты Ле Пижон (Le Pichon, 1968), Гамильтон (Hamilton, 1970), Питмен и Тальвани (Pitman, Talwani, 1974), хотя все они проводят эту границу условно и допускают, что на самом деле она проходит западнее.

Если эта граница действительно проходит через Берингов пролив, то по условию непрерывности она должна продолжаться в Чукотском, Восточно-Сибирском морях и море Лаптевых до южного окончания хребта Гаккеля и в Беринговом море до Алеутского желоба. На рис. 3 показаны принципиальная рисовка такой границы

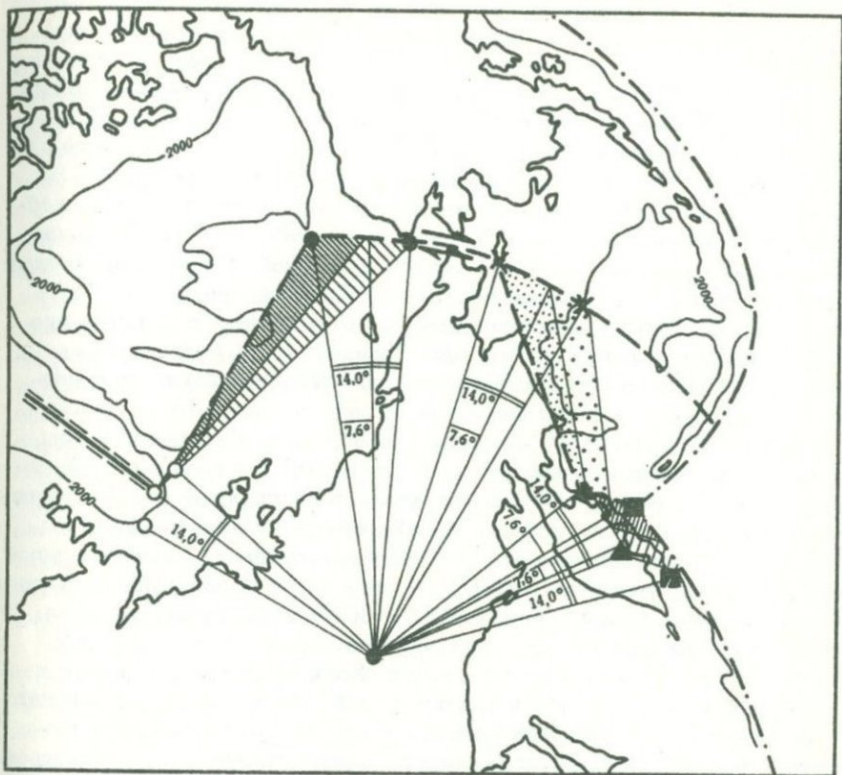


Рис. 3. Характер смещений по предполагаемой границе плит, проходящей через Берингов пролив, с олигоцена по настоящее время (а и б - два варианта проведения границы через Берингово море)
 1 - осевая зона хребта Гаккеля; 2 - оси глубоководных желобов; 3 - положение полюса относительного вращения плит (40-0 млн. лет), среднее между полюсами 2 и 8 (таблица); 4 - предполагаемая граница плит; 5 - максимальные (а) и минимальные (б) углы поворота отдельных сопряженных точек на первоначальной границе плит; 6,7 - зоны сокращения (6) и раздвижения (7) литосферы; а - при максимальной амплитуде поворота плит, б - то же, при минимальной; 8 - зоны преимущественно сдвигового смещения

и характер смещения вдоль нее, исходя из принятого положения полюса вращения. Амплитуда смещения определяется углом поворота, вычисленным Питменом и Тальвани. Необходимо подчеркнуть, что это минимальная амплитуда. Наиболее вероятно вдвое большая амплитуда, определяемая полным раскрытием Евразийского бассейна. По Питмену и Тальвани, эта амплитуда смещения также достигается, но за несколько больший промежуток времени (63—0 млн. лет). В последующем тексте эта амплитуда дается в скобках рядом с минимальным значением. На этом и других рисунках "меридианы", проведенные от полюса вращения, и описанные вокруг него "параллели" изображаются в виде окружностей и радиусов к ним, что было бы полностью правомерно, если принять полюс вращения за центр полярной проекции. Однако даже если центром проекции остается Северный полюс, линейные ошибки в определении амплитуды смещения на границе плит, зависящего от направления этих "параллелей" и "меридианов", даже на максимальном удалении от полюса не будут превышать 100 км и для нас не существенны. К северу от Чукотки вдоль этой границы должно происходить сокращение литосферы, а в Беринговом море наиболее вероятно ее сдвиговая природа. Амплитуда смещения с начала олигоцена должна достигать 300 (600) км в Беринговом море и Беринговом проливе, уменьшаясь до 150 (300) км к северу от о-ва Врангеля. Рассмотрим три отрезка этой линии.

Северный Ледовитый океан. Хотя часть этого океана к северу от о-ва Врангеля и Новосибирских островов и принадлежит к наименее изученным его районам и многие черты рельефа дна здесь еще недостаточно известны, следует полагать, что единственная в Арктике активная зона сокращения литосферы отличалась бы от других ее структур достаточно резко, и если бы существовала, то была бы обнаружена. Ее "выдала" бы прежде всего сейсмичность, подобно тому как сейсмическая зона хребта Гаккеля была обнаружена задолго до обнаружения самого хребта в рельефе дна. Кроме того, для структур, рассматривающихся в качестве зон сокращения литосферы, характерны особенности гравитационного поля, и прежде всего интенсивные линейные изостатические аномалии, которые в этой части Арктики также отсутствуют. Геологические свидетельства существования линейной зоны кайнозойских дислокаций на этом участке не известны. Таким образом, предположение о существовании олигоцен-четвертичной зоны сокращения литосферы к северу от берегов Северо-Восточной Азии не подтверждается геолого-геофизическими материалами.

Разделение Берингова моря между двумя плитами также не обосновано. Хотя высокий сейсмический "фон" в южной части моря и может препятствовать установлению сейсмической зоны, соответствующей этой границе, последняя должна легко обнаруживаться в рельефе и геологической структуре дна, которые изучены здесь значительно лучше, чем в Ледовитом океане. Между тем дно Командорской и Алеутской котловин представляет собой идеальную рав-

нину, на фоне которой были бы заметны даже незначительные нарушения. Геофизические исследования также не обнаруживают линейных зон, пересекающих все Берингово море. Его северо-восточный континентальный склон начал формироваться в начале третичного времени, а к позднему миоцену его формирование было практически закончено (Scholl e.a., 1969). Граница плит сместила бы этот склон, чего на самом деле не наблюдается. Наконец, если граница плит пересекает Берингово море, современное единство Алеутско-Командорской дуги есть случайное событие: дуга ранее разделялась на два отрезка, разобренные поперечным сдвигом, и в будущем разделится вновь. Это полностью противоречит как особенностям развития самой Алеутской дуги, единство которой начиная с эоцена ни у кого не вызывает сомнения, так и закономерностям развития островных дуг вообще. Можно избежать некоторых трудностей, проведя границу плит вдоль континентального склона Корякского нагорья и Камчатки, но тогда эта граница "оторвет" Олюторский полуостров от его продолжения — хребта Ширинова, и, кроме того, вдоль такой границы должны возникнуть зоны растяжения литосферы с образованием "новой" океанической коры до 200 (400) км шириной (рис. 3). Одновременно к востоку от залива Озерного должна образоваться короткая, но мощная зона сокращения литосферы. Однако подобные зоны здесь явно отсутствуют.

Наконец, сам Берингов пролив с прилегающими участками морей. Важной особенностью этого района является его сейсмичность, отличающая его от соседних частей Чукотки и Аляски. И хотя землетрясения здесь незначительны, а их эпицентры не вытягиваются в единую линейную зону, существование их может указывать на реальные поперечные структуры, разделяющие Азию и Америку (Сейсмическое районирование СССР, 1968). Однако нет никаких геологических оснований предполагать, что вдоль этих структур начиная с олигоцена происходит правобоковое сдвиговое смещение с суммарной амплитудой 300 (600) км. Напомним, что это смещение одного порядка или даже вдвое больше предполагаемой амплитуды разлома Сан-Андреас за тот же промежуток времени. Отсутствие здесь активных позднекайнозойских сдвигов такого масштаба очевидно. Укажем, в частности, на одну деталь: идентичность меловых щелочных пород Чукотского полуострова и полуострова Сьюард, установленную Миллером с привлечением данных Л.Л. Перчука. Поскольку в пределах остальной Аляски подобные породы отсутствуют, это сходство является важным доказательством отсутствия значительных сдвиговых перемещений вдоль Берингова пролива уже с конца мела.

Главный вывод из всего сказанного тот, что граница Американской и Евразийской литосферных плит не проходит через Берингов пролив. Этот вывод достаточно очевиден, и ряд исследователей уже предпринимал попытки проведения границы плит через материк. При этом граница, отделяющая Аляску от остальной Америки, должна была бы пересекать основные геологические структуры поперек, а

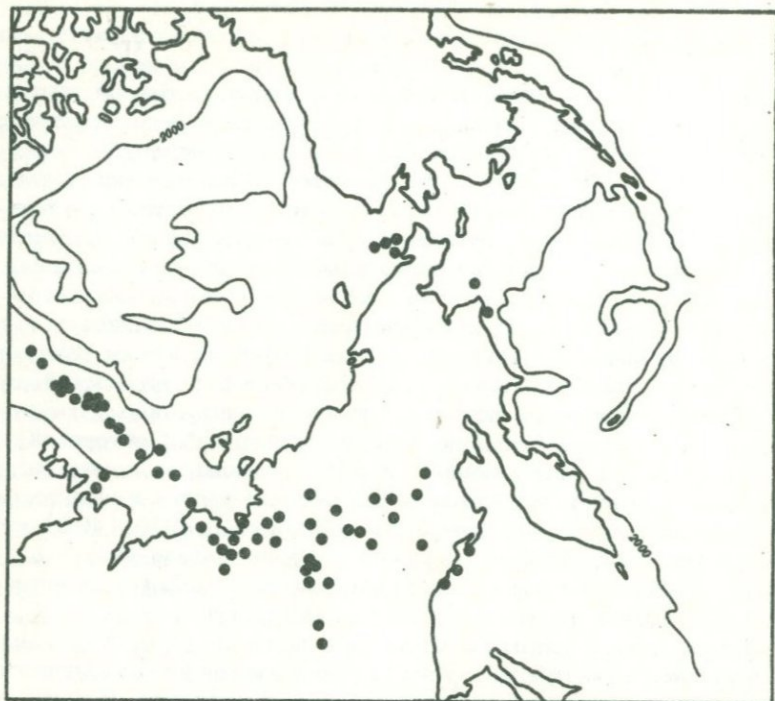


Рис. 4. Эпицентры землетрясений в восточной части советского сектора Арктики

Землетрясения хребта Гаккеля – по Сайксу (Sykes, 1965), остальные – по "Сейсмическому районированию СССР" (1968)

амплитуда горизонтального смещения этих структур должна была бы достигать здесь 350–400 (700–800) км, так как расстояние от предполагаемого полюса вращения плит здесь становится больше. Кроме того, при этом варианте сохраняется "потребность" в зоне сокращения литосферы в Ледовитом океане. Поэтому попытки проведения границы плит через Аляску заранее обречены на неудачу.

Неудачной является и попытка И.К. Волчанской (1973), которая проводит эту границу через Аляску, но указывает лишь на вертикальные перемещения вдоль выбранной ею линии.

Большинство сторонников тектоники плит видят возможность проведения такой границы через Северо-Восток СССР. Наиболее подробно этот вопрос рассмотрен в работах советских исследователей: А.Ф. Грачева (1973), Р.М. Деменишковой и А.М. Карасика (1970, 1971). Вслед за Сайксом (Sykes, 1965) эти исследователи обращают внимание на то, что сейсмический пояс хребта Гаккеля через шельф моря Лаптевых продолжается на материк.

И хотя разброс эпицентров здесь значительно больше, чем в океане, сейсмическая зона может быть прослежена вдоль хребта Черского и далее менее уверенно до побережья Охотского моря к северу от Магадана. С сейсмической зоной совпадают зона интенсивных новейших тектонических движений и ряд кайнозойских грабенообразных структур с незначительными проявлениями вулканизма (вулкан Балаган-Тас и др.; рис. 4).

Вопрос о продолжении этих структур на юго-восток до Тихого океана в литературе практически не обсуждался. Не обсуждалось и сопоставление этих структур с кинематической схемой относительного движения Северо-Американской и Евразийской плит. Между тем подобное сопоставление показывает, что если рассматриваемая зона действительно является границей Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, то в ее пределах должна существовать точка, к северо-западу от которой происходит растяжение литосферы, а к юго-востоку — ее сжатие и сокращение (рис. 5). Положение этой точки и масштаб деформации по обе стороны от нее зависят от положения полюса вращения плит и несколько различаются, в зависимости от того, используем ли мы данные А.М. Карасика или Питмена и Тальвани. Однако даже если использовать минимальные из возможных смещений, приходится предполагать, что начиная с олигоцена земная кора к востоку от устья Лены растянулась на 90 км. Растяжение подобного масштаба, локализованное в узкой линейной зоне, должно было привести к разрыву сплошности земной коры и заполнению образовавшегося зияния новой, океанической корой, подобно тому, как это предполагается для Красного моря. Нет никаких геологических свидетельств подобного процесса. Более того, в этом районе отсутствуют значительные магнитные аномалии, образование которых неизбежно при расхождении континентальной коры (Беляев и др., 1970).

Геологические профили грабенов кряжа Полоусного (Гришин, 1972) показывают, что кайнозойские отложения повсеместно подстилаются более древними осадочными и интрузивными породами и значительного раздвижения здесь в кайнозое также не происходило, что, конечно, не исключает возможности существования современных и новейших растягивающих напряжений. Сами авторы рассматриваемой гипотезы не указывают на значительные растяжения в пределах зон, ограничиваясь описанием частных структур, обусловленных растягивающими напряжениями (Грачев и др., 1971). Но наибольшие противоречия между этой гипотезой и реальной геологической обстановкой обнаруживаются при прослеживании сейсмической зоны хребта Черского на юго-восток. Обнаруживается, в частности, что при использовании любого из имеющихся определений полюсов (в том числе и полюса А.М. Карасика) собственно Момский грабен, если он действительно располагается на границе плит, должен являться не структурой растяжения, а структурой сжатия. Точнее, его структура должна быть обусловлена сжимающими напряжениями, направленными под углом к грабену, а этот угол будет определяться

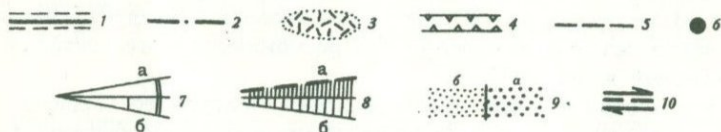
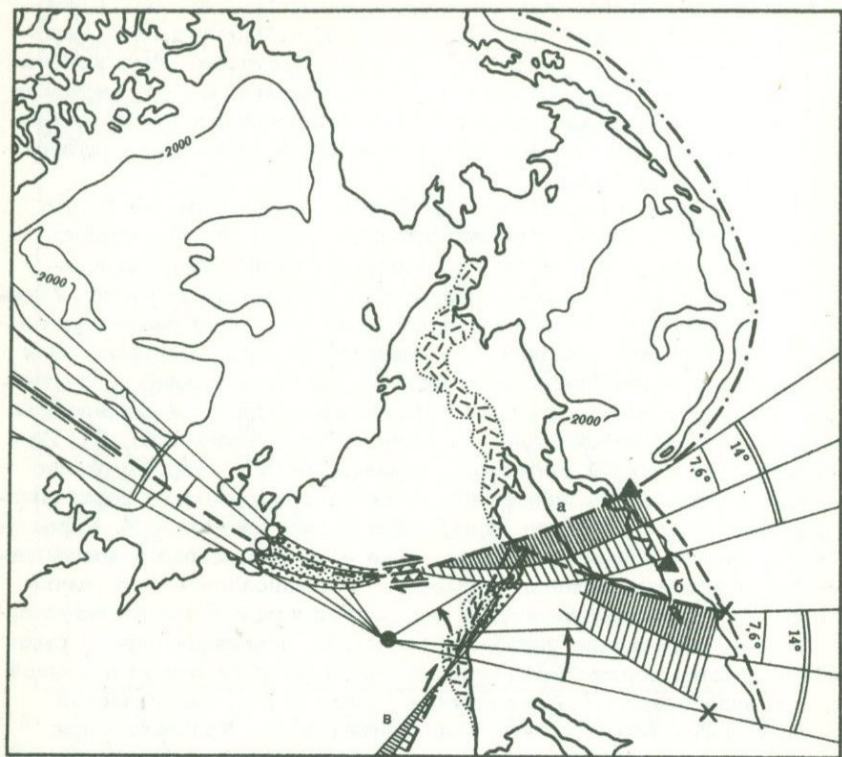


Рис. 5. Характер смещений по предполагаемой границе плит, проходящей через Момскую впадину, с олигоцена по настоящее время (а и б – два варианта проведения границы через Охотское море и Курило-Камчатскую дугу, в – продолжение границы плит, по А.Ф.Грачеву и др., 1970)

1 – осевая зона хребта Гаккеля; 2 – оси глубоководных желобов; 3 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 4 – Момская впадина; 5 – предполагаемая граница плит; 6 – положение полюса относительного вращения плит (40–0 млн. лет), среднее между полосами 2 и 8 (таблица); 7 – максимальные (а) и минимальные (б) углы поворота отдельных сопряженных точек на первоначальной границе плит; 8,9 – зоны сокращения (8) и раздвижения (9) литосферы: а – при максимальной амплитуде поворота плит, б – то же, при минимальной; 10 – зоны преимущественно сдвигового смещения

принятым положением пояса. Далее к юго-востоку от Момского грабена вдоль рассматриваемой зоны должны развиваться все более интенсивные и крупные структуры, связанные с сокращением литосферы.

При пересечении Охотско-Чукотского пояса должна образоваться поперечная к нему зона сокращения литосферы на 120(250) км, а при пересечении Курило-Камчатской дуги – аналогичная зона сокращения на 250(500) км.

Однако как в пределах Охотского пояса, так и в пределах Охотского моря и Курило-Камчатской дуги имеющиеся поперечные структуры обусловлены либо вертикальными подвижками, либо, как полагают некоторые исследователи, сдвигами небольшой амплитуды. Поперечные позднекайнозойские зоны складчатости или крупные надвижки, в которых можно было бы усмотреть зоны субдукции (или обдукции) коры, по обе стороны Охотского моря отсутствуют. Это полностью относится и к гипотетической линии, соединяющей хребет Черского с Алеутской дугой, часто рассматриваемой в качестве глубинного разлома.

Итак, если сам факт продолжения сейсмического пояса хребта Гаккеля в пределы Азиатского материка не должен вызывать сомнений, то связь сейсмичности с крупномасштабными горизонтальными перемещениями блоков литосферы не подтверждается. Следовательно, сейсмическая зона хребта Черского не может рассматриваться в качестве границы Евразийской и Северо-Американской плит, вращающихся относительно друг друга.

Мы установили, что оба рассмотренных варианта проведения границы не удовлетворяют требованиям, выведенным из основных положений тектоники плит. Остается выяснить, обусловлено ли это неудачным выбором самих вариантов или какими-то общими причинами.

Очевидно, что любая граница, соединяющая южный конец хребта Гаккеля с Тихим океаном, должна пересекать мезозойды – область, где складкообразование закончилось к началу кайнозоя и где кайнозойские складчатые зоны отсутствуют. С точки зрения тектоники плит это означает, что в пределах данной области нельзя ожидать существования значительных зон сокращения литосферы. С другой стороны, столь же очевидно, что линия хребта Гаккеля – Тихий океан должна в значительной своей части проходить по материковой коре.

Согласно тектонике плит из этого следует, что здесь не могут существовать зоны значительного раздвижения литосферы. Наконец, эта линия неизбежно должна быть поперечной к ряду докайнозойских и кайнозойских структур и если бы она имела сдвиговую природу, то это сразу бросалось бы в глаза.

Единственный вывод из этих трех положений тот, что в кайнозое Евразия и Северная Америка не разделялись структурной зоной, которая могла бы рассматриваться как граница горизонтально перемещающихся литосферных плит.

ГРАНИЦА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЕВРАЗИАТСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В КОНЦЕ МЕЗОЗОЯ И НАЧАЛЕ КАЙНОЗОЯ

В большинстве реконструкций предполагается, что в течение первого этапа, закончившегося 63 млн. лет назад, арктического Евразийского бассейна еще не существовало и граница между рассматриваемыми плитами в Арктике соединялась со Срединно-Атлантическим хребтом через хребты Менделеева и Альфа и Баффиново море или, возможно, через какую-то другую структуру. Естественно, если эта древняя пограничная структура "отмерла", нет оснований предполагать что ее можно обнаружить по современной сейсмичности. На нынешнюю структуру кайнозойской складчатой области эта граница также может не оказывать существенного влияния, обнаруживаясь лишь в докайнозойских структурах и фациях, о распределении которых известно здесь слишком мало. Поэтому единственный путь поиска такой границы - изучение тектонических структур в пределах мезозойских. Вместе с тем в силу особенностей кинематики предполагаемого движения плит за отрезок времени, завершившийся 63 млн. лет назад, геодинамические условия на искомой границе должны быть достаточно специфичны, что облегчает ее идентификацию.

В своей реконструкции Питмен и Тальвани (Pitman, Talwani, 1972) определяют траекторию движения Евразии и Северной Америки с момента их раскола и до 81 млн. лет назад и траекторию последующего движения плит за время с 81 по 63 млн. лет назад. Эти траектории определяются вращением вокруг полюсов, расположенных относительно близко друг от друга к северу от Исландии. Это движение приводит к сближению материков к северу от Тихого океана. До начала этого сближения материков были удалены друг от друга на расстояние около 2000 км. И хотя предполагается, что раскол Лавразии произошел около 180 млн. лет назад (Le Pichon, Fox, 1971), из реконструкции Питмена и Тальвани следует, что 3/5 этого расстояния было пройдено за последние 18 млн. лет встречного движения материков (81-63 млн. лет). Вдоль границы между плитами к северу от Тихого океана это сближение, если оно существовало, должно было компенсироваться сокращением литосферы (рис. 6).

Естественно, что сокращение литосферы на 2000 км должно было породить весьма крупные геологические структуры. Напомним, что согласно ряду мобилистических реконструкций сокращение такого масштаба или даже меньшего породило альпийскую складчатую область Европы (Пейве, 1969; Dietz, Holden, 1970). Весьма мала вероятность того, что сокращение такого масштаба может быть компенсировано только складчатостью. В других случаях такого сокращения оно, по представлениям сторонников тектоники плит, осуществляется за счет субдукции океанической коры, располагающейся между континентами.

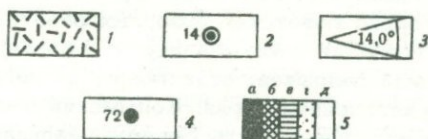
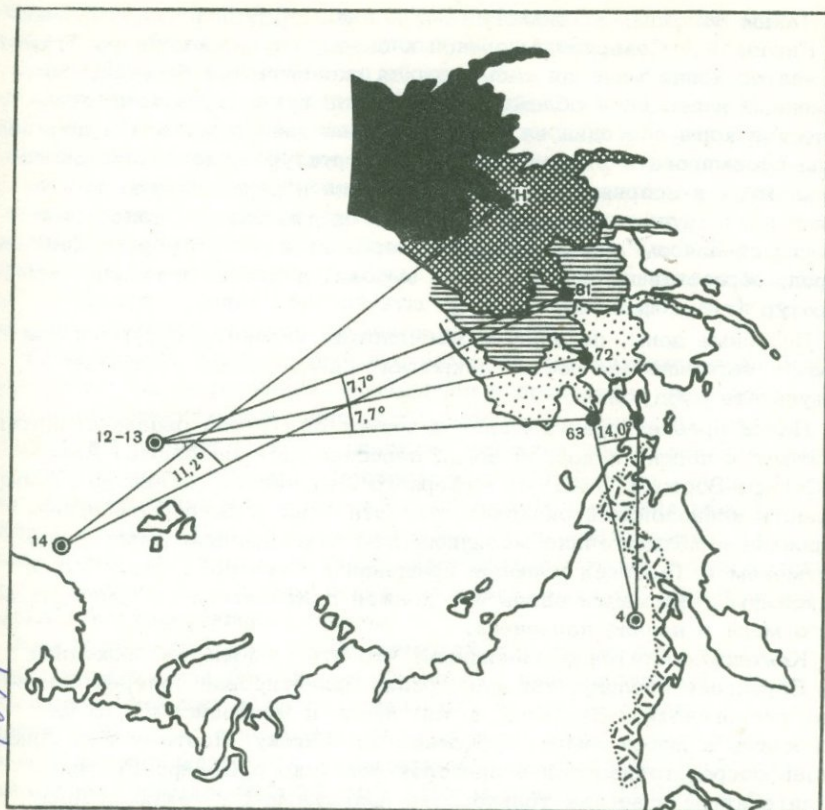


Рис. 6. Реконструкция относительного движения Евразии и Аляски, по Питмену и Тальвани (Pitman, Talwani, 1972) с дополнениями

1 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 - полюсы относительного вращения плит (номера по таблице); 3 - углы относительного поворота плит вокруг соответствующих полюсов; 4 - последовательные позиции полуострова Сьюард (н - начало раздвижения); 5 - последовательные позиции Аляски относительно Евразии:

а - до начала раздвижения Атлантики, б, в, г - 81, 72 и 63 млн. лет назад, д - современное положение



Таким образом, по аналогии мы должны предполагать, что между Евразией и Северной Америкой к северу от современного Тихого океана до конца мезозоя располагался океанический бассейн, уничтоженный в процессе сближения материков путем субдукции океанической коры под один из них. Субдукция такого масштаба должна была сформировать ряд геологических структур: пояс андезитового вулканизма и сопряженных с ним интрузий и параллельную этому поясу зону крупных складчато-надвиговых дислокаций, сопровождающуюся поясом альпинотипных гипербазитов и метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких давлений и низких температур (глаукофановые сланцы).

Подобные зоны, по данным мобилистов, являются сутурами, или швами, остающимися после "закрытия" океанических бассейнов в результате субдукции.

Поиск древней границы плит к северу от Тихого океана сводится поэтому к поиску подобной зоны, пересекающей мезозойды Аляски и Северо-Востока СССР от Северного Ледовитого океана до границ области кайнозойской складчатости. Эта зона должна быть ориентирована приблизительно меридионально относительно вычисленных Питменом и Тальвани полюсов вращения в Северной Атлантике, и максимум деформации вдоль нее должен приходиться на конец позднего мела и начало палеоцена.

Кажется достаточно очевидным, что эта граница не проходила по Берингову проливу, так как пролив ориентирован поперек основных геологических структур, в том числе и мезозойских. То же относится к любой линии, пересекающей Аляску. Поэтому наш поиск вновь сосредоточивается в пределах советского Северо-Востока. В литературе известна только одна попытка найти такую границу, предпринятая американским геологом Чуркиным (Churkin, 1972). Опираясь на несколько советских обзорных работ, он предположил, что эта граница проходит к юго-западу от Кольмского массива, совпадая с системой разрывов, отделяющих от него восточное крыло Иньяли-Дебинского синклиория. Кольмский массив рассматривается как крайняя восточная часть Северо-Американской плиты. Вдоль восточного крыла Иньяли-Дебинского синклиория действительно проходят крупные разрывные нарушения, среди которых, возможно, есть и надвиги. По данным ряда авторов, складчатостью и разрывными нарушениями здесь в отличие от большей части территории Северо-Востока охвачены не только ниже-среднеюрские, но и верхнеюрские и нижнемеловые породы. Однако нет никаких признаков того, что в юре и раннем мелу к западу от Кольмского массива существовали океанические условия. Более того — это классическая область развития миогеосинклинальных и молассоидных терригенных толщ. Верхнемеловые и палеоценовые породы в этом районе практически отсутствуют. Полностью отсутствуют здесь и пояса гипербазитов и глаукофановых сланцев. Наличие верхнеюрских и нижнемеловых континентальных эффузивов и сопряженных с ними гранитоидов можно было бы связывать с ископаемой зоной

субдукции, если бы эти вулcano-плутонические формации не были развиты по обе стороны от предполагаемой границы плит.

Наконец, не менее важно то обстоятельство, что полоса разломов, ограничивающих с востока Иньяли-Дебинский синклиниорий, не прослеживается к северо-западу и юго-востоку от юго-западной границы Кольмского массива. На северо-западе эти разломы закупают, не препятствуя повороту складок в верхоянском комплексе с северо-запада на северо-восток, а на юго-востоке эта система разрывов во всяком случае не доходит до Охотско-Чукотского вулканического пояса. Таким образом, попытку Чуркина провести позднемезозойскую – раннекайнозойскую границу плит к западу от Кольмского массива следует признать неудачной.

По-видимому, как и в случае с олигоцен-четвертичной границей, существуют какие-то общие ограничения в проведении этой предполагаемой структурной линии первого порядка. Одним из таких ограничений является слабое развитие типичных эвгеосинклинальных формаций в мезозое Северо-Востока, что сразу делает сомнительным существование в это время океанического бассейна между крайним западом Северной Америки и крайним востоком Евразии. Такие фации во всяком случае неизвестны для конца раннего мела, всего позднего мела и тем более палеоцена, который развит здесь только в континентальных фациях.

Между тем, согласно кинематической схеме движения плит, к концу раннего мела большая часть океана, разделяющего Евразию и Северную Америку и располагавшегося на месте современных Аляски и Чукотки, еще должна была существовать. Кроме того, главная фаза складчатости в пределах Северо-Востока СССР приходится на середину поздней юры (Тильман и др., 1969), в то время как "столкновение" континентов, по Питману и Тальвани, должно было произойти не раньше палеогена. Наконец, как бы ни проходила гипотетическая граница плит на Северо-Востоке СССР, чтобы достичь границ кайнозойской складчатой области она должна была пересекать Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, образуя поперечную к нему мощную зону сокращения литосферы со всеми признаками, приписываемыми таким зонам. Очевидно, что в пределах Охотско-Чукотского пояса подобные структуры отсутствуют.

Есть попытки рассматривать сам пояс в его северной части как результат вулканизма над зоной субдукции Американской плиты под Евразийскую (Pitman, Talwani, 1972). Однако такому предположению препятствуют прежде всего два факта: во-первых, общее простираение пояса, параллельное направлению предполагаемого сокращения литосферы и поперечное к возможным зонам субдукции, и, во-вторых, приуроченность его к глобальной системе вулканогенных поясов Восточной Азии, явно не связанной ни с какими движениями Американской плиты (Тектоника Евразии, 1966).

Если учесть все эти ограничения, становится очевидным, что в конце мезозоя и палеоцене Северная Америка и Евразия к северу от Тихого океана не разделялись какой-либо геологической струк-

турой, которую можно было бы рассматривать как границу сближающихся литосферных плит. Иными словами, геологические признаки компенсации мезозойско-кайнозойского раздвижения Северной Атлантики в структуре Северной Америки и Евразии отсутствуют.

РЕКОНСТРУКЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДРУГИХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ СХЕМ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ, ЛЕЖАЩИХ К СЕВЕРУ ОТ ТИХОГО ОКЕАНА

Кинематическая схема раздвижения Северной Атлантики, вычисленная Питманом и Тальвани на основе тектоники плит, может, вероятно, быть уточнена, но в рамках этой гипотезы вряд ли может принципиально измениться. В то же время теоретически можно предположить, что к северу от Тихого океана Евразийская и Северо-Американская плиты не граничат непосредственно друг с другом, а разделяются одной или даже несколькими дополнительными плитами, что может привести к существенному изменению кинематики движения отдельных блоков и соответственно геодинамических условий на их границах.

Примером реконструкции такого типа является работа Фриленда и Дитца (Freeland, Dietz, 1973), которые считают, что Северо-Восток СССР ("Северо-восточная Сибирь") является самостоятельной плитой (рис. 7). Предполагается, что до распада Пангеи эта

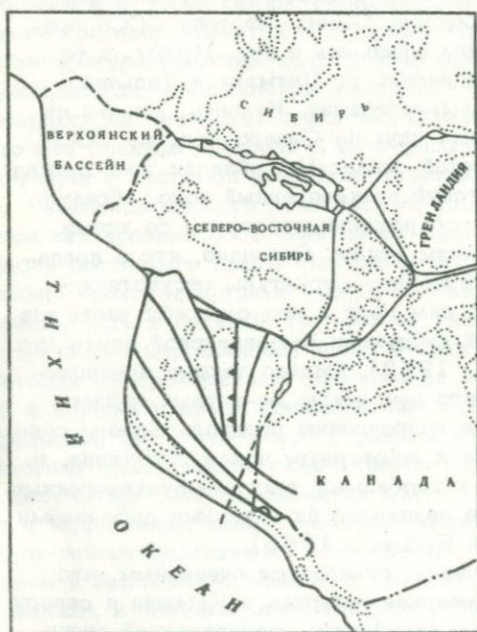


Рис. 7. Реконструкция взаимного расположения плит в Арктике до начала их раздвижения, по Фриленду и Дитцу (Freeland, Dietz, 1973)

плита вместе с "разогнутой" Аляской занимали место нынешнего Ледовитого океана.

В этой реконструкции много несообразностей. В частности, из нее "выпала" значительная часть Северо-Востока Азии к югу от линии устье Алдана - мыс Наварин, включающая среди других элементов ряд массивов докембрийских пород; приведены в соприкосновение мезозойды Чукотки с палеозоидами Канадского архипелага; зона раздвижения между Сибирью и "северо-восточной Сибирью" проведена поперек хребтов Менделеева и Альфа и т.п.

Однако, пожалуй, самым характерным является то, что, порождая новые проблемы, эта реконструкция не решает старых. По-прежнему сохраняется "потребность" в океане на месте миогеосинклинальных мезозойд Верхоянья и по-прежнему предусматривается гигантский сдвиг вдоль Берингова пролива.

По-видимому, это не случайно. Очевидно, если мы можем найти одну границу между двумя плитами, то отнюдь не легче найти две такие границы, разделяющие три плиты. Это особенно ясно для современного этапа, когда каждая такая граница должна быть выражена сейсмически. Если же предположить, что одна из границ "отмерла", то мы вернемся к задаче о двух плитах, которую уже решали выше.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

В предыдущих разделах было показано, что геологическая структура Северо-Востока СССР и Аляски не допускает позднемезозойских и кайнозойских движений, необходимых для компенсации предполагаемого "раскрытия" Северной Атлантики, из чего следует, что современное взаимное расположение Северной Америки и Евразии установилось значительно раньше, чем это вытекает из мобилистических реконструкций. Достаточно веские данные в пользу фиксированного взаимного положения этих двух материков в течение всего палеозоя и мезозоя приводятся в ряде работ советских исследователей. В частности, И.М. Русаков и В.А. Виноградов, сравнивая Северо-Восток СССР и Аляску, отмечают, что эти области в тектоническом отношении характеризуются однотипным полициклическим развитием, "... трехкратным возникновением складчатых систем и регенерацией геосинклинального процесса на их месте в раннем палеозое и позднем мезозое" (Русаков, Виноградов, 1972, с. 76).

Эти же исследователи указали, что главнейшие особенности строения и развития эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон северо-востока Евразии и Аляски являются общими. На этом основании они пришли к выводу, что геотектонические зоны Аляски и советского Северо-Востока непосредственно продолжают друг друга (рис. 8).

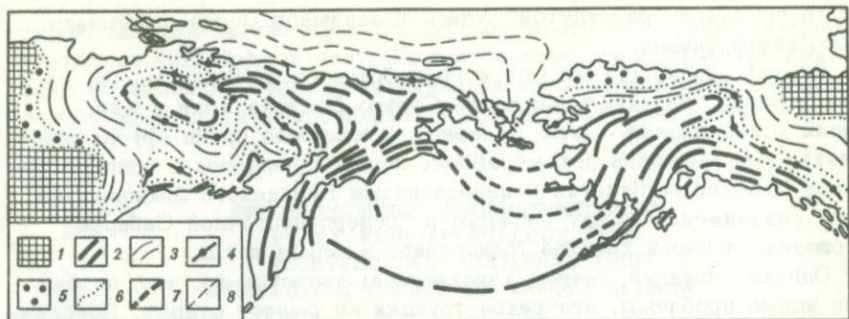


Рис. 8. Палеозойские и мезозойские эвгеосинклинали и миогеосинклинали северной части Тихоокеанского кольца (по И.М. Русакову и В.А. Виноградову, 1972),

1 - древние платформы; 2 - эвгеосинклинали; 3 - миогеосинклинали; 4 - геоантиклинали, разделявшие эв- и миогеосинклинали; 5 - краевые прогибы; 6 - границы тектонических зон; 7,8 - простиране структур в пределах шельфа: 7 - эвгеосинклинали, 8 - миогеосинклинали

Связь главнейших геоструктур сопредельных областей Евразии и Северной Америки неоднократно анализировалась С.М. Тильманом (1963, 1967, 1973). В последней по времени сводке этот исследователь подробно рассмотрел общие закономерности строения и развития палеозойских и мезозойских северной части Тихоокеанского кольца.

В палеозойском основании мезозойских, по данным Тильмана, выделяются три пояса, последовательно сменяющие друг друга при движении от Ледовитого океана к Тихому: миогеосинклинали, прогибов переходного типа и эвгеосинклинали (рис. 9).

Миогеосинклинали прослеживаются из Верхоянья через северные районы Чукотского полуострова к зоне Милларда Северной Аляски. Он выполнен карбонатно-терригенными породами ордовика, силура и девона и мощными терригенными толщами позднего палеозоя.

За миогеосинклинали в палеозое лежала зона прогибов переходного типа, характеризовавшихся одновременным развитием мио- и эвгеосинклинали формаций. Эти прогибы прослеживаются в виде непрерывного пояса, который протягивался от современного Западного Приохотья и правобережья р. Анадырь к берегу Берингова моря в районе мыса Наварин. На Аляске пояс прогибов со сходным тектоническим режимом располагался в районе, соответствовавшем левобережью р. Юкон, т.е. непосредственно на продолжении Приохотско-Анадырской зоны советского Северо-Востока.

Прогибы переходного типа как на Северо-Востоке, так и на Аляске выполнены преимущественно терригенными отложениями ордовика и силура. В девоне в обеих ветвях пояса вблизи миогео-

синклинали и срединных массивов накапливались терригенные и реже карбонатные осадки. В зонах, приближенных к эвгеосинклинали, проявлялся риолитовый, андезитовый и базальтовый вулканизм. Расчленение этого переходного пояса на поднятия и остаточные впадины началось и в Евразии, и в Северной Америке одновременно — в раннекаменноугольное время.

Наконец, за поясом прогибов переходного типа располагалась эвгеосинклинальная зона, в целом лежавшая вдоль современного побережья Тихого океана. Палеозойские эвгеосинклинали северо-востока Евразии и Северной Америки близки друг другу активным развитием вулканизма, преобладанием вулканитов над осадочными породами, формационными рядами. Отмирание эвгеосинклинального режима во всех частях пояса началось примерно одновременно и датируется поздним палеозоем.

По данным С.М. Тильмана (1973), структуры, развивавшиеся в течение палеозоя, продолжали существовать в пределах рассматриваемой территории и в мезозое.

Вдоль современного побережья моря Лаптевых, Чукотского моря и моря Бофорта в мезозое располагалась миогеосинклиналь с редуцированным типом развития. В ее границах накапливались относительно маломощные терригенно-карбонатные отложения мелководно-морской, прибрежной и лагунной фаций. Местами происходило образование эвапоритов. Прекращение осадконакопления в Евразийской части пояса редуцированных миогеосинклиналей приходится на начало юры, в Северо-Американском секторе — на среднюю юру. И там и тут наиболее интенсивные тектонические движения проявились в позднеюрскую — раннемеловую эпохи. Одновременно с ними в остаточных прогибах формировалась моласса, по преимуществу континентальная.

С тихоокеанской стороны редуцированная миогеосинклиналь почти на всем протяжении (кроме отрезка, расположенного на современном Чукотском полуострове) обрамлялась "полным" (по терминологии С.М. Тильмана) миогеосинклинальным прогибом. В Яно-Кольмской зоне и поясе Милларда этот прогиб наследовал палеозойский тектонический план. В начале мезозоя миогеосинклиналь занимала примерно ту же площадь, что и в палеозое, и ее заложение не сопровождалось структурной перестройкой.

Миогеосинклинали "полного" типа выполнялись терригенными отложениями, формационно близкими верхоянскому комплексу. Их развитие завершилось на всем протяжении пояса практически одновременно, в эпоху проявления невадийско-кольмской складчатости.

При движении в сторону современного Тихого океана миогеосинклиналь сменялась через зону глубинных разломов прогибами переходного типа, образовавшимися в целом линейную структуру, две ветви которой располагались на Чукотке и в Кордильерах. В этих прогибах накапливались и терригенные, и вулканогенные породы. В целом, по данным С.М. Тильмана, в разрезах прогибов переходного типа преобладают терригенные породы. Однако местами, осо-

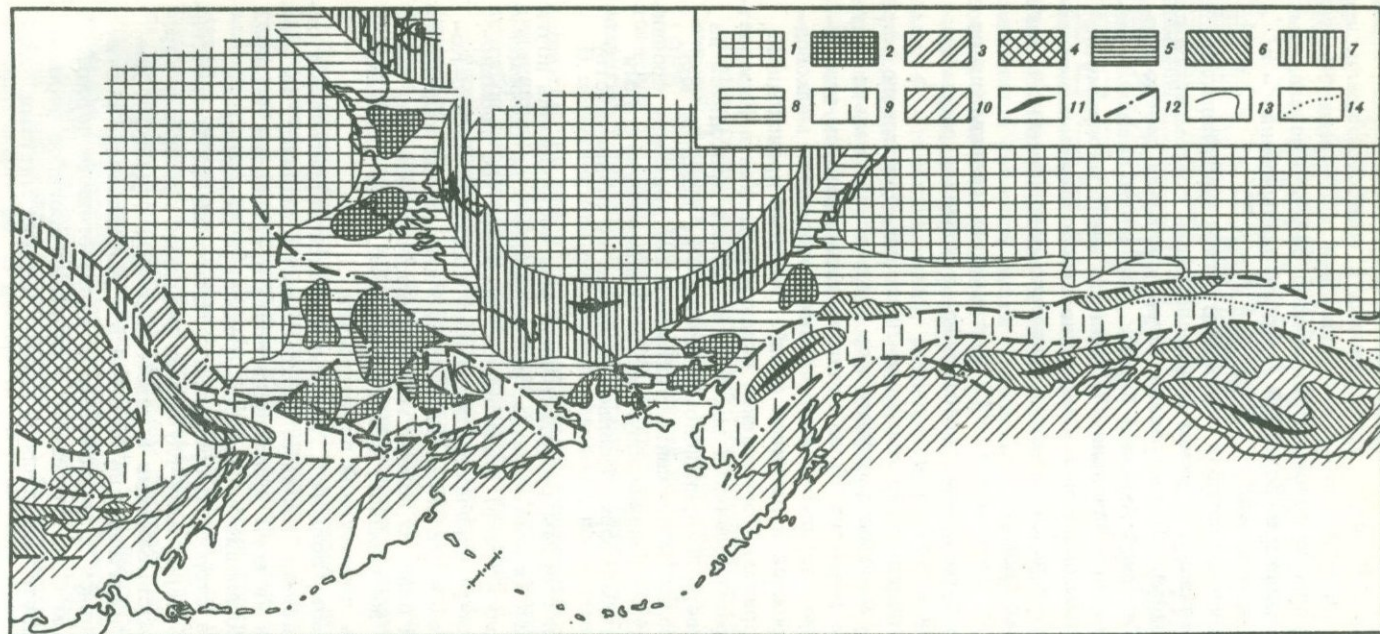


Рис. 9. Палеозойская тектоника севера Тихоокеанского кольца (по С.М. Тильману, 1973)

1 - платформы; 2 - дорифейские массивы и поднятия; 3 - область протерозойской складчатости; 4 - массивы с байкальским складчатым основанием; 5 - среднепалеозойские поднятия; 6 - позд-

палеозойские поднятия; 7 - складчатые зоны незавершенного развития, возникшие на месте перикратонных прогибов; 8 - миogeосинклинали; 9 - прогибы переходного типа; 10 - эвгеосинклинали; 11 - простираение складчатости; 12 - разломы; 13, 14 - границы зон; 13 - вероятные, 14 - предполагаемые

бенно в прогибах, лежавших вблизи области невадийско-кольмской складчатости (мезозойской эвгеосинклинали), разрезы обогащаются вулканогенным материалом. Большинство переходных прогибов завершили свое развитие в конце юры — начале мела.

Мезозойский эвгеосинклиналиальный пояс протягивался из Британской Колумбии в Южную Аляску. По-видимому, он не переходил на материк Евразии, где ближайшая область со сходным геотектоническим режимом устанавливается для мезозоя лишь в пределах Сихотэ-Алиня.

Приведенный обзор достаточно ясно свидетельствует, что обширная территория, охватывающая советский Северо-Восток и северо-запад Северной Америки, начиная от ордовика и кончая ранним мелом, связывалась воедино развитием параллельных поясов, каждому из которых был свойствен индивидуальный тектонический режим. Непрерывность большинства из них при переходе с континента на континент нелегко увязать с представлениями о сближении этих континентов в позднем мезозое и кайнозое. Значительно более вероятным выглядит предположение о том, что уже в начале фанерозоя тектонические структуры Северной Америки и Евразии занимали современное взаимное положение.

В то же время мы полностью отдаем себе отчет в том, что геологическое единство Чукотки и Аляски не означает непрерывности всех элементов и всех свойств тектонической структуры при переходе с одного материка на другой. Немного известно крупных элементов существующей тектонической структуры, которые были бы заведомо общими для Чукотки и Аляски по обе стороны Берингова пролива. В частности, такая гигантская структура, как Охотско-Чукотский пояс, в пределах Аляски не прослеживается. При первом же взгляде на любую обзорную геологическую или тектоническую карту рассматриваемого региона бросаются в глаза резкие отличия мозаичного структурного рисунка советского Северо-Востока от линейной структуры северного окончания Кордильер, каким по сути дела является Аляска. Напомним, наконец, что где-то в пределах этого региона должна проходить граница между западной и восточной частями Тихоокеанского кольца.

Все это не только допускает, но и предопределяет существование поперечных структур, отделяющих Азию от Америки. Природа этих структур, несомненно, требует специального изучения, но сейчас нас интересует только один вопрос: могут ли они рассматриваться как границы, вдоль которых происходило и происходит горизонтальное перемещение плит литосферы, компенсирующее мезокайнозойское раздвижение Северной Атлантики и Евразийского бассейна?

Приведенная выше оценка этого предположения показала, что ни одна из структур Аляски и Северо-Востока СССР не может рассматриваться в качестве такой границы.

ВЫВОДЫ

Сопоставление кинематической схемы предполагаемого относительного движения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит (выработанной на основе изучения полосовых магнитных аномалий в Северной Атлантике) с реальной геологической структурой Евразии и Америки к северу от Тихого океана показало, что эта структура не допускает проявления позднемезозойских и кайнозойских крупномасштабных горизонтальных движений литосферы, необходимых для компенсации одновременного раздвижения Атлантики. Следует подчеркнуть, что эта часть работы построена на последовательном применении той методики палеотектонических реконструкций, которая с неизбежностью вытекает из теоретических основ тектоники плит. Поэтому полученный результат заставляет сомневаться в истинности самой этой концепции, получившей столь широкое распространение.

Обзор геологических данных показывает также, что современное взаимное расположение тектонических структур северо-запада Америки и северо-востока Азии установилось, вероятно всего, до начала фанерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Что приводит в движение земную кору? - "Природа", 1973, № 10.
- Белоусов В.В. Об одной гипотезе развития океанов. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1970, № 4.
- Беляев В.Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Беляев И.В., Беляева Д.Н., Мигович И., Титов В.А. Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 4. М., "Наука", 1970.
- Волчанская И.К. Сквозная зона Энкорадт-Предхо-Бей на Аляске как предполагаемая граница плит. - В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.
- Грачев А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). - В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л., 1973.
- Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение. - "Геоморфология", 1970, № 1.
- Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля. - В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 6. Л., 1971.
- Патык-Кара Н.Г., Гришин М.А. Место хребта Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника. - "Геотектоника", 1972, № 4.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - "Геотектоника", 1969, № 4.

- Русаков И.М., Виноградов В.А. К проблеме структурных связей северо-востока Азии и Аляски. - В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики. Л., 1972.
- Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М., "Наука", 1966.
- Тильман С.М. К вопросу о тектоническом развитии северо-восточной окраины Азии и Аляски в палеозойское время. - В кн.: Геология нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Тильман С.М. Тектоническая природа мезозойского севера Тихоокеанского кольца. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока СССР, м-б 1:2 500 000). - "Труды СВ КНИИ СО АН СССР", 1969, вып. 32.
- Шейнманн Ю.М. Новая глобальная тектоника и действительность. - "Бюл. МОИП. Отд-ние геол.", 1973, № 5; 1974, № 1.
- Bullard E., Everett J.E., Smith A.G. The fit of the continents around the Atlantic. - In: Symposium on continental drift. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1965, v. 258, N 1088.
- Churkin M.Jr. Western boundary of the North American Continental plate in Asia. - "Bull. Geol. Soc. America", 1972, v. 86, N 4.
- Dietz R.S., Holden J.C. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents Permian to present. - "J. Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 26.
- Freeland G.L., Dietz R.S. Rotation history of Alaskan tectonic blocks. - "Tectonophysics", 1973, v. 18, N 3/4.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. - "Bull. Geol. Soc. America", 1970, v. 81, N 9.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. - "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, N 12.
- Le Pichon X., Fox P.J. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the north Atlantic. - "J. Geophys. Res.", 1971, v. 78, N 2.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A. The New Global Tectonics: Major Inconsistencies. - "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1972, v. 56, N 2.
- Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. - "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, N 6.
- Pitman W.C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic. - "Bull. Geol. Soc. America", 1972, v. 83, N 3.
- Scholl D.W., Hopkins D.M. Newly discovered Cenozoic basins Bering Sea shelf, Alaska. - "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1969, v. 56, N 10.
- Sykes L.R. The seismicity of the Arctic. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1965, v. 55, N 2.
- Vogt P. R., Ostenso N.A. Magnetic and gravity profiles across the Alpha Cordillera and their relation to Arctic sea floor. - "J. Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 26.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКЕАНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Имеющиеся данные убедительно свидетельствуют об образовании большинства современных океанов, кроме Тихого, за счет раскола континентов в начале мезозоя. Это признается и мобилистами и фиксистами. Но если первые исходят из возможности дрейфа континентов и возникновения океанов путем механизма спрединга океанического дна в срединно-океанических хребтах, то вторые предполагают глубокие погружения крупных частей континентов и их базификацию. Современные мобилистские реконструкции бывшего расположения континентов и океанов основаны, как и во времена А. Вегенера, главным образом на подобии конфигурации континентальных окраин. Они были начаты П. Буллардом, который произвел очень точное совмещение краев континентов по обе стороны Атлантического океана примерно вдоль тысячеметровой изобаты (так называемый Bullard's fit). В новейших реконструкциях Гондваны и всей позднепалеозойской Пангеи учитываются также и главные черты геологии совмещаемых континентов, и палеомагнитные и палеоклиматические данные, и сведения о раздвижении (спрединге) океанического дна в срединно-океанических хребтах, полученные по датировкам линейных магнитных аномалий и результатам глубоководного бурения. Такого рода реконструкции убедили подавляющее число геологов в существовании дрейфа континентов по крайней мере в мезозое и кайнозое.

В последние годы стало также ясным, что не только Пангея, но и такой крупный современный материк, как Евразия, возникли путем спаивания между собой отдельных континентальных блоков разного размера и что внутри них на месте геосинклинальных складчатых поясов существовали океанические пространства, которые были ликвидированы в процессе схождения континентов и вызванных этим орогенических явлений. Не допускает сомнений существование мезозойского океана Тетис; ряд выполненных реконструкций позволил проследить условия его зарождения и закрытия (Hsü, 1971; Dewey *et al.*, 1973). Значительно сложнее обстоит дело с восстановлением палеозойских океанов. Их реконструкции в глобальном масштабе производились преимущественно на основе палеомагнитных данных (Кропоткин, 1967; Creer, 1970; McElhinny, Briden, 1971; Smith *et al.*, 1973 и др.). Из них наиболее тщательно выполнены реконструкции А. Смита и др. (Smith *et al.*, 1973). Геологические материалы на этих реконструкциях отражены, к со-

жалению, недостаточно, а сами реконструкции, особенно для ранних эпох палеозоя, выглядят часто довольно фантастическими.

Кроме того, существуют реконструкции прошлых океанов, которые опираются в первую очередь на изучение геологии и в особенности на распространение офиолитовых и связанных с ними комплексов. Так, был восстановлен раннепалеозойский прото(палео)-Атлантический океан, существовавший на месте Аппалачско-Каледонского орогена (Wilson, 1966; Dewey, 1969). В последнее время подобные реконструкции прежнего расположения континентов и океанических бассейнов были выполнены для раннего и среднего палеозоя Центральной Азии (Zonenshain, 1973; Зоненшайн, 1974) и для позднепалеозойского палео-Тетиса (Моссаковский, 1970; Дергунов и др., 1971). Серия глобальных реконструкций для палеозоя и мезозоя, основанных преимущественно на геологических данных, содержится в работе Л.П. Зоненшайна и В.Е. Хаина (1975).

В настоящей статье суммируются результаты исследований по палеозойским океанам Земли и описывается серия реконструкций, как региональных, так и глобальных. Для регионального анализа выбрана территория Центрально-Азиатского складчатого пояса, известная автору по результатам собственных исследований. Эта территория, расположенная между Восточно-Европейской, Сибирской и Китайской платформами, благоприятна для анализа еще и потому, что полностью заключена внутри современного континента; выявление внутри нее прошлых океанических бассейнов имеет принципиальное значение для понимания образования современных материков путем спаивания отдельных континентальных глыб.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Восстановление прошлых океанических бассейнов стало возможным после одного важного открытия, суть которого состоит в том, что офиолитовая ассоциация, являющаяся существенным элементом всех геосинклинальных складчатых поясов, по своему составу и строению весьма близка и часто полностью идентична комплексам пород, слагающим ложе современных океанов. Тем самым офиолиты представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969). Следовательно, офиолиты указывают на существование былых океанических бассейнов, а по их распространению можно наметить контуры этих бассейнов.

Необходимо подчеркнуть, что некоторые геологи оспаривают идентичность офиолитов с гипербазит-базитовыми породами современных срединно-океанических хребтов, полагая, в частности, что океанические гипербазиты принадлежат к слабо дифференцированной серии, а так называемые альпинотипные гипербазиты офиолитовых ассоциаций складчатых поясов — к сильно дифференцированной серии (Шейнманн, Лутц, 1974) и что эти две группы различаются петрохимически и геохимически. Специальное рассмотре-

ние этой проблемы (Зоненшайн и др., 1976) показывает, что среди офиолитов можно выделить по крайней мере две группы: одну, в строении которой существенное место занимает пластинчатый комплекс параллельных даек (sheeted complex), и другую, в которой этот дайковый комплекс отсутствует. Гипербазиты, всегда составляющие нижние члены офиолитовых ассоциаций, также распадаются на две группы. Одни из них (Тродосский массив Кипра, массив Лизард в Корнуэлле, гипербазиты Афганистана, ряд массивов Корякии и др.) по своим петро- и геохимическим параметрам попадают в слабо дифференцированную серию и ничем не отличаются от типично океанических гипербазитов. Другие (гипербазиты Алтае-Саянской области, Вуриноский комплекс Греции, ряд массивов Урала) действительно отвечают сильно дифференцированной серии. Можно предполагать, что офиолитам, каждой группы присущи свои специфические условия образования: если офиолиты, содержащие дайковый комплекс и гипербазиты слабо дифференцированной серии, формировались скорее всего в срединно-океанических хребтах, то другие офиолиты с гипербазитами сильно дифференцированной серии образовывались в другой обстановке, по-видимому, в системах островных дуг и окраинных морей.

Офиолиты являются следами былых океанических бассейнов. Они отмечают зоны древнего раскалывания и последующего спаивания континентов. Офиолиты входят в состав эвгеосинклинальных зон, которые в целом отвечают прежним пространствам с корой океанического типа. Кроме офиолитов ряд других эвгеосинклинальных комплексов также указывает на существование в прошлом океанических бассейнов. Так, сложно построенные андезито-граувакковые комплексы, содержащие обильные продукты подводных и наземных вулканических излияний известково-щелочного состава в ассоциации с терригенными толщами турбидитного происхождения, свидетельствуют о прежних вулканических островных дугах, являющихся характерным элементом окраины океанов. Сами по себе мощные турбидитные накопления, в частности флиш, отлагающиеся в современных условиях на континентальном подножии, указывают на аналогичные условия в геологическом прошлом. Континентальные вулканоплутонические пояса (комплексы орогенного, или "субсеквентного" магматизма) маркируют собой (по аналогии с мезозоем-кайнозоем) активные континентальные окраины андийского типа. Формирование островодужных (андезито-граувакковых) комплексов и континентальных вулканоплутонических поясов в современной обстановке связано с существованием глубинных сейсмофокальных зон Беньофа. Следовательно, по распространению древних подобных комплексов можно восстанавливать положение ископаемых зон Беньофа.

Пояса развития гранитоидных батолитов и зоны высокотемпературного метаморфизма, формирующиеся параллельно со складчатостью, отмечают периоды закрытия океанических бассейнов и столкновения соседних континентальных блоков. Мощные призмы

миогеосинклинальных, существенно карбонатных осадков маркируют собой пассивные континентальные окраины атлантического типа.

Анализ распространения перечисленных геологических комплексов на площади и их сочетаний между собой позволяет подойти к восстановлению прежних океанических бассейнов и существовавших в их пределах геодинамических обстановок. При глобальных реконструкциях для каждой эпохи составлялись две схемы. Первая из них представляет карту современного распространения геологических комплексов, вторая — предполагаемую палинспастическую реконструкцию с восстановлением прежнего расположения континентов и существовавших в то время геодинамических обстановок.

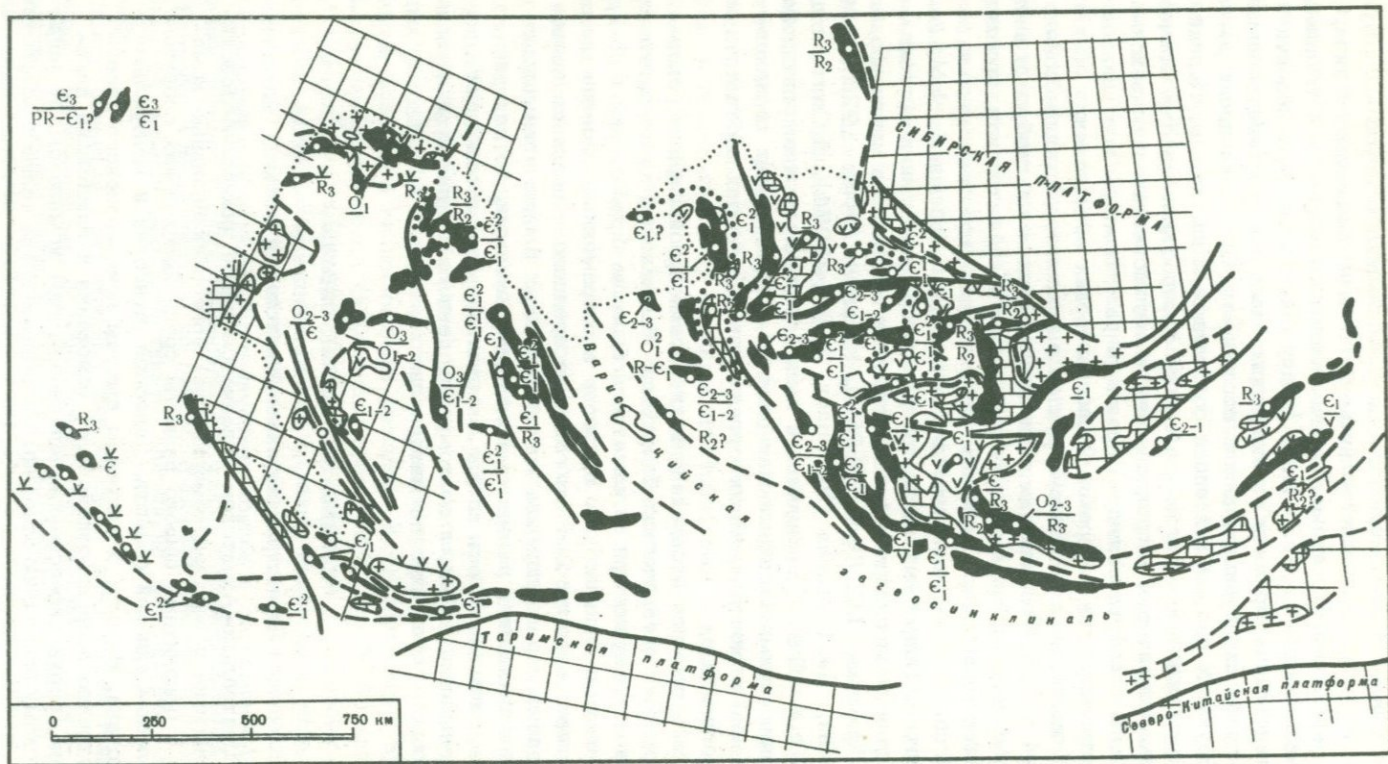
Палинспастические реконструкции выполнялись автором совместно с А.М. Горюничим. Они производились на глобусе и затем переносились на прямоугольную, близкую к меркаторской, проекцию. Для восстановления первичного расположения континентальных блоков использовались палеомагнитные данные, обобщенные А.М. Горюничим. Подробный анализ этих данных будет дан в другом месте. Главным источником палеомагнитных материалов явились работы А.Н. Храмова, Л.Е. Шолпо (1967), К.Крира (Creer, 1970), М.Макэлхинни, Дж.Брайдена (McElhinny, Briden, 1971), А.Смита и др. (Smith *et al.*, 1973), причем эти данные сверялись и корректировались палеоклиматическими материалами о присутствии ледниковых отложений и холодолюбивых организмов в разрезах соответствующих регионов.

Самое сложное — определение первоначальной ширины реконструируемых океанических бассейнов. Мы исходим из того, что величина сокращения при складчатости была не больше чем в 2–2,5 раза, а темп спрединга по аналогии с современным спредингом в Атлантике равнялся 2–4 см/год. Для среднего и позднего палеозоя взаимное расположение континентальных блоков увязывалось с палеомагнитными и палеоклиматическими данными, но для раннего палеозоя это оказалось крайне затруднительным в отношении палеомагнитных данных, и поэтому для данного интервала учитывались в основном геологические материалы.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОКЕАНЫ

Реконструкция палео-Азиатского океана

В Центрально-Азиатском складчатом поясе нижнепалеозойские (включающие и верхнедокембрийские) эвгеосинклинальные комплексы с офиолитами широко развиты среди каледонских сооружений Алтае-Саянской области, Северной Монголии и Центрального Казахстана. На рис. 1 нанесены выходы докаледонского (преимущественно досреднерифейского) основания и важнейшие каледонские (верхнерифейско-нижнепалеозойские) комплексы. К докаледонскому основанию отнесены метаморфические толщи с возрастом



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10

более 1200 млн. лет. Это — Восточный Саян, Хамардабан, Сангилен, Центрально-Монгольская зона на востоке пояса, Кокчетавский и Улутавский массивы Центрального Казахстана. Среди верхнерифейско-нижнепалеозойских комплексов обособлены выходы пород офиолитовой ассоциации, а также ряд других комплексов, которые в отличие от офиолитов формировались на более древнем основании.

Проследим кратко распространение и возраст офиолитов, следуя примерно с востока на запад, т.е. от края Сибирской платформы до Центрального Казахстана.

В Енисейском кряже зеленокаменные породы с гипербазитами выходят по западному краю кряжа (Вороговский прогиб), их возраст — допозднерифейский — 1000 млн. лет (Постельников, 1971).

В Кузнецком Алатау и сопредельных частях Батеневского кряжа давно уже известны гипербазитовые пояса. И.И. Ивонин (1971) показал, что гипербазиты совместно с амфиболитами и метабазитами Томского и Терсинского выступов принадлежат к единой офиолитовой ассоциации допозднерифейского возраста (900–1050 млн. лет). Они перекрыты карбонатными толщами конца докембрия и начала кембрия (енисейская и усинская свиты). В Горной Шории наряду с такими же древними зеленокаменными породами (лежащими, видимо, ниже баратальской свиты) есть, вероятно, и более молодые — вендско-раннекембрийские спилит-диабазовые толщи (кондомская свита), включающие тела гипербазитов.

На Салаире офиолиты выходят только в его осевой части, где представлены сильно метаморфизованной спилит-диабазовой толщей, включающей гипербазиты (Асташкин, 1968). Возраст этих образований не ясен; известно, что выше них лежат известняки верхов нижнего кембрия. Некоторые исследователи (Свиридов, 1969) допускают, что зеленокаменные породы могут быть стратиграфическим аналогом гавриловских известняков нижнего кембрия северо-восточного Салаира. На южном продолжении Салаира в ядре Талицкого антиклинория из-под зелено-фиолетовой формации выходят зеленока-

Рис. 1. Распространение рифейских и нижнепалеозойских комплексов в Центрально-Азиатском складчатом поясе

1 — офиолиты (океаническое ложе); 2 — вулканиты среднего и кислого состава; 3 — карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы; 4 — досреднерифейские комплексы (участки с континентальной корой); 5 — главнейшие разломы; 6 — контур древних континентальных блоков; 7 — граница между полями распространения офиолитов доверхнерифейских и верхнерифейско-нижнепалеозойских; 8 — контур среднепалеозойских эвгеосинклинальных зон; 9 — контур эпипалеозойского платформенного чехла; 10 — возраст офиолитов (в числителе — возраст перекрывающих осадков, в знаменателе — возраст офиолитового комплекса)

меньшие основные эффузивы и кремнистые сланцы (Геология СССР, т. 14, ч. 1, 1967), которые могут, видимо, иметь ниже-среднекембрийский возраст.

В юго-западной части Восточного Саяна спилит-диабазовые толщи отмечаются в составе низов нижнего кембрия (ниже балахтисонских известняков), но не исключено присутствие здесь и более древних толщ, подстилающих овсянковскую свиту (верхний рифей-венд). На юге Восточного Саяна (Боксон-Сархойский район) и в смежных частях Северной Монголии (Прихубсугулье) широко развиты зеленосланцевые толщи окинской свиты, включающие гипербазитовые массивы, часто весьма крупные (Ильчирский комплекс). Возраст этих толщ скорее всего среднерифейский (до 1000-900 млн. лет), так как на них несогласно залегают верхнерифейские отложения Сархойского и Хубсугульского прогибов.

В Западном Саяне к офиолитовой ассоциации может быть причислена спилит-диабазовая нижнемонокская свита нижней половины нижнего кембрия, выходящая на северном склоне хребта. Во внутренней его части офиолитовые пояса, образованные зеленокаменно-сланцевой чингинской серией и многочисленными телами габбро и гипербазитов, протягиваются вдоль Кандатского, Борусского и Куртушибинского разломов. Их возраст, по-видимому, раннекембрийский. В осевых частях Западного Саяна из-под более молодых песчано-сланцевых серий кое-где также появляются зеленокаменные образования (амыльская свита), они, вероятно, обнимают уже средний кембрий. Аналогичные толщи присутствуют и в Горном Алтае. Отдельные выходы офиолитов, видимо того же возраста, известны в Монгольском Алтае.

В Туве, по данным Г.А. Кудрявцева и других (Геология СССР, т. 29, ч. 1, 1966), спилит-диабазовые толщи с гипербазитами приурочены к субширотной полосе Центрально-Тувинского прогиба. Они принадлежат в основном к нижней половине нижнего кембрия. На восточной окраине Тувы появляются и более древние зеленокаменные толщи (харальская свита), возможно средне-позднерифейские.

В Северной Монголии продукты спилит-диабазового магматизма с гипербазитами и габбро наиболее полно представлены в Озерной зоне в хребтах Хан-Тайшир, Хан-Хухэй и Ихэ-Богдо. В хр. Хан-Тайшир установлен один из лучших разрезов офиолитового комплекса, который образован (снизу вверх): 1) гарцбургитами и дунитами, 2) расслоенными гарцбургитами и пироксенитами, 3) габбро, 4) пластинчатым комплексом параллельных диабазовых даек, 5) подушечными лавами, 6) кремнистыми и глинистыми сланцами, содержащими сверху прослой археоциатовых известняков, позволяющих датировать офиолиты нижним кембрием. Однако в непосредственной близости от этого разреза известны (по данным Н.Г. Марковой) и более древние, вендские, офиолиты. В Баянхонгорском офиолитовом поясе (на юге Хангайского нагорья) офиолиты позднерифейские. В восточных районах Монголии вдоль р. Керулен протяжи-

вается Керуленский офиолитовый пояс с гипербазитами. В отношении возраста последнего нет твердых данных, но нижнекембрийские археоциатовые известняки залегают, вероятно, выше него. На крайнем северо-востоке Монголии, в бассейне рек Онон и Ульдза, зеленокаменные толщи с редкими гипербазитами (возможно, аналогичные ононской свите Восточного Забайкалья) слагают местами протяженные полосы. Установлено, что они являются более древними, чем позднерифейские известняки, развитые здесь же (р.Онон).

Центральный Казахстан также насыщен позднерифейско-раннепалеозойскими офиолитовыми комплексами, выходы которых сосредоточены по южному обрамлению Кокчетавского массива, в Ерементау, Чингизе, Тектурмасе, Северном Прибалхашье и Джалаир-Найманской зоне Бетпакадалы и Чу-Илийских гор.

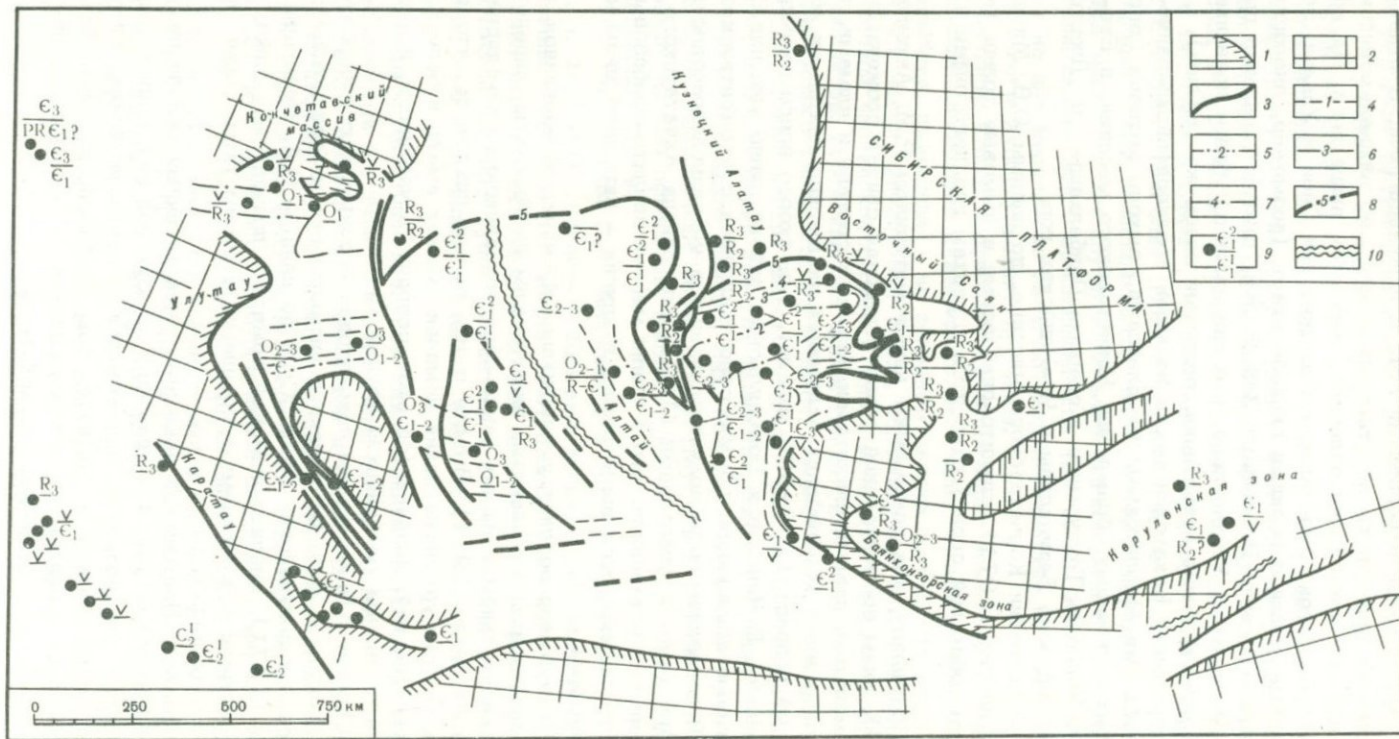
На обрамлении Кокчетавского массива, по данным О.В. Минервина и других (1971), спилито-диабазовые и яшмовые толщи (низы братолобовской серии) относятся к верхам позднего рифея и венду.

В Ерементау, как показывают новые материалы Р.М. Антоюка (1974), низы ерементавской серии (тиесская свита) сложены зеленокаменными лавами спилито-диабазового состава и яшмами, залегающими ниже кембрийских отложений акдымской свиты; их абсолютный возраст 1230 ± 300 млн. лет, т.е. скорее всего допозднерифейский. В Чингизе и Бошекульском районе давно уже известна офиолитовая ассоциация, обычно сопоставляемая с ерементавской серией. В последние годы получены данные о ее разновозрастности. А.А. Арустамов с соавторами (1971) для района Акчатауского антиклинория установили, что в одних местах спилито-диабазовые толщи не поднимаются выше венда, в других - включают низы нижнего кембрия.

В Тектурмасе возраст уртынджальской серии, образованной яшмово-диабазовым комплексом, включающим гипербазиты, определяется присутствием в яшмах ранне-среднеордовикских радиолярий (Пупышев и др., 1971). Вместе с тем нельзя исключить, что в других местах уртынджальский комплекс может иметь и более древний, кембрийский, возраст (об этом говорят, в частности, находки О.В. Минервиным кембрийской фауны).

В Северном Прибалхашье офиолитовая ассоциация с гипербазитами выходит в ядре Балхашского антиклинория из-под позднеордовикских и силурийских пород. Судя по данным Н.А. Пупышева и других (1971), спилито-яшмовый комплекс принадлежит здесь, как и в Тектурмасе, к нижнему и среднему и, может быть, даже к верхнему ордовику.

К Джалаир-Найманской зоне приурочен типичный офиолитовый пояс с гипербазитами. К сожалению, до сих пор нет ясного представления о его возрасте: спилито-диабазовая ашисуйская свита одними исследователями считается докембрийской, другими, как думается более правильно, нижнекембрийской, - она залегают ниже слоев со средне-верхнекембрийской фауной.



По выходам пород офиолитовой ассоциации легко реконструируется древнее, рифейско-раннепалеозойское, океаническое пространство, или палео-Азиатский океан (рис. 2), располагавшийся прямо в центре современного Азиатского материка. Поскольку среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны являются новообразованными (см. ниже), мы вправе соединить по их краям более древние сооружения.

Если проанализировать изменение возраста офиолитовой ассоциации, т.е. океанического ложа, то обнаружится, что Азиатский палеоокеан разнороден. В его северной и восточной частях обособляются районы с допозднерифейским возрастом ложа (около 1000 млн. лет), тогда как в центре заключено пространство с позднерифейско-раннепалеозойским возрастом ложа.

Внутри этого более позднего бассейна возраст офиолитовой ассоциации также не остается постоянным. Смена офиолитовых комплексов на комплексы зрелой стадии приходится в одних местах (северный склон Западного Саяна, Озерная зона, Чингиз) на середину раннего кембрия, в других (осевые части Западного Саяна) — на средний кембрий, в третьих (Тектурмас, Северное Прибалхашье) — на конец кембрия и середину ордовика. Это закономерное омоложение возраста офиолитовой ассоциации по мере движения от краев реконструируемого океанического бассейна к его центру поразительно напоминает изменение возраста ложа современных океанов. Поэтому вполне возможно истолковать эту картину как "окаменелый" спрединг, предполагая, что палео-Азиатский океан возник в результате спрединга океанического дна, как и современные океаны.

По выходам наиболее молодых офиолитов можно примерно наметить положение осей спрединга, а поля развития разновозрастных офиолитов позволяют провести изохроны спрединга. В Казахстане оси спрединга ориентированы в восток-северо-восточном направлении, они относятся к Тектурмасу и Северному Прибалхашью; в Алтае-Саянской области обнаруживаются оси как того же простиранья (Западный Саян), так и северо-западного (Алтай). Крупные зоны поперечных северо-западных разломов, пересекающих и сме-

Рис. 2. Реконструкция рифейско-раннепалеозойского палео-Азиатского океана

1 — континентальные блоки; 2 — участки океана с допозднерифейским возрастом ложа; 3 — то же, с позднерифейско-раннепалеозойским возрастом ложа; 4-8 — изохроны спрединга: 4 — граница между ордовиком и кембрием (500 млн. лет), 5 — конец среднего кембрия (520-530 млн. лет), 6 — середина раннего кембрия (540-550 млн. лет), 7 — начало венда (650 млн. лет), 8 — граница между средним и поздним рифеем (900-1000 млн. лет); 9 — возраст океанического ложа (в числителе — возраст перекрывающих осадков, в знаменателе — возраст ложа); 10 — совмещение каледонских блоков вдоль краев среднепалеозойских эвгеосинклиналей

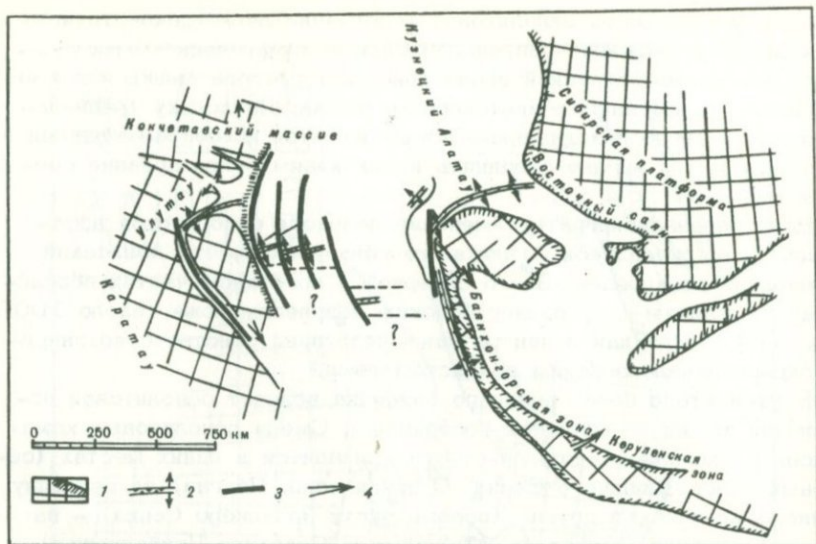


Рис. 3. Реконструкция допознерифейского палео-Азиатского океана
 1 - континентальные блоки; 2 - предполагаемые оси спрединга;
 3 - трансформные разломы; 4 - направление движения континентальных блоков в позднем рифее - раннем палеозое

шающих оси спрединга, таких, как Джалаир-Найманский и Центрально-Казахстанский, представляется вполне возможным интерпретировать в качестве трансформных разломов, столь типичных для современных океанических хребтов. При данной трактовке, как кажется, хорошее объяснение получает общий мозаичный структурный рисунок складчатых сооружений, возникших на месте палео-Азиатского океана, когда на площади сочетаются взаимно перпендикулярные структурные направления с одновременными перемещениями вдоль них. Размер этого позднерифейско-раннепалеозойского бассейна примерно 1000×3000 км (без учета последующих деформаций); эта величина отвечает ширине Атлантики.

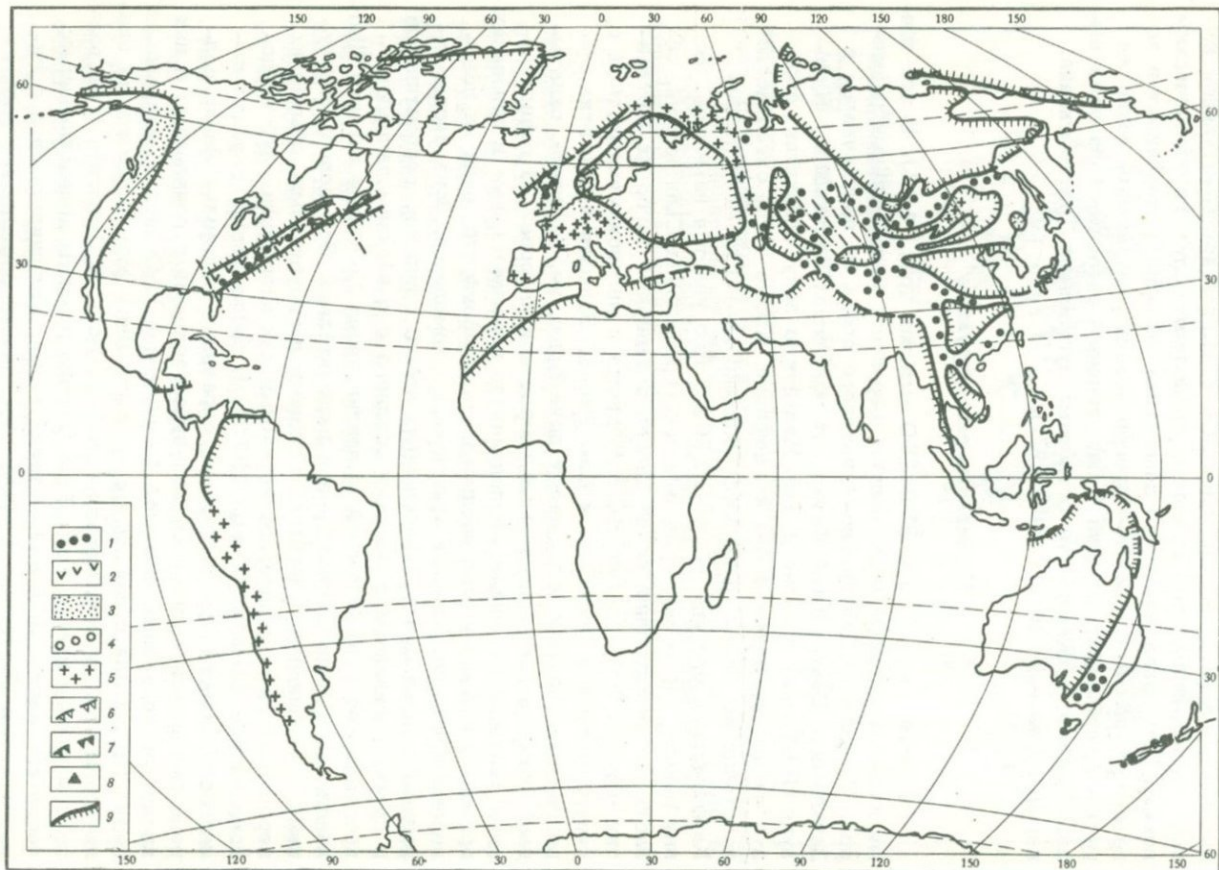
В своих реконструкциях автор попытался пойти дальше и восстановить еще более древний, допознерифейский, океанический бассейн, воссоединив блоки, раздвинутые при образовании позднерифейско-раннепалеозойского палеоокеана. Реконструкция изображена на рис. 3. Части смежных плит придвинуты вдоль трансформных разломов к осям спрединга (как это требуется тектоникой плит). Необходимо обратить внимание, что офиолиты, которые отмечают собой ложе этого древнего океанического бассейна, повсюду входят в состав метаморфических комплексов и сами подверглись значительному метаморфизму (до амфиболитовой фации) и деформации. Однако и в конце докембрия - раннем кембрии эти участки нахо-

дильсь в рамках палеоокеана, на них накапливались различные осадки, они служили фундаментом для палеозойских островных дуг.

Следовательно, метаморфизм и деформации протекали еще в океанических условиях, они не привели к созданию континентальной коры, метаморфизованные офиолиты продолжали служить океаническим ложем. Это доказывает, что само ложе океанов претерпевает в ходе своего развития сложные преобразования. Возможно, такие же метаморфизованные остатки более древнего океанического ложа выходят сейчас в фундаменте островных дуг запада Тихого океана, например на о-ве Яп (Shiraki, 1971).

Глобальные реконструкции

Ранний кембрий, 570–550 млн. лет (рис. 4, 5). В это время палео-Азиатский океан достиг, вероятно, максимальных размеров. Из районов Центрально-Азиатского пояса он протягивался в Западный и Центральный Китай (по офиолитам Циляньшаня, Куньлуня, Циньлиня) и далее в Тай-Малайскую зону Индокитая, образуя полосу не менее 3000 км шириной. Кроме того, океаническое пространство может быть восстановлено на месте Аппалачско-Каледонского орогена (Dewey, 1969). Его удастся наметить по внутренним эвгеосинклинальным зонам каледонид Скандинавии, области распространения серии далред в северных нагорьях Шотландии, группы Флёр-де-Лис Ньюфаундленда и зеленокаменных толщ с гипербазитами в Пидмонте и Блю Ридже. Большая часть этих образований относится к позднему докембрию, но, вероятно, охватывает также и рассматриваемый возрастной интервал. В скандинавских каледонидах галька серпентинитов появляется уже в основании ордовика, что позволяет предполагать кембрийский, если не позднекембрийский, возраст офиолитового комплекса. Зона распространения основных и ультраосновных пород: спилитов, серпентинитов и других, связанных с верхами среднего и с верхним далредом, — прослеживается от Северной Ирландии через Северные нагорья Шотландии до Шетландских островов включительно. Эти породы выступают в ассоциации с черными сланцами и граувакками, обычно их перекрывающими и интерпретируемыми как отложения глубоководного желоба (Garson, Plant, 1973). В соответствии с рядом палеогеографических реконструкций окраинные шельфовые фации далреда сменяются к юго-востоку глубоководными с появлением в них продуктов подводных оползней (олистостром). Очевидно, далредская серия (и сходная с ней группа Флёр-де-Лис) формировалась на океаническом ложе у континентального подножия. В Пидмонте и на восточном склоне хребта Блю Ридж широко развиты зеленокаменные, часто превращенные в амфиболиты, толщи, ассоциирующиеся с гипербазитами (Rodgers, 1970). Они, очевидно, залегают под так называемым базальным кембрием, но местами, возможно, и одно-возрастны ему. Эти толщи интерпретируются нами как ложе палео-Атлантики. На западе (на западном склоне хребта Блю Ридж) этим



толщам, видимо, разновозрастны мощные андезит-базальтовые накопления (залегавшие под "базальтным кембрием"), которые отмечают положение вулканической дуги. Не исключено, что такая же дуга обрамляла палео-Атлантику и с востока: андезито-базальты, ассоциирующиеся с граувакками, характерны для эокембрия и нижнего кембрия Мавритании.

Палео-Атлантический и палео-Азиатский океаны, вероятно, соединялись друг с другом в районе современного Баренцева моря.

Видимо, сравнительно небольшой внутренний океанический бассейн существовал в Юго-Восточной Европе, о чем свидетельствуют нижнекембрийские офиолиты так называемой диабаз-филлитовой формации Восточной Югославии и Болгарии. Этот бассейн, возможно, продолжался через Закавказье на север Среднего Востока (висхарфская серия).

Рассматриваемому интервалу времени наряду с формированием океанических бассейнов отвечают проявления позднебайкальской, или кадомской, складчатости. Ее проявления, сопровождаемые метаморфизмом и гранитообразованием, хорошо датированы в Бретани (Leutwein, 1969). В Богемском массиве они отмечены несогласием между альгонком и кембрием и внедрением гранодиоритов Брно. Складчатость и граниты этого возраста свойственны Тиману и Уралу и ряду других регионов.

Гондвана в это время уже была, вероятно, единым мегаконтинентом. Для реконструкции Гондваны нами принята схема, предложенная П.Н. Кропоткиным (1967). К Гондване причленен также блок Малайского полуострова. Он совмещен с северным краем Индии, при этом выступ Могогских гнейсов находится близко от Шиллонгского выступа Индийской платформы, а эпиконтинентальный палеозой Малайского полуострова и плато Шань оказывается рядом с однотипными разрезами Соляного края и Спити.

Внутри составляющих Гондвану материков не известны палеозойские офиолитовые зоны, т.е. нет никаких свидетельств существования здесь палеозойских океанических бассейнов. Границы Гондваны совпадали с границами палеозойских эвгеосинклинальных зон (например, на восточном краю Австралии по границе с Тасмановой геосинклиналью). В Гондвану в это время входили также Авалонская "платформа" Восточного Ньюфаундленда и Южная Флорида (Schenk, 1971), а также, возможно, Северный Юкатан.

Рис. 4. Распространение нижнекембрийских комплексов (550-570 млн. лет)

1 - офиолиты; 2 - островодужные комплексы; 3 - терригенные комплексы турбидитного происхождения; 4 - молласы; 5 - гранитно-метаморфические комплексы; 6 - покровообразование; 7 - обдукция; 8 - континентальные вулканоплутонические комплексы; 9 - границы континентов

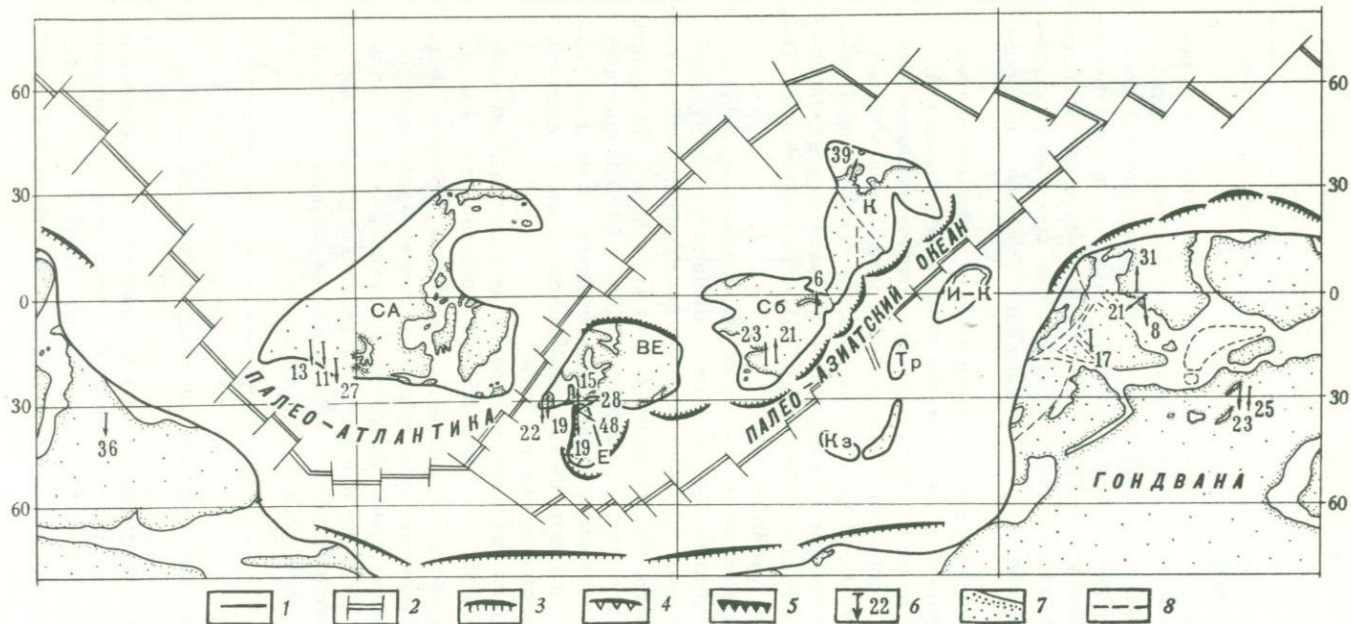


Рис. 5. Палинспастическая реконструкция для раннего кембрия (570–540 млн. лет). Составили Л.П. Зоненшайн и А.М. Городницкий

1 – границы континентов; 2 – срединно-океанические хребты; 3 – островные дуги; 4 – активные континентальные окраины; 5 – зоны столкновения, складчатости и метаморфизма; 6 – палеомагнитный вектор, цифра – палеомагнитная широта; 7 – современная

суша; 8 – контуры стыковки отдельных континентальных блоков (показаны не все).

Континенты и микроконтиненты: ВЕ – Восточная Европа, Е – Среднеевропейский блок, ИК – Индокитай, Ин – Индия, Ир – Иранский блок, Ит – Итальянский блок, К – Китай, Кз – Казахстанский блок, С – Сейшельский блок, СА – Северная Америка, Сб – Сибирь, Тр – Таримский блок, Тур – Туранский блок

Древние (добайкальские) платформы северного полушария вместе с нарастившими их областями байкальской складчатости отвечают остальным континентальным блокам: Восточно-Европейскому, Сибирскому, Китайскому и Северо-Американскому. Более мелкие континентальные массивы восстанавливаются на месте Средней Европы (совокупность Богемского, Северо-Армориканского, Центрально-Французского и Гесперийского массивов вместе с Мидлендом Англии и его возможным продолжением в Северном море), Центрального Казахстана (Кокчетав-Муонкумский массив), Таримского и Индосинийского массивов.

Восточно-Европейский континент вместе со Средне-Европейским блоком был, возможно, припаян в это время к Гондване. Это находится в соответствии с многими данными, говорящими о присутствии в Средиземноморском поясе байкальского и более древнего основания, а также о продолжении структур фундамента Африканской платформы в западной части Балтийского шита (Хаинц, 1968).

Сибирский и Китайский континенты в это время были соединены узкой перемычкой, прослеживаемой по почти непрерывным выходам допозднерифейского (до 800 млн. лет) гранитометаморфического основания от южного края Сибирской платформы через Восточный Саян, Северную и Восточную Монголию в Верхнее Приамурье и Хинганно-Буреинский и Ханкайский массивы.

В отношении расположения рассматриваемой реконструкции в координатах того времени остается много неясного. Палеомагнитные данные для Гондваны указывают на то, что Южный полюс находился где-то в районе Северо-Западной Африки. Это в общем согласуется с присутствием ледниковых отложений в нижнем палеозое Африки, с максимальными проявлениями оледенения в позднем ордовике и, возможно, раннем кембрии. Данное положение Южного полюса принято на нашей реконструкции. На ней учтено также, что Австралия (Irving, 1964) и Сибирь (Храмов, Шолпо, 1967) располагались в экваториальном поясе. Но мы никак не могли принять чрезмерным отрыв Северной Америки от Африки и перемещение ее к южному концу Южной Америки. Материалы, приводимые, например, Шенком (Schenk, 1971), свидетельствуют о том, что Северная Америка и Африка постоянно противостояли друг другу, то разделяясь палео-Атлантикой, то соединяясь вновь.

Поздний кембрий - ранний ордовик, 510-480 млн. лет. В это время палео-Азиатский океан продолжал оставаться главным океаническим пространством (внутри "континентального" полушария, охватываемого реконструкцией). В нем продолжала действовать все та же система осей спрединга. Но, видимо, он не разрастался, а скорее сокращался и начинал уже отмирать, заполняясь в это время мощными терригенными осадками (песчано-сланцевые толщи Алтая и Западного Саяна).

Новый мощный импульс спрединга может быть реконструирован для северных частей палео-Атлантики. К рассматриваемому интервалу относятся офиолиты группы Стёрен в Норвегии, офиолиты

Баллантрейского комплекса и комплекса Хайленд-Бордер в Шотландии с их аналогами в ирландских каледонидах, хорошо изученные офиолиты Ньюфаундленда (в зонах Магог, Иксплоит и аллохтоне севера Ньюфаундленда). Эти офиолиты повсюду сравнительно хорошо датированы. Они образуют в настоящее время не очень широкий, но протяженный пояс, существование которого дало возможность Дьюи (Dewey, 1969) реставрировать прото-Атлантический океан. Раскрытие этого океана местами сопровождалось интенсивными деформациями и метаморфизмом осадков окраины более древнего океана, существовавшего на месте развития далреда (Dewey, Pankhurst, 1970; Carson, Plant, 1973). Окраина океана рассматриваемого интервала фиксируется турбидитными осадками и олистостромами Таконских клиппов (Rodgers, 1968). Как выясняется сейчас, многие участки палео-Атлантики представляли собой скорее бассейны типа окраинных морей.

Океанические бассейны реконструируются на востоке Австралии, в Тасмании, Новой Зеландии и Антарктиде. Офиолиты поясов Вильям-Хиткот и Веллингтон в Виктории, трога Дандас в Тасмании и провинции Нельсон в Новой Зеландии фиксируют остатки океанического бассейна, который являлся скорее всего окраинным морем (Oversby, 1971; Solomon, Griffiths, 1972; Scheibner, 1972). С востока он был ограничен вулканической островной дугой на месте антиклинория Тайен (Тасмания), где развиты мощные андезит-базальтовые толщи (Маунт-Рид). Появляющиеся к востоку от вулканической дуги офиолиты (район Брисбена в Австралии с филлитами Банья, восточный край антиклинория Тайен на Тасмании) можно рассматривать в качестве остатков коры открытого океана. Здесь хорошо реставрируется зона Беньофа, наклоненная под Австралию. Примерно одновременно с развитием этих океанических бассейнов прилегающая континентальная окраина на месте Аделаидской геосинклинали в Австралии и Росской геосинклинали в Антарктиде была охвачена складчатостью ("орогения Канманту").

К позднему кембрию - раннему ордовику относятся проявления салаирской, или сардинской, складчатости, сопровождающиеся метаморфизмом и внедрением гранитов. Они охватили восток Алтае-Саянской области, Северную Монголию и Забайкалье. Сибирский и Китайский континенты испытали, видимо, столкновение и спаялись в единую массу. К этому же времени относится завершение формирования складчатого комплекса доуралид, когда Кокчетав-Мулюнкумский массив на некоторое время причленился к Восточно-Европейскому континенту. Протяженный пояс деформаций прослеживается на месте Средиземноморья через Кавказ, Добруджу, Родопский массив, Гесперийский массив, Атлас и Мавританию. Восточно-Европейский континент вместе со Средне-Европейским блоком был полностью соединен с Гондваной. Вероятно, складчатость и метаморфизм охватили также внутренние зоны Южных Аппалачей (Пидмонт), обусловив сокращение палео-Атлантики в южной части. Гондвана тем самым оказалась соединенной также и с Северной Америкой. В ре-

зультате возник обширный материк, включавший все континенты, кроме Сибири-Китайского.

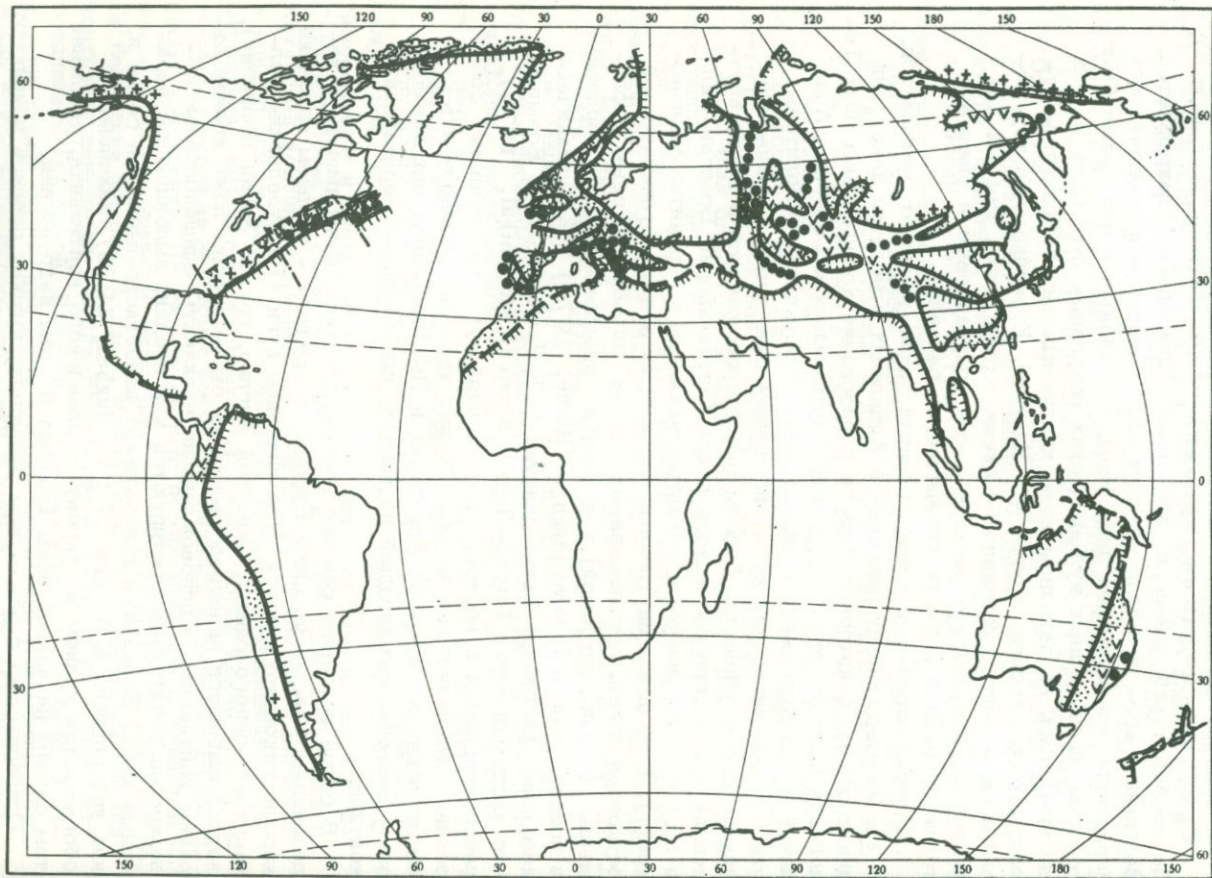
Ориентировка континентов относительно стран света оставлена той же, что и для раннего кембрия.

Средний - поздний ордовик, 460-440 млн. лет (рис. 6, 7). Палео-Азиатский океан в это время постепенно закрывается. Возможно, кое-где вдоль прежних осей спрединга и продолжалось нарастание океанической литосферы, но главным в это время было создание протяженных вулканических островных дуг. Одна из них располагалась на западном краю континентального Кокчетав-Муюнкумского массива, другие - в Чингизе, Кузнецком Алатау, Цилиньшане - непосредственно на океаническом ложе. Весьма характерные для этого отрезка времени граувакковые и флишевые толщи заполнили прежние океанические бассейны.

Палео-Атлантика в конце ордовика также начинает замыкаться. К среднему-позднему ордовика в Аппалачах относится таконский диастрофизм, с которым связано образование хорошо известных Таконских клиппов по всему фронту Центральных и Северных Аппалачей и Ньюфаундленда с надвиганием (обдукцией) офиолитовых пластин (океанической коры) на прилежащие части Северо-Американского континента. Деформации сопровождалась в более внутренних частях орогенического пояса (антиклинорий Бронсон-Хилл и др.) метаморфизмом и гранитообразованием (граниты Хайлендрокфт). Еще более внутренние части были заняты вулканической островной дугой, прослеживаемой по андезит-базальтовым и флишевым (с олистостромой) накоплениям среднего-верхнего ордовика в поясе Магог в Ньюфаундленде (Horne, 1970) и в вулканическом поясе на севере Нью-Брансуика (Rodgers, 1970). Возможно, что часть формации Гандер-Лейк (Kennedy, McConigal, 1972), располагавшейся к востоку от островной дуги, представляет собой осадки глубоководного желоба. Можно уверенно предполагать существование в Северных Аппалачах и Ньюфаундленде ископаемой зоны Беньюфа, наклоненной на восток, под Северо-Американский континент.

В более северном секторе палео-Атлантики, относящемся к каледонидам Северо-Западной Европы, в среднем - позднем ордовике хорошо реконструируются вулканические дуги (Бороудельские вулканы Озерного района Северной Англии, группа Ховин Норвегии), закладывавшиеся непосредственно на океаническом ложе вблизи окраины континента. Сопровождающие вулканы флишеподобные обломочные толщи интерпретируются как осадки, выполняющие окраинные моря. Вулканы принадлежат известково-щелочной серии и, как установлено в Англии (Fitton, Hughes, 1970), закономерно обогащаются калием в сторону Мидлендского континента, указывая тем самым на наклон зоны Беньюфа в этом направлении.

Одновременно с закрытием раннепалеозойских океанов возникают новые. Так, в Евразии возникают океанические бассейны: палео-Тетис и Уральский. Палео-Тетис прослеживается по офиолитам (или



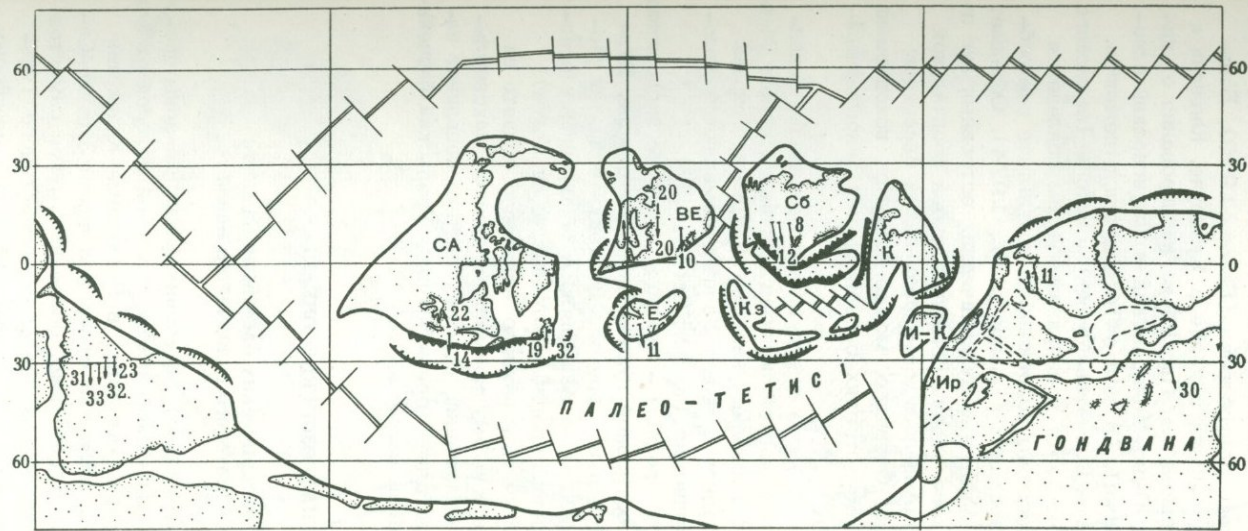


Рис. 7

Рис. 6. Распространение геологических комплексов среднего-верхнего ордовика (440-460 млн. лет)
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 7. Палинспастическая реконструкция для среднего-позднего ордовика (480-450 млн. лет). Составили Л.П. Зоненшайн и А.М. Городницкий.
Условные обозначения см. на рис. 5

близким к ним образованиям) в основании разрезов палеозоя зоны Эйзенкаппель в Карнийских Альпах (Schönenberg, 1970; Kupsch e.a., 1970), кое-где в основании Паннонской низменности (Wein, 1969) и других частях Балканского полуострова (Белов, 1970), Большого Кавказа, Южного Тянь-Шаня и далее в Куьльуне, Юньнани и Тай-Малайской системе Индокитая. Несколько изолированно от палео-Тетиса располагались Южно-Монгольский и Джунгарский океанические бассейны (см. ниже). От палео-Тетиса они отделялись микроконтинентами на месте Кокчетав-Муонкумского и Таримского массивов. С палео-Тетисом почти под прямым углом сочленялся Уральский океанический бассейн, возникший в результате рифтообразования и проявления спрединга (Иванов и др., 1974). Обращает на себя внимание, что большинство вулканических островных дуг по обрамлению палео-Азиатского океана обращено своей фронтальной частью в сторону вновь формирующихся океанических бассейнов: палео-Тетиса и Уральского. Очевидно, можно наметить ископаемые зоны Бенюфа, погружавшиеся от этих бассейнов под закрывающийся палео-Азиатский океан.

Можно также предполагать, что в это время происходит дополнительное раскрытие южных частей палео-Атлантики в районе Мексиканского залива. На это косвенно указывает развитие мощных кремнисто-терригенных осадков в поясе Уачита, отмечающих положение континентального подножия (Keller, Sebull, 1973).

На востоке Австралии в среднем - позднем ордовике продолжала существовать обстановка островной дуги и окраинного моря. Вулканическая дуга сместилась в это время к востоку (поднятие Молонг-Канберра), а окраинное море заполнялось обломочными осадками (геосинклиналь Лахлан с прогибами Мельбурн и Уогга).

Положение Южного полюса для данного интервала принято на северо-западе Африки, где к этому времени относится максимальное развитие ледниковых отложений. В этой системе координат палео-Тетис имел северо-восточную ориентировку, Уральский бассейн - меридиональную, располагаясь на экваторе.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОКЕАНЫ

Реконструкция океанических бассейнов на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса

Среднепалеозойские (варисские) эвгеосинклинальные зоны протягиваются в Центрально-Азиатском поясе сплошной полосой от Южной Монголии (Южно-Монгольская зона) в Восточный Казахстан (Иртыш-Зайсанская зона) и далее на север под чехол Западно-Сибирской низменности (рис. 8). Видимо, более или менее самостоятельную полосу образует эвгеосинклинальная зона Южного Тянь-Шаня. Доварисские образования, слагающие Сибирскую платформу с ее байкальско-каледонским складчатым обрамлением, и каледониды

Центрального Казахстана отмечают блоки со сформированной к среднему палеозою континентальной корой. Выделяются два таких блока, или континента: Сибирский и Казахстанский. Среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны располагаются между ними.

Наибольшим распространением породы среднепалеозойской офиолитовой ассоциации пользуются в срединном отрезке Южно-Монгольской зоны, в системах хребтов Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня (Зоненшайн и др., 1970, 1975; Суетенко, 1970; Филишова, 1971). На крайнем севере Южно-Монгольской зоны к офиолитам относятся зеленокаменные спилит-диабазовые толщи, выходящие на южном склоне хребта Ихэ-Богдо. Они ассоциируются здесь с хлоритовыми и кремнисто-хлоритовыми сланцами и согласно перекрываются граувакково-сланцевыми отложениями с линзами известняков, содержащих лландоверийско-венлокскую фауну. Несколько южнее (к югу от пос. Баян-Гоби) офиолиты, выходящие здесь на широких площадях, представлены в одних местах только спилит-диабазовыми накоплениями, в других — кремнистыми сланцами. Характерно присутствие многочисленных тел гипербазитов и габбро. С видимым согласием эти образования перекрыты известняками и черносланцевыми отложениями с богатой фауной нижнего девона и эйфеля. Офиолитовая ассоциация скорее всего относится к верхнему силуру. В осевых частях Южно-Монгольской зоны, в хребтах Гурван-Сайхан, Дзолен, Эдэргэни-Нуру и Барунхурайской котловине к рассматриваемому комплексу относятся все те же зеленокаменные спилит-диабазовые и кремнистые толщи, включающие гипербазиты и габбро. Они согласно перекрыты мощными сериями туфогенно-граувакковых пород, содержащих, особенно в верхах, большое количество вулканитов андезитового состава. В этих сериях известны органические остатки второй половины девона, в самих офиолитах содержатся известняки с девонскими криноидеями. Согласно детальным исследованиям, офиолитовая ассоциация в хребте Дзолен залегает в виде тектонического меланжа, в подошве аллохтонных офиолитовых пластин, ассоциирующихся с девонской олистостромой. На южной окраине Южно-Монгольской зоны, в хребтах Гобийского Тянь-Шаня к офиолитовой ассоциации относятся, вероятно, тумуртинская и эхингольская свиты (Синицын, 1956), состоящие из зеленокаменных эффузивов и кремнистых сланцев (с силурийскими тентакулидами).

В отношении офиолитовой ассоциации западного продолжения Южно-Монгольской зоны в пределах Джунгарии и Гашуньской Гоби имеется очень мало сведений. По данным В.М. Синицына (1959), спилиты и зеленокаменные породы отмечаются по обрамлению Джунгарской котловины в составе ордовик-силурийских серий Чолтага (на юго-востоке от котловины) и в силуре хребтов Барлык, Майли и Джаир (на северо-восточном обрамлении). К последним пунктам, очевидно, близки выходы офиолитов (гипербазитов) вдоль Алакольского разлома на востоке Джунгарского Алатау. В последней имеющейся у нас в распоряжении работе по тектонике Синьцзяня, принад-

лежащей Ху Бину с соавторами (1964), районы Пограничной Джунгарии отнесены к эвгеосинклинальным. В этой же работе мы находим указание на присутствие в северной зоне Тянь-Шаня среднепалеозойских гипербазитов. Здесь же упомянем о возможности присутствия офиолитов в узкой южной зоне Восточного Тянь-Шаня, зажатой между его кристаллической осевой зоной и Таримской платформой.

В Иртыш-Зайсанской зоне среднепалеозойская офиолитовая ассоциация сосредоточена в основном в Чарском антиклинории (Геология СССР, т. 41, ч. 1, 1966). Вместе с тем очень трудно наметить здесь какой-то определенный интервал времени ее формирования. Отдельные члены офиолитовой ассоциации присутствуют и в верхнем силуре, и в девоне, и в нижнем карбоне — в известной аркалыкской свите визейского яруса. К Чарскому антиклинорию, как известно, приурочен пояс ультраосновных массивов, прослеженный в настоящее время на северо-запад под чехлом Западно-Сибирской низменности (Горностаевский пояс). По данным И.А. Ротараша и Е.А. Гредюшко (1974), гипербазиты в разных частях перекрываются отложениями от среднего девона до карбона. Они выходят в тектонически сильно нарушенном виде, образуя зоны серпентинитового меланжа. Время образования меланжа относится скорее всего к позднему карбону. В целом Чарский антиклинорий образован сложной тектонической смесью, включающей отдельные чешуи самых разных частей разреза, совмещенных друг с другом вторично при деформации (Ротараш, Гредюшко, 1974). Кроме Чарского антиклинория габбро-гипербазитовые тела (с диабазами) вытягиваются цепочкой по юго-западному краю Иртышской зоны смятия (Геология СССР, т. 41, 1966); они залегают среди средне-верхнедевонских отложений, но скорее всего являются более древними. На юге Иртыш-Зайсанской зоны, в Сауре и Восточном Тарбагатае, к офиолитовой ассоциации, возможно, должны быть отнесены диабазово-кремнистые толщи, залегающие ниже живетско-франской андезитовой серии, а также основные эффузивы гольды-артыкской свиты среднего — верхнего девона гор Музтау (Геология СССР, т. 41, 1966).

Наконец, самые северные выходы пород, которые можно отнести к офиолитовой ассоциации, известны во внутренних частях Томь-Кольванской зоны, где в небольших участках из-под песчано-сланцевой синской серии верхнего девона местами обнажаются зеленокаменно-измененные диабазы, относимые условно к среднему девону (Геология СССР, т. 14, ч. 1, 1967). Несомненно, среднепалеозойские офиолитовые образования присутствуют в фундаменте Западно-Сибирской низменности в междуречье Иртыша и Оби в их среднем течении. Как сообщает П.К. Куликов (1971), здесь скважинами вскрыты серпентиниты, зеленокаменные породы и яшмоиды, содержащие местами девонские радиолярии.

Предшествующий обзор показывает, что офиолитовая ассоциация на всей площади варисских эвгеосинклиналей по составу остается более или менее одинаковой, однако ее возраст сильно варьирует:

от раннего силура и даже ордовика в одних местах до раннего карбона в других.

В Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоне хорошо видно, что это изменение возраста происходит не беспорядочно, а строго закономерно. Возрастная граница между комплексами начальной и зрелой стадий развития последовательно омолаживается по мере движения от краев к осевой части Южно-Монгольской зоны. Эта граница на северном краю зоны приходится на середину силура, в нескольких более внутренних частях — на рубеж между девоном и силуром, в осевой части — на середину девона, а на юге, в Гобийском Тянь-Шане, наблюдается как будто уже обратная тенденция к понижению возраста. Эта картина, как и для раннепалеозойских океанов, хорошо интерпретируется в качестве показателя спрединга, приведшего к новообразованию океанических бассейнов.

На рис. 9 показана реконструкция среднепалеозойских океанических бассейнов. На этой схеме грубо очерчены предварисские континентальные блоки: Сибирский и Казахстанский, — а оставшееся между ними пространство с офиолитовой ассоциацией интерпретировано в качестве океанических бассейнов: Южно-Монгольского, Джунгарского, Иртыш-Зайсанского и Западно-Сибирского. В пределах Южно-Монгольского бассейна показаны (конечно, примерно) изохроны спрединга.

Эта реконструкция еще далека от совершенства, и прежде всего потому, что в ней не учтены результаты последующей деформации, которая, несомненно, сильно (наверное, не менее чем на треть) сократила первичные размеры бассейнов. В особенности это относится к Иртыш-Зайсанскому бассейну, где можно предполагать, как говорилось, значительные горизонтальные перемещения, приведшие к тектоническому совмещению разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Не ликвидированы также последствия более поздних сдвиговых движений, например по Чингизскому сдвигу, имеющему правобоковую компоненту с амплитудой 100 км (Самыгин, Третьяков, 1971). При данном состоянии изученности очень трудно учесть эти, равно как и многие другие, преобразования структуры. Вряд ли они способны кардинально изменить всю реконструкцию, но некоторые коррективы, возможно, будут существенными, в частности размеры Иртыш-Зайсанского бассейна могут оказаться значительно большими, а сам он, с учетом движения по Чингизскому сдвигу, будучи смещенным на север, соединится со смежными частями Западно-Сибирского бассейна.

На рис. 9 обращает на себя внимание полоса узких микроконтинентов, сложенных доварисскими комплексами: на востоке — Южно-Гобийский, на западе — микроконтинент, отвечающий осевой зоне Восточного Тянь-Шаня. В их пределах в девоне был широко проявлен известково-щелочной вулканизм, т.е. они представляли собой остов вулканических островных дуг. Предполагается также, что к югу от обоих микроконтинентов протягивались глубоководные желоба. Возможно, мощные кремнисто-терригенные толщи среднего

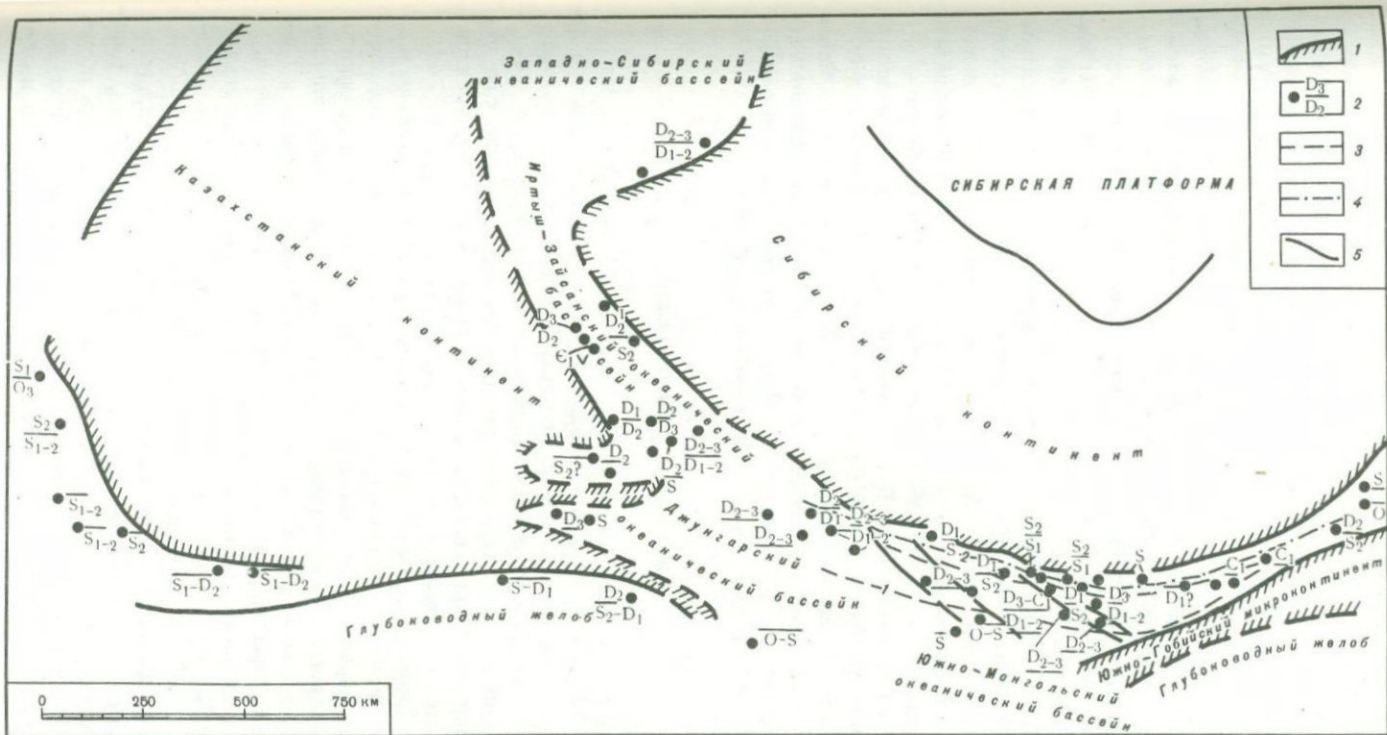


Рис. 9. Реконструкция среднепалеозойских океанических бассейнов на месте Центрально-Азиатского пояса
 1 - контур континентальных блоков; 2 - возраст океанического ложа (в числителе - возраст перекры-

вающих осадков, в знаменателе - возраст ложа); 3,4 - изохроны спрединга: 3 - середина силура, 4 - граница между силуром и девоном; 5 - разломы

палеозоя Кокшаальской зоны (как на территории СССР, так и в Китае) являются как раз выполнением такого глубоководного желоба. В пользу этого говорит также присутствие здесь зон глаукофанового метаморфизма, свойственных, как известно, глубоководным желобам. Позднее, в верхнем палеозое, на месте глубоководного желоба Кокшаальской зоны возник краевой прогиб.

Встает сложная проблема: что находилось южнее реконструируемых среднепалеозойских океанических бассейнов, где сейчас располагаются Таримская и Северо-Китайская платформы. Возможны, очевидно, два варианта (недостаток данных не позволяет отдать предпочтение какому-либо одному из них): либо эти платформы находились примерно в тех же местах и раньше, и в этом случае океанические бассейны были внутриконтинентальными, средиземными, типа, скажем, Тирренского моря; либо они были в результате дрефта перемещены сюда с юга¹ значительно позже, в самом конце палеозоя, а в среднем палеозое глубоководные желоба сменялись на юг открытым океаном — палео-Тетисом, существование которого предполагается А.Б. Дергуновым и др. (1971). При втором варианте среднепалеозойские океанические бассейны следует рассматривать аналогами современных окраинных морей типа Японского. Следовательно, среднепалеозойские океанические бассейны, восстанавливаемые на месте эвгеосинклинальных зон, являются аналогами либо средиземных, либо окраинных морей.

Глобальные реконструкции

Поздний силур — ранний девон, 410–380 млн. лет (рис. 10, 11). На месте Азии реконструируется очень сложное переплетение обстановок. С одной стороны, происходит разрастание океанических бассейнов: Южно-Монгольского, Джунгарского, Западно-Сибирского, — причем, как мы видели, их раскрытие шло путем спрединга океанического дна. Аналогичные данные приводятся и для Уральского океанического бассейна (Иванов и др., 1974). Местами (Южная Монголия) океанические бассейны обрамлялись вблизи континента барьерными рифами. С другой стороны, одновременно с расширением бассейнов прилежащие к ним части прежнего палео-Азиатского океана подверглись складчатости и либо причленились к древним континентам, как Алтае-Саянская область к Сибирскому континенту, либо увеличили площади микроконтинентов, образовав, например, такую, как Урал, относительно крупную континентальную глыбу, как Казахстанская. На месте восточного склона Урала существовала, видимо, вулканическая дуга, отделявшая Западно-Сибирский бассейн от Уральского. Складчатость и местами сильный метаморфизм этого времени отмечаются также в Цилиньшане, Циньлине и Катазии (Основы тектоники Китая, 1962). Они были обусловлены столкновением континентальных глыб Северного Китая и Индосинийского массива. На примере Азии видно, насколько взаи-

мосвязаны различные динамические обстановки: разрастание океанических бассейнов в одних местах непосредственно отражается в закрытии океанических бассейнов, складчатости и спаивании континентальных блоков на сопредельных площадях.

Во многом аналогичная пестрота обстановок может быть реставрирована для востока Австралии (Браун и др., 1970; Oversby, 1971; Scheibner, 1972), где на месте геосинклинали Новой Англии начал формироваться в это время новый океанический бассейн (маркируемый офиолитами Большого серпентинитового пояса). Он окаймлялся со стороны континента барьерным рифом и вулканической островной дугой (андезиты поднятия Кондоболин). Расположенный в тылу этой дуги Мельбурнский прогиб заполнялся обломочными осадками флишевого типа и является, видимо, аналогом окраинного моря. В то же время более западные участки прежней Лахланской геосинклинали испытали складчатость с внедрением гранитных батолитов.

Северная часть бывшей палео-Атлантики в это время полностью замыкается, а Северо-Американский и Восточно-Европейский континенты спаиваются между собой вплоть до мезозоя. Тектогенез здесь был обусловлен столкновением двух континентов. Действительно, в Скандинавских каледонидах в так называемом каледонизированном фундаменте Юго-Западной Норвегии и Лофотенских островов, имеющем гренвильский и более древний возраст (Heier, Compston, 1969), можно видеть осколки Северо-Американского континента. Эти осколки Северной Америки приведены сейчас почти в непосредственное соприкосновение с "некаледонизированным" фундаментом Балтийского щита, а весь каледонский геосинклиналиный комплекс выжат тисками докембрийских глыб, залегая на них в виде обширных аллохтонных покровов. Очевидно, таким способом деформации объясняются интенсивный высокотемпературный метаморфизм и гранитизация, типичные для Скандинавских каледонид. Совместно с платформой Эрия (включающей банку Роккол) такого рода отторженные глыбы континентальной коры составляли, видимо, микроконтинент, обрамленный с востока впадинами на месте Грампианской геосинклинали, а на западе — раннепалеозойскими бассейнами Восточной Гренландии.

Вместе с тем в Британских каледонидах мы не находим подобия стиля Скандинавских каледонид. В какой-то мере метаморфизм и гранитообразование свойственны северной зоне в Северо-Шотландских нагорьях и Северной Ирландии, прилежащей к жесткому упору платформы Эрия, но на остальной площади Британских островов деформации в общем умеренные, далее же на юго-запад, в Ньюфаундленде и Северных Аппалачах, они практически отсутствуют. В этих районах реконструируются обстановки континентальной окраины. Широко развитые в Северных Аппалачах силурийские и нижнедевонские вулканы андезит-базальтового состава (окраина бассейна Матапедия, пояс Чэлер-Бэй и др.) фиксируют собой вулканические дуги (Rodgers, 1970; McKerrow, Ziegler, 1971).

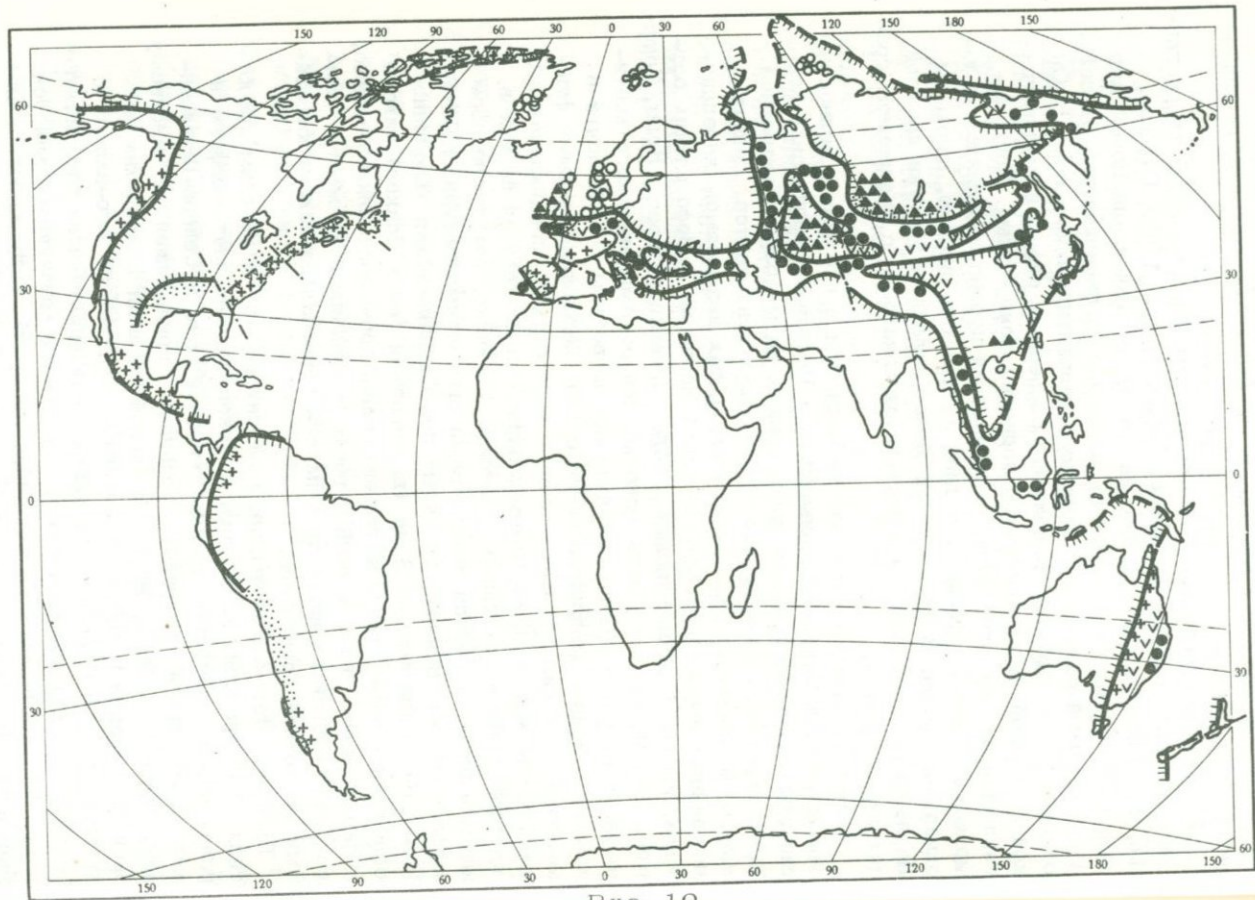


FIG. 10

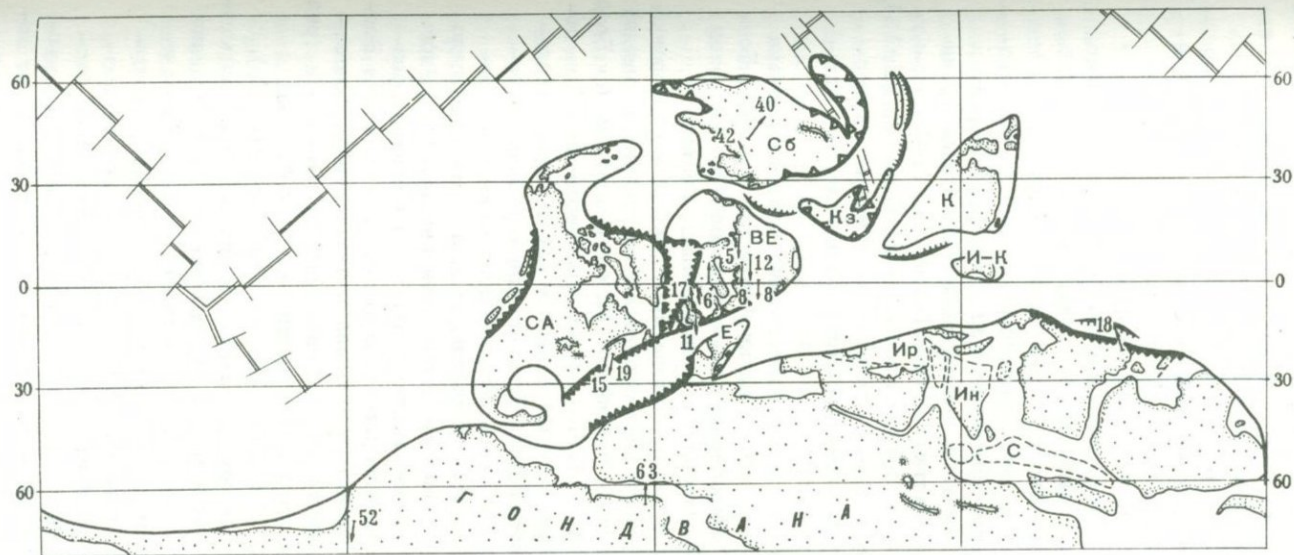


Рис. 11.

Рис. 10. Распространение геологических комплексов среднего девона (360–370 млн. лет)
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 11. Палинспастическая реконструкция для раннего–среднего девона (390–370 млн. лет).
Составили Л.П. Зоненшайн и А.М. Городницкий
Условные обозначения см. на рис. 5

Вулканы по латерали сменяются пестрыми по составу обломочными отложениями, в том числе турбидитами, выполнявшими, очевидно, межгрядовые понижения и, может быть, более обширные бассейны типа окраинных морей. Бассейн Мегума в Новой Шотландии, возможно, отмечает склон к глубоководному желобу. Все это позволяет предполагать существование океанического бассейна на месте южной части палео-Атлантики. Вероятными остатками коры этого бассейна служат офиолиты Лизарда и Старта в Корнуэлле.

Палео-Атлантика в это время продолжалась в районы Средней и Южной Европы, где существование глубокого морского бассейна бесспорно, но его природа пока не ясна. Можно предполагать, что здесь происходило раскалывание и раздвигание в небольших масштабах Средне-Европейского континентального блока. Зоны рифтообразования могли возникнуть, в частности, на юге Рено-Герцинской зоны, на отдельных участках Саксо-Тюрингской и Мораво-Силезской зон, а также в Южно-Португальской зоне (Bard e.a., 1973). Через герцинскую Европу палео-Атлантика соединялась с палео-Тетисом и далее с другими океаническими бассейнами, формировавшимися в это время в Азии.

Система вулканических дуг, вероятно, может быть нарисована на западном побережье Северной Америки (Monger e.a., 1972; Богданов, 1973). Мощные терригенные отложения среднего палеозоя Анд отмечают положение прежнего континентального склона.

Палеомагнитные данные указывают на положение Южного полюса в районе Аргентины. На силур падает одно из тех резких смещений положения полюса, на которые указывают М.Макэлхинни и Дж.Брайден (McElhinny, Briden, 1971). Такое смещение возникает при повороте Гондваны по часовой стрелке относительно центра, находящегося в Индии, примерно на 40° . Если доверять этому, то подобное смещение могло обусловить столкновение Северо-Американского и Восточно-Европейского континентов, а само оно могло быть частично вызвано раскрытием новых океанических бассейнов в Азии. По данным А.Н. Кравчинского (1973), аналогичное резкое смещение в это время испытывает полюс по отношению к Восточно-Европейскому континенту. Сибирский континент в соответствии с данными А.Н. Храмова и Л.Е. Шолпо (1967) помещен в средних широтах с поворотом его на 60° против часовой стрелки.

Середина девона, 370-360 млн. лет (см. рис. 10, 11). Расположение континентов и океанических бассейнов в Азии во многом остается таким же, как и в предшествующий интервал. Однако обстановки существенно меняются. На континентах, Сибирском и Казахском, на границе с океаническими бассейнами формируются вулканоплутонические комплексы, а внутри бассейнов возникают вулканические дуги. В это время Южно-Монгольский бассейн представлял собой окраинное море, окаймленное на юге вулканической дугой, а на севере - барьерным рифом, к северу от которого на Сибирском континенте формировались вулканоплутонические комплексы. Вся совокупная картина хорошо может быть объ-

яснена существованием зоны Бенъофа, уходящей от вулканической дуги под окраинный Южно-Монгольский бассейн и далее под Сибирский континент.

В Австралии параллельно с развитием океанического бассейна на месте геосинклинали Новой Англии формировалась вулканическая дуга, а за ней к западу располагалась область таббераберской складчатости.

Центральная часть палео-Атлантики в это время полностью замыкается. Она подверглась акадской орогении, которая охватила все Аппалачи, кроме миегеосинклинали внешней зоны Южных Аппалачей. С нею связаны высокотемпературный метаморфизм и внедрение гранитов (Нью-Гемпширские граниты). Как справедливо полагают многие геологи, акадская орогения была следствием столкновения Северо-Американского континента с Гондваной (северо-западом Африки). В результате возник континентальный перешеек, соединивший Северную Америку, а с ней вместе и Европу с Гондваной. По обе стороны от перешейка на месте прежней палео-Атлантики еще оставались океанические бассейны, в которых, вероятно, продолжали функционировать оси спрединга. Один из них находился на месте Мексиканского залива, о чем свидетельствуют мощные терригенные отложения пояса Уачита и района Марафона (Кинг, 1972), фиксирующие положение континентального склона. Другой бассейн, скорее всего средиземноморского типа, может быть восстановлен на пространстве между Северной Америкой и Средне-Европейским блоком. Остатки образований этого бассейна обнаруживаются в девоне Корнуэлла. Здесь мощные терригенные толщи (типа сланцев Киллас) отмечают положение прежнего континентального подножия, среди них появляются образования типа олистостром и присутствуют базальты с океанической геохимической характеристикой (Floyd, 1972). Гипербазиты и габбро Лизарда, имеющие возраст 360-390 млн. лет (Dodson, Rex, 1971), отвечают, вероятно, внутренним частям океанического бассейна. В сравнительной близости от его северных границ на окраине континента формировались вулканоплутонические ассоциации, которые сменяются внутрь Европейского континента молассами. Благодаря этому удается фиксировать здесь надвигание континента на океанический бассейн вдоль зоны Бенъофа и начинающееся закрытие бассейна.

В данный интервал времени, как и в предыдущий, хорошо видна тесная динамическая зависимость разнотипных событий, происходящих даже внутри изолированных регионов.

Ориентировка Южного полюса оставлена той же, что для границы силура и девона.

Ранний карбон, 345-325 млн. лет (рис. 12, 13). В это время начинает формироваться позднепалеозойский палео-Тетис. На западе, в районах Балкан и Ближнего Востока, он восстанавливается по развитию полного разреза морского карбона и присутствию в нем спилитов в Динаридах (Schönenberg, 1970;

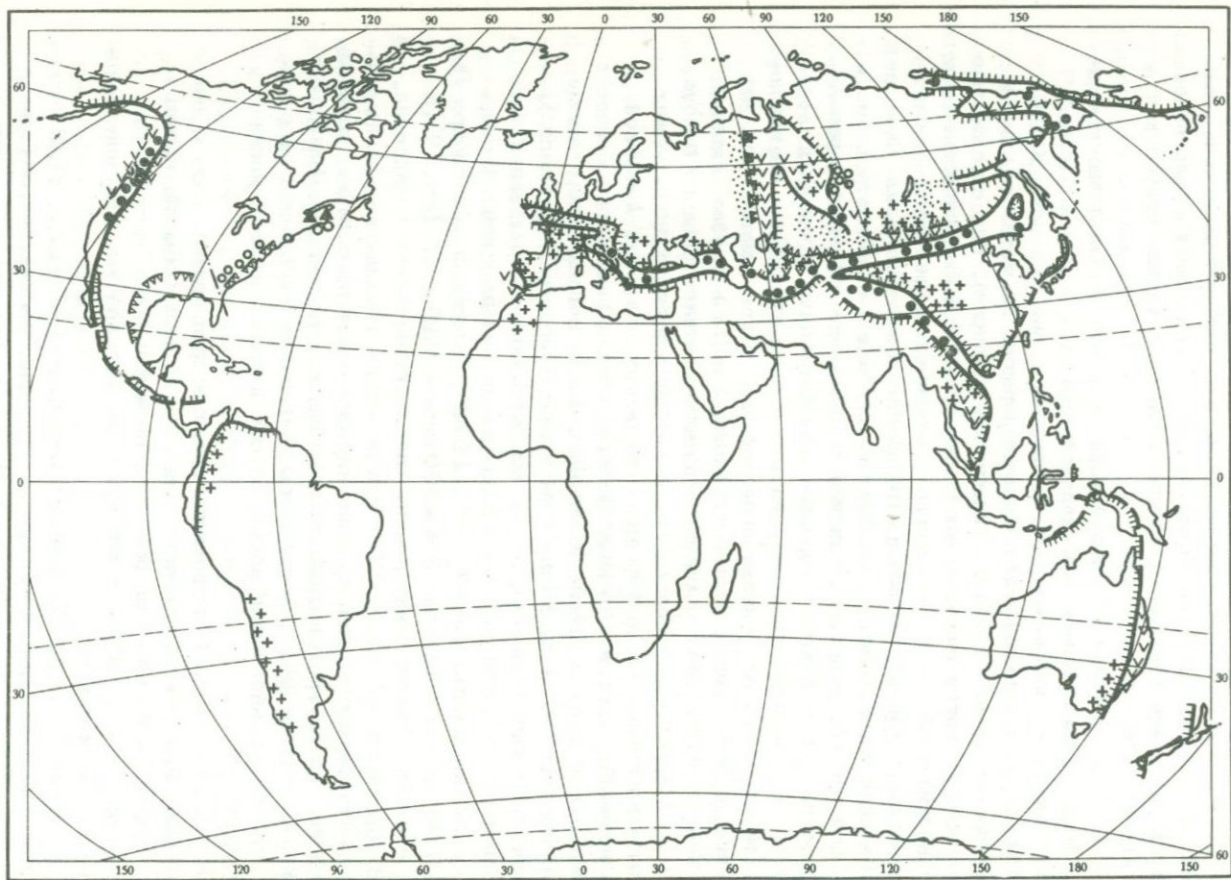


Рис. 12

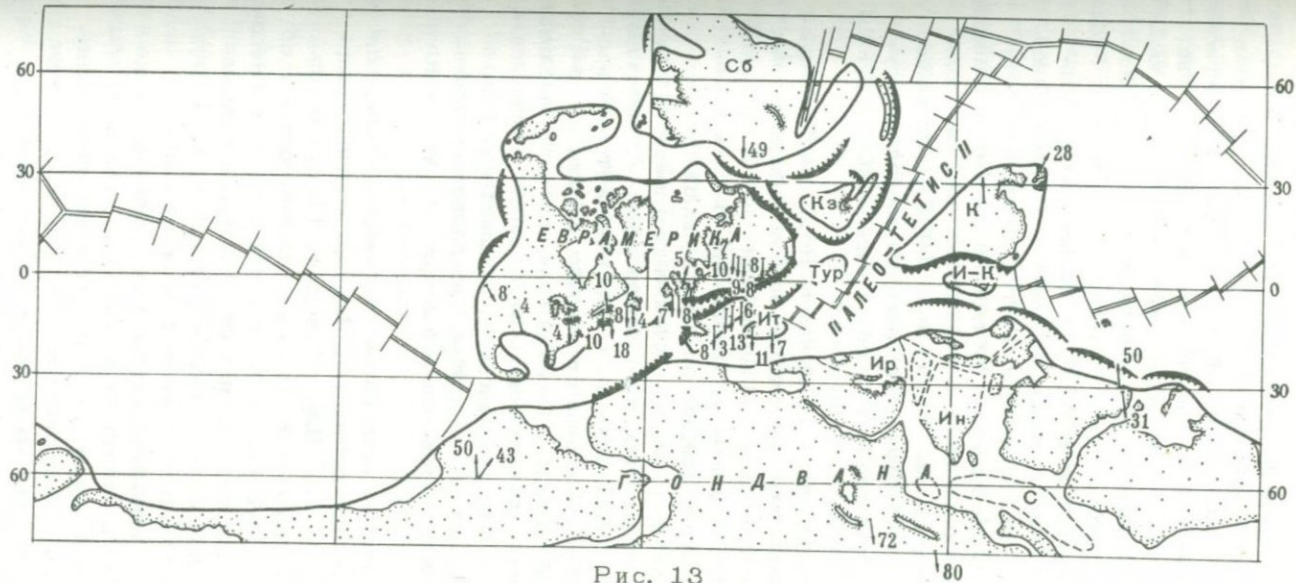


Рис. 13

Рис. 12. Распространение геологических комплексов нижнего карбона (325–345 млн. лет)
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 13. Палинспастическая реконструкция для раннего карбона (340–320 млн. лет). Составили
Л.П. Зоненшайн и А.М. Городничкий
Условные обозначения см. на рис. 5.

Белов, 1970, 1971). Офиолиты, возможно, этого возраста или несколько более древнего, известны в Передовом хребте Большого Кавказа. Более надежные данные существуют для Средней Азии, где прослеживается непрерывный пояс каменноугольных офиолитов от Герирудского шва в Афганистане до Южного Гиссара и Северного Памира. Далее на восток выходы офиолитов расщепляются на две ветви. Более северная может быть прослежена местами вдоль южного края Таримской котловины и затем в Бейшане (Основы тектоники Китая, 1962), переходя далее в офиолиты Внутренней Монголии (включая Солонкерскую зону МНР) и, по-видимому, смыкаясь с эвгеосинклинальными толщами западного и южного обрамления Ханкайского массива в Приморье. Другая ветвь проходит, вероятно, через Тибет (Л.П. Копаевич, устное сообщение) в Юньнань и далее на север Вьетнама, либо поворачивает на юг, следуя через Таи-Малайскую систему (Hutchison, 1973). Возможно, изолированные остаточные океанические бассейны продолжали существовать в Иртыш-Зайсанской зоне и под Западно-Сибирской низменностью.

Вновь возникший позднепалеозойский палео-Тетис следовал примерно вдоль среднепалеозойских бассейнов, но был смещен от них к югу. Это хорошо видно в Средней Азии и Монголии. В Средней Азии между позднепалеозойской эвгеосинклиналью Гиссара и Северного Памира и среднепалеозойской эвгеосинклиналью Южного Тянь-Шаня широко развиты среднепалеозойские шельфовые толщи, в общем неотличимые от подобных толщ Центрального Афганистана, а позднепалеозойская эвгеосинклиналь как бы рассекает поля распространения этих толщ. В Монголии среднепалеозойская Южно-Монгольская и позднепалеозойская Солонкерская эвгеосинклинальные зоны разобщены выходами древних толщ Уланульского и Тотошаньского поднятий. Следовательно, образование позднепалеозойского палео-Тетиса надо связывать с рифтингом, раскалыванием континентов хоть и параллельно старым швам и близко от них, но по новым линиям.

Палео-Тетис, очевидно, на всем своем протяжении обрамлялся системами вулканических островных дуг. Разрезы карбона Северного Афганистана, Южного Тянь-Шаня, Северного Памира с обилием в них андезитов и граувак определенно свидетельствуют об обстановке островной дуги. В Южной Монголии вулканы нижне-среднего карбона преобладающе андезитового состава в ассоциации с морскими терригенными отложениями образуют протяженную полосу вдоль края Солонкерской эвгеосинклинальной зоны. Уже за пределами палео-Тетиса вулканическая дуга существовала также на восточном склоне Урала (валерьяновская свита); она была обращена своей фронтальной частью в сторону остаточного Западно-Сибирского бассейна. По островным дугам намечается положение прежних зон Бенъофа, наклоненных от палео-Тетиса на север.

Ранний карбон отвечает времени главной варисской складчатости. Из всех других палеозойских эпох складчатости никакая

другая не проявилась столь широко на площади почти всех геосинклинальных поясов. Особенно интенсивными складкообразовательные движения были на территории Евразии, т.е. той территории, которая до этого была занята океаническими бассейнами. Большинство прежних бассейнов закрывается, а континенты начинают сгруживаться, образуя уже подобие позднепалеозойской Пангеи. Внутри этого "континентального" полушария одновременно с герцинской складчатостью начинается, как говорилось, раскрываться позднепалеозойский палео-Тетис, но самый простой обзор (рис. 13) показывает, что раскрытие палео-Тетиса не могло обеспечить динамические усилия для деформации столь обширных территорий. Поэтому в глобальном масштабе необходимо искать другой источник сил, приводящий к сгруживанию континентов. Очевидно, он мог находиться только в пределах другого полушария, отвечающего в общем Тихому океану. Действительно, по окраинам обрамляющих Тихий океан континентов мы во многих местах находим отголоски его активности (Богданов, 1973). Так, на Северо-Востоке СССР рассматриваемый рубеж отмечен началом формирования верхоянской серии на Сибирском континенте и вулканической дуги на его крае (Корякия). В это же время возникли позднепалеозойские геосинклинали Японии, Новой Каледонии, Новой Зеландии и других районов запада Тихоокеанского кольца. В Кордильерах Северной Америки в раннем карбоне реконструируется система островной дуги и окраинного моря (Monger e. a., 1972; Богданов, 1973). Собственно Тихоокеанский пояс в контурах, близких к современным, оформляется примерно в этот промежуток времени. С большой вероятностью можно допустить резкую активизацию спрединга в Тихом океане: либо внутри какой-то гипотетической системы древних срединно-океанических хребтов, либо внутри вновь возникших (не менее гипотетических).

На рис. 13 показан также проблематичный океанический бассейн между Северной Америкой и Гондваной. Он намечен лишь по косвенным признакам, исходя из развития флишевых толщ, местами с основными вулканитами по краям этого предполагаемого бассейна в Южной Португалии (Schermerhorn, 1970; Bard e. a., 1973) и в районах северного обрамления Мексиканского залива: Уачита и Марафон (Кинг, 1972).

Палеомагнитные данные в общем хорошо увязываются с реконструкцией. Экватор проведен через середину Северной Америки и Европы (Roy, 1971), Сибирский континент помещен в высоких широтах (Храмов, Шолпо, 1967). Южный полюс оставлен в прежней позиции на юге Южной Америки, хотя, возможно, уже в это время началось следующее крупное смещение полюса в сторону Антарктиды.

Для раннего карбона очень характерно интенсивное углекислотное накопление, которое концентрировалось в трех климатических поясах: экваториальном, включавшем каменноугольные бассейны Европы, и в двух поясах умеренного гумидного климата — северном (бассейн Сибири) и южном (бассейн Гондваны).

Расположение океанов и континентов в позднепалеозойское время (в позднем карбоне – ранней перми) было в значительной мере унаследовано от раннего карбона (рис. 14, 15). К этому времени океан палео-Тетис достиг своих максимальных размеров. Он разделял два крупнейших мегаконтинента: Лавразию и Гондвану, которые уже почти спаялись в единую Пангею. В восточной части, между двумя ветвями палео-Тетиса располагался небольшой Китайский континент, заполнявший собой ту брешь, которая обычно рисуется на этом месте при всех реконструкциях Пангеи.

Одна из наиболее примечательных особенностей этой эпохи – широкое развитие континентальных вулcano-плутонических комплексов, образующих обширные пояса на восточных (по отношению к позднепалеозойским координатам) окраинах Евразии и Гондваны. В Евразии такой пояс был впервые оконтурен и подробно описан А.А. Моссаковским (1970), выявившим его тесную связь с палео-Тетисом и показавшим закономерное возрастание щелочности вулканизма по мере удаления от палео-Тетиса в глубь Евразийского континента. Аналогичным образом А.Николас (Nicolas, 1972) отнес герцинский орогенный пояс Европы к андийскому типу, указав на его положение на континентальной окраине рядом с позднепалеозойским палео-Тетисом. По-видимому, такой же вулcano-плутонический пояс формировался и на восточной окраине Гондваны – в Австралии и Индокитае. В Австралии к нему относятся вулканы (нижние эффузивы Боуэн) и гранитоиды, сконцентрированные вдоль восточного побережья (Браун и др., 1970). Пермские вулканы известны на о-ве Суматра (Katilli, 1973), они развиты также на Малайском полуострове (Hutchison, 1973) и в низах индосинийского комплекса. По принятой нами реконструкции Гондваны Индокитай вместе с Северной Суматрой и Южным Калимантаном примыкает к северной окраине Австралии, так что все позднепалеозойские вулcano-плутонические образования группируются в единый пояс.

Во всех случаях эти окраинные вулcano-плутонические пояса отмечают надвигание континентов на океан и фиксируют положение ископаемых зон Беньюфа. Обращает на себя внимание общая направленность движений в восточных румбах. Источник этих движений мы вновь должны искать за пределами "континентального" полушария, т.е. в Тихом океане, допуская новый импульс спрединга и расширения океана.

Позднепалеозойская реконструкция хорошо согласуется с имеющимися палеомагнитными данными. К этому времени заканчивается следующее крупное смещение Южного полюса, который в позднем палеозое находился в районах Западной Антарктиды. При таком смещении необходим поворот Гондваны примерно на 40° по часовой стрелке. Он мог быть обусловлен раскрытием позднепалеозойского палео-Тетиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение палеозоя постоянно существовало два полушария: океаническое и континентальное. Первое из них было занято Тихим океаном, который, безусловно, является очень древним, докембрийским, хотя и не обязательно первичным. По существу только с мезозоя начинается закрытие его краевых частей. Внутри же другого, существенно континентального полушария, в пределах северной его половины перманентно происходило раскрытие и закрытие прогибов с океаническим типом коры. Эти бассейны сравнимы либо с рифтовыми океанами типа Атлантического, либо с системами окраинных и внутренних (средиземных) морей. Реконструируется три наиболее крупных океана: палео-Азиатский, существовавший с позднего докембрия до середины палеозоя, палео-Атлантический, того же возрастного интервала, и океан Тетис, раскрывавшийся трижды: в среднем палеозое, в позднем палеозое (палео-Тетис) и в мезозое. Возможно, к позднему кайнозою относится четвертое раскрытие (нео-Тетис) на месте современного Средиземноморья. Южная половина континентального полушария была длительно занята мегаконтинентом Гондваны, который начал распадаться лишь в мезозое. Реконструируемые океанические бассейны внутри континентального полушария были постоянно связаны друг с другом и с океаническим полушарием (Тихим океаном), то в одну, то в другую сторону от которого происходило раскрытие этих бассейнов. Более того, сами события внутри континентального полушария: проявления складчатости, формирование "субсеквентных" вулканоплутонических комплексов и т.д. — часто определялись активностью (неизвестной пока природы), присущей древнему Тихому океану.

На протяжении палеозоя основная тектоническая активность концентрировалась вдоль реконструируемых океанических бассейнов и прилегающих континентальных окраин, обнаруживая удивительную унаследованность, приуроченность к одним и тем же зонам. Океанические бассейны раскрывались и закрывались попеременно, и даже можно говорить об определенном динамическом равновесии, но, как правило, эти события проявлялись вдоль одних и тех же линейментов, лишь несколько смещаясь в сторону. Это хорошо прослеживается на истории палео-Атлантики или палео-Тетиса. Происходила комбинация отдельных бассейнов или их отрезков между собой, а затем их рекомбинация. Так, на протяжении среднего и частью позднего палеозоя южный отрезок палео-Атлантики соединялся с палео-Тетисом, а в раннем палеозое палео-Атлантика составляла, видимо, единое целое с палео-Азиатским океаном. Унаследованность сказывается и в мезозое, когда вдоль прежнего палео-Тетиса, смещаясь несколько к югу от него, возник мезозойский Тетис, а вдоль палео-Атлантики (со смещением к востоку) — северная часть Атлантического океана. Тем самым можно, очевидно, предполагать существование определенной глобальной регматической сетки, к которой приспособлены все главнейшие движения, связанные

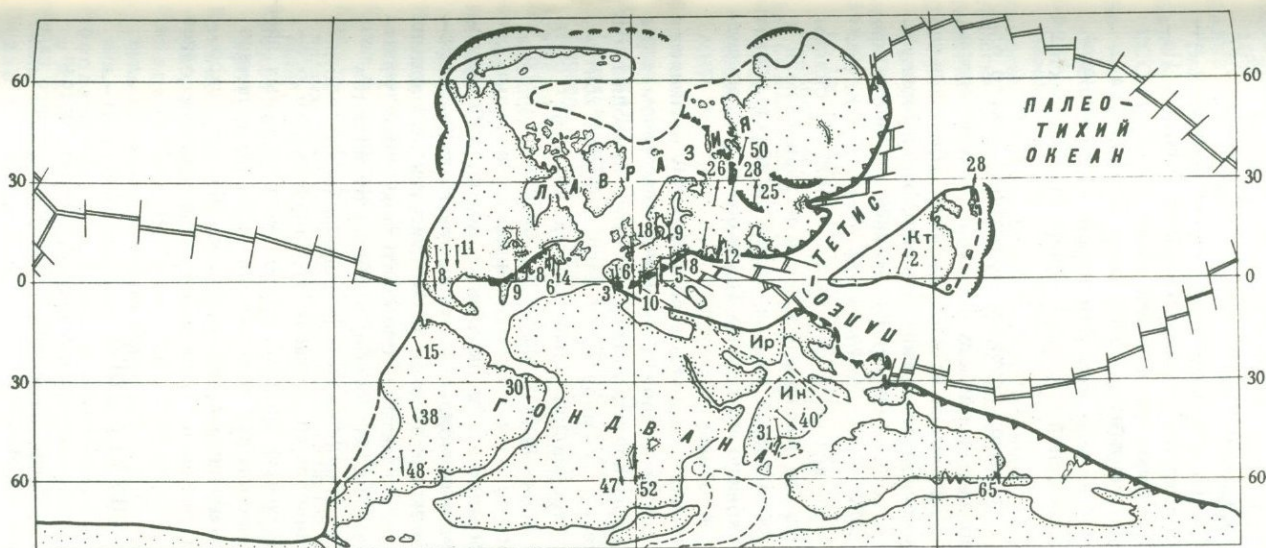
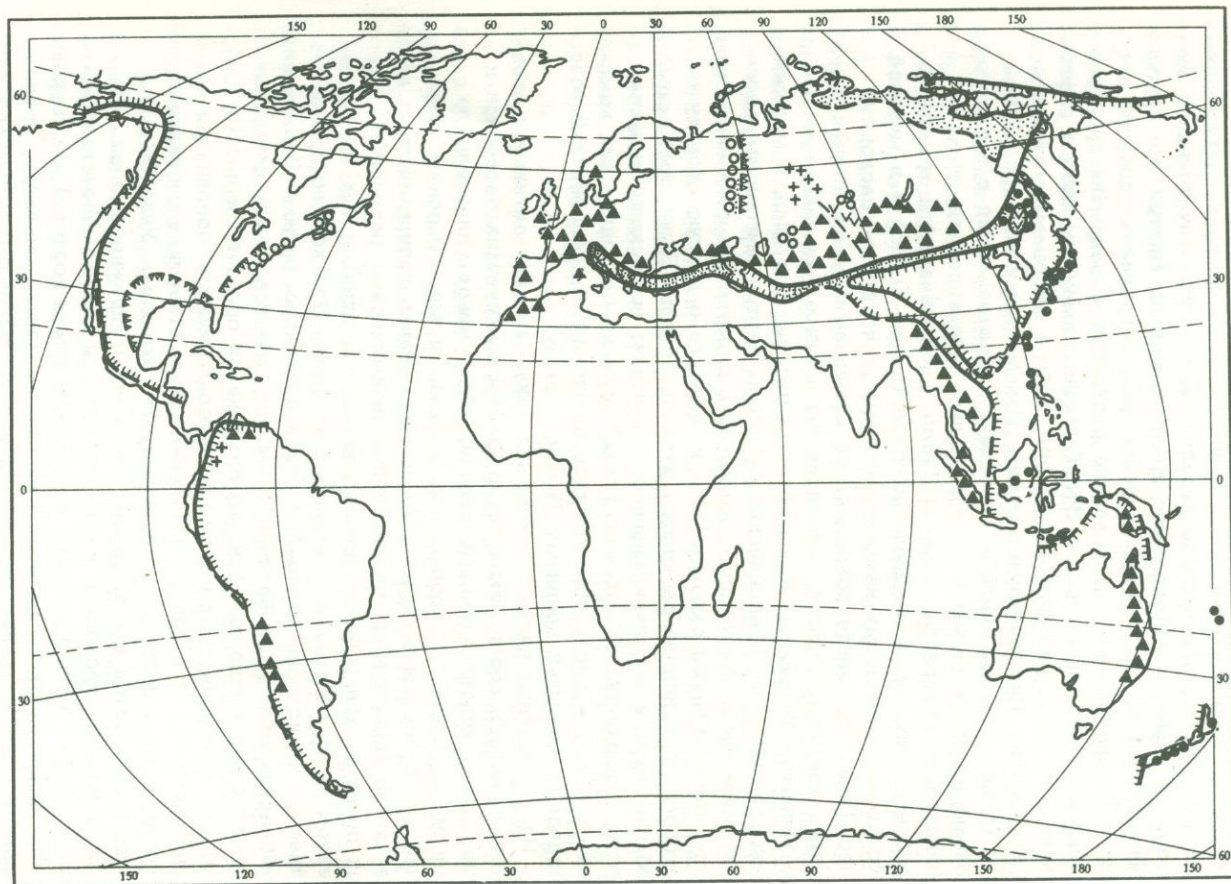


Рис. 15

Рис. 14. Распространение геологических комплексов верхнего карбона – нижней перми (270–290млн.лет)
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 15. Палинспастическая реконструкция для позднего карбона – ранней перми (290–270 млн. лет)
Составили Л.П. Зоненшайн и А.М. Городницкий.
Условные обозначения см. на рис. 5

с жизнью океанических бассейнов и их взаимоотношениями с континентами.

В геологической истории идет раскрытие и закрытие океанических пространств, а сами эти движения осуществляются, так сказать, с помощью маятникового механизма. Продолжительность жизни океанического бассейна (геосинклинально-океанического цикла) от его раскрытия до закрытия равна 200-400 млн. лет. Палео-Азиатский океан существовал по крайней мере с 850 до 450 млн. лет, палео-Тетис - с 450 до 250 млн. лет, палео-Атлантика - с 600-650 до 400 млн. лет. Эти цифры хорошо совпадают с давно уже установленной продолжительностью геотектонических циклов.

Все это не исключает, конечно, крупных перестроек такого плана, которые привели, например, к распаду Гондваны. Обзор реконструкций на протяжении практически всего фанерозоя убедительно показывает, что мезозойско-кайнозойский спрединг, характеризующийся образованием новых весьма обширных океанов на месте прежней Гондваны, раскалыванием континентов после очень продолжительного периода, в течение которого они были, казалось, спаяны прочно между собой, - явление исключительное в истории Земли и оно может знаменовать собой новый этап в развитии нашей планеты (Хаин, 1972). Ничего похожего на распад Гондваны в геологической летописи в палеозое не обнаруживается.

Развитие геосинклинальных складчатых областей представляет собой по существу развитие бассейнов с океаническим типом коры и создание на их месте коры континентального типа, приводящее в конечном счете к увеличению суммарной площади, занятой континентами. В то же время геосинклинальный процесс не может быть просто отождествлен с жизнью лобных океанов, особенно такого, как Тихий. Его проявления ограничены либо окраинными участками океанов, т.е. системами островных дуг и окраинных морей, либо внутренними бассейнами средиземноморского типа, часто также ассоциирующимися с вулканическими дугами, либо "малыми" океанами типа современной Северной Атлантики, следовательно, теми участками пространств океанических бассейнов, которые отличаются большой контрастностью и разнообразием геодинамических обстановок, обуславливающих накопление мощных вулканических и осадочных толщ. Даже такой самый крупный из реконструируемых древних океанов, как раннепалеозойский палео-Азиатский, по величине не превышал Атлантику и отличался присутствием многих микроконтинентов, разделявших его на несколько разобренных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.

- Арустамов А.А. Вендские и нижнекембрийские образования южной части Акчетауского антиклинория Чингиза. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во МГУ, 1971.
- Асташкин В.А. Кембрийские отложения Салаира. Автореф. канд. дис. Томск, 1968.
- Белов А.А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова. — "Бюл. МОИП. Отдел геол.", 1970, т. 45, № 1.
- Белов А.А. Положение герцинид в альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран. — "Геотектоника", 1971, № 4.
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Браун Д., Кэмпбел К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Геология СССР, т. 14, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1967.
- Геология СССР, т. 29, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1966.
- Геология СССР, т. 41, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1966.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема палео-Тетиса. — В кн.: Проблемы георетической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.
- Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г., Филиппова И.Б., Чехович М.В. Основные черты строения и развития смежных частей Гобийского и Монгольского Алтая. — В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М., "Наука", 1970.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., "Недра", 1976.
- Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. — "Геотектоника", 1975, № 3.
- Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Альпинотипные гипербазиты материков: размещение и палеотектонические реконструкции. — В кн.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1975.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблемы тектоники Урала. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М., "Наука", 1974.
- Ивонин И.И. Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. Изд-во МГУ, 1972.
- Кравчинский А.Н. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе. — "Геотектоника", 1973, № 6.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. — "Геотектоника", 1967, № 5.
- Куликов П.К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. — "Труды Зап.-Сиб. НИГНИ", 1971, вып. 46.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.
- Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — "Геотектоника", 1970, № 4.
- Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — "Геотектоника", 1969, № 6.

- Постельников Е.С. О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингисанской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа). - "Бюл. МОИП. Отд-ние геол.", 1971, № 5.
- Пупышев Н.А. Стратиграфия древних толщ Еремантау-Зайлиийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во МГУ, 1971.
- Рогараш И.А., Гредюшко Е.А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области. - "Геотектоника", 1974, № 2.
- Самыгин С.Г., Третьяков В.Г. О структурных соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом. - "Геотектоника", 1971, № 2.
- Свиридов В.Г. Стратиграфия, тектоника и история геологического развития палеозойских отложений северо-западной части Салаира. Автореф. канд. дис. Томск, 1969.
- Синицын В.М. Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Синицын В.М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Суетенко О.Д. Тектоника палеозойской Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дис. М., 1970.
- Филиппова И.Б. Строение и развитие варисцид Центральной Монголии. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Ханн В.Е. Основные тенденции в развитии земной коры. - "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1968, № 1.
- Ханн В.Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л., "Недра", 1967.
- Ху Бин, Ван Цзинь-бинь, Тао Чжень-цзя, Лу Цзинь, Фан Сяо-ди. Некоторые вопросы геотектоники Синьцзяна (на кит. языке). - "Acta Geol. Sinica", 1964, вып. 44, № 2.
- Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа. - "Геотектоника", 1974, № 4.
- Bard I.P., Capdevila N., Matto P. et al. Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. - "Nat. Phys. Sci.", 1973, v. 241.
- Creer K.M. A review of paleomagnetism. - "Earth-Sci. Rev.", 1970, v. 6, N 6.
- Dewey J. Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen. - "Nature", 1969, v. 220.
- Dewey J.F., Pankhurst R.J. The evolution of the Scottish caledonides in relation of their isotopic age pattern. - "Trans. Roy. Soc. Ed.", 1970, v. 68, N 11.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bohlen J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. - "Bull. Geol. Soc. America", 1973, v. 84, N 10.
- Dodson M.H., Rex D. Ch. Potassium-argon ages of slates and phillites from south-west England. - "Quart. J. Geol. Soc. London", 1971 (1970), v. 126.
- Fitton F.J., Hughes D.J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. - "Earth. a. Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 8, N 3.
- Floyd P.A. Geochemical characteristics of spilitic greenstone from S-W England. - "Nat. Phys. Sci.", 1972, v. 239, N 92.
- Garson M.S., Plant J. Alpine type ultramafic rocks and episodic mountain building in the Scottish Highlands. - "Nat. Phys. Sci.", 1973, v. 242.
- Heier K.S., Compston W. Interpretation of Rb-Sr patterns in high-grade metamorphic rocks, N. Norway. - "Norks geol. tidsskr.", 1969, v. 49.
- Horne G.S. Complex volcanic-sedimentary pattern in the Magog belt of Northeastern Newfoundland. - "Bull. Geol. Soc. America", 1970, v. 81, N 6.
- Hsü K.J. Origin of the Alps and western Mediterranean. - "Nature", 1971, v. 233, N 5314.
- Hutchison C.S. Tectonic evolution of Sundaland: a phanerozoic synthesis. - "Bull. Geol. Soc. Malaysia", 1973, N 6.

- Irving E. Palaeomagnetism and its applications to geological and geophysical problems. N.Y., Wiley and Sons, 1964.
- Katilli J.A. Geochronology of West Indonesia and its implication on plate tectonics. - "Tectonophysics", 1973, v. 19, N 3.
- Keller G.R., Cebull S.E. Plate tectonics and the Ouachita System in Texas, Oklahoma and Arkansas. - "Bull. Geol. Soc. America", 1973, v. 84, N 5.
- Kennedy M.G., Mc Conigal M.A. The Gander Lake and Davidsville groups of Northeastern Newfoundland: new data and geotectonic implications. - "Canad. J. Earth Sci.", 1972, v. 9.
- Kupsch F., Rolper J., Schönenberg R. Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. - "Z. Dtsch. geol. Ges.", 1970, Bd. 122, N 3.
- Leutwein F. Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère. - "Sci. Terre", 1969, v. 14, N 4.
- Mc Elhinny M.W., Briden J.C. Continental drift during Palaeozoic. - "Earth and Planet Sci. Lett.", 1971, v. 10.
- Mc Kerrow W.S., Ziegler A.M. The Lower Silurian paleogeography of New Brunswick and adjacent areas. - "J. Geol.", 1971, v. 79, N 6.
- Monger J.W., Souther J.G., Cabrielse H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model. - "Amer. J. Sci.", 1972, v. 272, N 7.
- Nicolas A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? - "Nature", 1972, v. 236, N 5344.
- Oversby E. Palaeozoic plate tectonics in the Southern Tasman geosyncline. - "Nat. Phys. Sci.", 1971, v. 234, N 46.
- Rodgers J. The eastern edge of the North American Continent during the Cambrian and Early Ordovician. - In: Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. N. Y., London, Sydney, Toronto, Wiley-Interscience, 1968.
- Rodgers J. The tectonics of the Appalachians. N.Y., London, Sydney, Toronto, Wiley-Interscience, 1970.
- Roy J.E. A pattern of rupture of the Eastern North American-Western European palaeoblock. - "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1971, v. 14, N 1.
- Scheibner E. Actualistic models in tectonic mapping. Rept. 24th sess. I. G. C., Sect. 3. Montreal, 1972.
- Schenk P.E. Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa, and continental drift. - "Canad. J. Earth. Sci.", 1971, v. 8, N 10.
- Schermerhorn L.I.G. Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal. - "Geol. en Mijnbouw", 1970, v. 46, N 6.
- Schönenberg R. Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. - "Geotekt. Forsch.", 1970, N 35.
- Shiraki K. Metamorphic basement rocks of the Yap Islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc. - "Earth and Planet Sci. Lett.", 1971, v. 13.
- Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. - "Bull. Geol. Soc. America", 1971, v. 82, N 8.
- Smith A.G., Briden J.C., Drewry C.E. Phanerozoic world maps. - In: Organicism and continents through time. Spec. Paper in Palaeontology, N 12, systematical Assoc. Publ. N 9. London, 1973.
- Solomon M., Griffiths J.R. Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone, East Australia. - "Nat. Phys. Sci.", 1972, v. 237, N 70.
- Wein Gr. Tectonic review of the Neogen-covered areas of Hungary. - "Acta Geol Acad. Sci. Hung", 1969, t. 13, N 1-4.
- Wilson J.T. Did the Atlantic close and then reopen? - "Nature", 1966, v. 211.
- Zonenshain L.P. The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading. - "Tectonophysics", 1973, v. 19.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОТЕКТОНИКА
(реферативный обзор зарубежных работ за 1970—1974 гг.)

В последние годы появилось большое число работ, посвященных решению различных тектонических проблем с помощью палеомагнитных методов. В данной статье приводится краткий обзор исследований, проведенных за рубежом за последние пять лет (1970—1974), касающихся применения палеомагнетизма в тектонике. Исключения представляют работы, в которых рассматриваются палеомагнитные доказательства или опровержения гипотезы расширяющейся Земли, а также те тектонические вопросы, для решения которых палеомагнетизм применяется в качестве хронологического или стратиграфического репера. Мы ограничились разбором исследований, посвященных в основном горизонтальным перемещениям и деформациям земной коры.

Для удобства в статье принято деление рассматриваемых проблем на три группы по размерам изучаемых структур: глобальные, региональные и локальные. Границы между этими тремя группами в достаточной мере условны, и одно и то же исследование можно отнести к различным группам в зависимости от масштабов проводимых корреляций и выводов.

Автор обзора старался показать возможности применения палеомагнетизма для решения тектонических задач на примере наиболее интересных работ по различным регионам. Более детально о проведенных исследованиях можно узнать из библиографии. В список литературы включены также некоторые работы, не нашедшие отражения в тексте, но представляющие определенный интерес.

**ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ
ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ**

Наибольшее количество работ посвящено применению палеомагнетизма для решения проблем глобальной тектоники. Степень изученности вопроса до 1970 г. можно понять из работы Криира (Creer, 1970), в которой он обобщил большую часть известных к этому времени результатов, привел кривые движения полюса для каждого континента и пытался синтезировать их в единую кривую. В последующие годы шло накопление более точных данных для максимально возможного числа периодов на каждом материке. Появилось много работ по вулканогенным формациям Индостана, позво-

пвших уточнить их временную привязку, отдельные определения и кривые миграции полюса (Pal. Bhimasankaram, 1971, 1972; Kono e. a., 1972; Singh, Bhalla, 1972; Verma, Mital, 1972, 1974; Wensink, 1972, 1973). В большинстве этих работ указывается на первоначальное положение Индостана около Африки и Антарктиды, что соответствует реконструкциям Дю-Тойга, уточненным позднее Смитом и Халламом (Smith, Hallam, 1970). Появились также работы по докембрию Индостана, приблизительно показывающие путь миграции Индостанской плиты на протяжении докембрия и фанерозоя (Klootwijk, 1973, 1974). Подобные данные опубликованы и в ряде работ по Австралии (McElhinny, 1970; McElhinny, Embleton, 1974; Embleton, 1970). Для докембрия этого континента Фейсер (Facer, 1974) приводит кривую миграции полюса от 2,4 млрд. лет назад до раннего палеозоя включительно. Сравнивая докембрийские данные по разным материкам, он делает вывод о независимых перемещениях континентов в это время. К такому же результату приходит и Сполл (Spall, 1973) в своей работе по палеомагнитным данным докембрия Европы. Он проанализировал 36 определений по породам с известным абсолютным возрастом и, сопоставив эти данные с

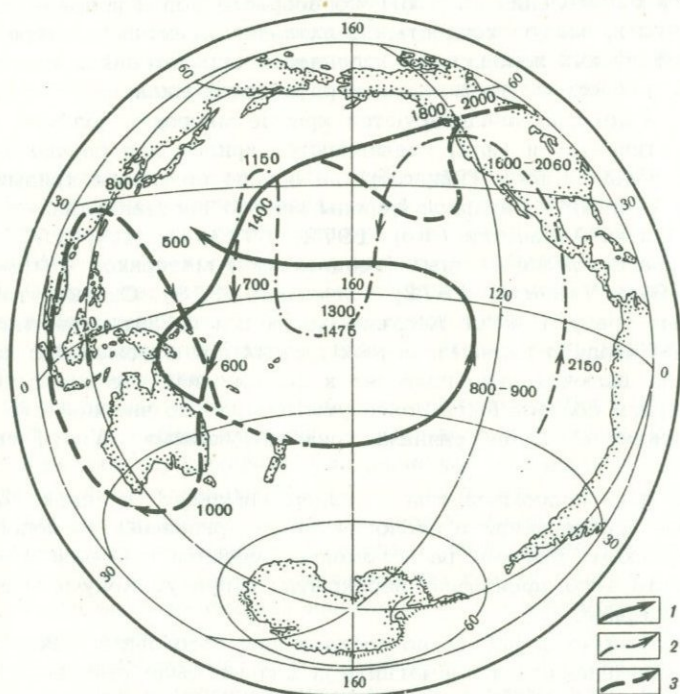


Рис. 1. Сравнение кривых миграций Северного полюса в докембрии для Европы (1) и Северной Америки (2) и в позднем докембрии для Африки (3). Кривые даны для современного расположения континентов

результатами по Северной Америке, Восточной и Южной Африке, указал на независимый дрейф этих крапонов (или их частей) в докембрии (рис. 1).

К другим выводам приходят в своей работе Пайпер с соавторами (Piper e.a., 1973). Ими приводятся достаточно убедительные доказательства неизменности положения отдельных крапонов Африки друг относительно друга начиная с протерозоя, что позволяет сделать вывод о единстве Африки и о невозможности формирования докембрийских складчатых поясов в результате столкновения различных плит земной коры. Однако далее эти авторы пытаются доказать существование в докембрии единого материка, объединяющего Африку и Южную и Северную Америку (по крайней мере в течение отдельных отрезков времени), причем пользуются для доказательства своей точки зрения теми же материалами, что и авторы, придерживающиеся версии о независимом дрейфе континентов в докембрии (Spall, 1973; Facer, 1974).

Для ясности можно привести заключение из работы Сполла (Spall, 1973), который защищает гипотезу о независимом дрейфе континентов в докембрии, не исключая, однако, и возможности другой интерпретации. Причинами этой неопределенности Сполл считает неточности определения абсолютного возраста пород и возраста намагниченности, малую точность самих палеомагнитных измерений для докембрийских пород, малочисленность определений и неравномерное распределение их по стратиграфической шкале.

Работ, в которых анализируются кривые миграций полюса для одного континента и (или) сравниваются кривые для разных континентов, довольно много. Например, на основе сравнения кривых для Северной Америки и Западной Европы многие восстанавливают историю развития Атлантики (Roy, 1972, 1973; Deutsch, 1973) и взаимное расположение южных (гондванских) материков (Vilas, Valencic, 1970; Valencio, 1972; Thompson, 1973). Однако уточненные данные гребуют более жестких рамок для их интерпретации. Так, результаты анализа палеомагнитных данных для отложений с карбона по триас включительно приводят к заключению, что все гондванские материка должны быть повернуты на 20° по часовой стрелке по сравнению с более ранними реконструкциями (Voo, French, 1974).

Совпадение палеомагнитных данных вызвало в свою очередь новые противоречия в геологии рассматриваемых регионов, например слишком близкое расположение Северной и Южной Америки, в результате чего произошло перекрытие структур Колумбии и Центральной Америки.

Очень интересная работа по составлению глобальных реконструкций с применением палеомагнитных данных была выполнена Смитом с соавторами (Smith e.a., 1973), которые рассмотрели положение материков для различных периодов: эоцена, мела, юры, триаса, перми, нижнего карбона, нижнего девона и кембрия - нижнего ордовика. В работе обсуждаются трудности, с которыми столкнулись ис-

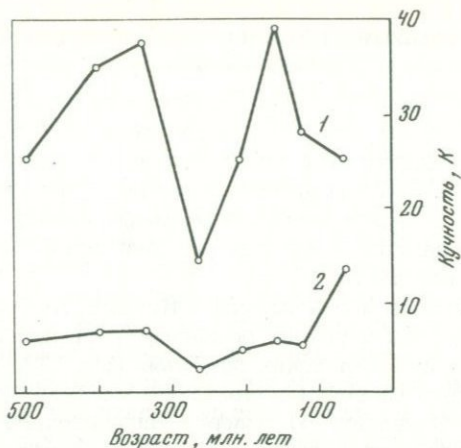


Рис. 2. График зависимости кучности палеомагнитных полюсов от их возраста для различных континентов по отношению к построенным картам (1) и к современному расположению материков (2)

Высокие значения K указывают на высокую точность карты для всех эпох, кроме перми. Значения K для современного положения материков низкие во все эпохи, кроме эоцена, когда положения материков уже близки к современным и палеомагнитные полюсы сближены. Точки на графиках — эпохи, для которых были построены карты

следователи, и вместе с тем отмечается, что на основе одних лишь палеомагнитных данных вряд ли можно рассчитывать на качественное улучшение подобных палеотектонических реконструкций. На основе статистического анализа авторы показывают, что реконструкция Пангеи так же плохо удовлетворяет нижнепалеозойским данным, как и современным. Отсюда они делают вывод, что позднепалеозойская реконструкция Пангеи вряд ли может быть пригодна для нижнего палеозоя (рис. 2).

В последнее время разработана методика отбора ориентированных образцов из кернов скважин, в том числе и морских. В некоторых работах уже опубликована тектоническая интерпретация полученных палеомагнитных данных. Например, по кернам, полученным в центральной части Тихого океана, делается вывод о смещении Тихоокеанской плиты на север в миоцене — плейстоцене (Hammond e.a., 1974). Для Срединно-Атлантического хребта (James e.a., 1973) анализ кернов доказывает возможность тектонических движений меньшего масштаба.

Немногочисленные пока данные морского бурения подтверждаются и наземными палеомагнитными исследованиями на островах. Так, данные палеомагнитного изучения образцов лав с о-ва Мидуэй, датированных калий-аргоновым методом, показывают северное направление дрейфа Тихоокеанской плиты, что близко соответствует морским определениям (Gromme, Vine, 1972).

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ДЛЯ РЕШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Широкое применение палеомагнетизма для решения региональных тектонических проблем началось только во второй половине 60-х годов, когда палеомагнитные исследования охватили достаточно большие территории, стало возможным изучение слабомагнитных пород и были получены статистически достоверные данные для каждого материка, в целом дающие опору для решения вопросов о передвижениях отдельных его частей.

В обзоре Хосперса и ван Андела (Hospers, Andel van, 1969) приводится следующий перечень решенных регионально-тектонических задач: 1) изгиб дуги Японских островов (рис. 3); 2) поворот внутреннего Судетского бассейна и Чешского массива; 3) поворот Хочского покрова в Словакии; 4) поворот Пиренейского полуострова на 35° против часовой стрелки; 5) сдвиг осей складок в Таджикской депрессии; также перечисляются и некоторые задачи, нерешенные строго, например повороты Ньюфаундленда, Корсики и Сардинии.

После 1970 г. появилось много новых исследований по этой тематике. В некоторых из них авторы дают негативный ответ на вопрос о возможных тектонических подвижках. Например, исследования палеомагнетизма вулканогенных формаций о-ва Tenerife и Канар-

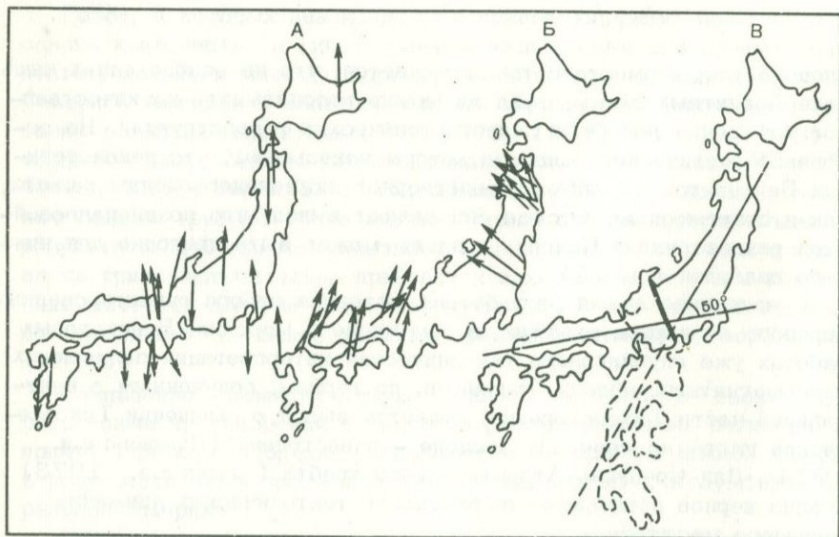


Рис. 3. Ориентировка векторов намагниченности в горных породах Японских островов (Kawai, 1962)

А -- по третичным и четвертичным породам, Б -- по мезозойским и палеозойским породам, В -- реконструкция (пунктир), необходимая для устранения разницы в ориентировке векторов. Показан разлом по западному борту грабена Фосса Магна

ских островов (Carracedo, Telavera, 1971) привели к выводу, что с начала образования этих голц и доньяе острова двигались вместе с Африкой как одно целое. Подобные же выводы делаются и в отдельных исследованиях по Северной Америке (Symons, 1973a,b; Evans, Bingham, 1973). На основании изучения верхнемеловых вулканогенных пород Сицилии Шульц (Schultz, 1973) пришел к заключению, что со времени их образования о-в Сицилия не испытывал значительных перемещений или поворотов относительно Африки. Разумеется, перемещения на первые сотни километров или повороты на первые градусы были возможны здесь, как и в остальных рассмотренных случаях, так как эти изменения лежат в пределах точности палеомагнитных исследований. Такие выводы особенно ценны для районов со сложной блоковой структурой, как, например, Канадский щит, а также как доказательство единства нескольких структур, например в случае Канарских островов и Африки.

Не меньший интерес представляют работы, свидетельствующие в пользу подвижек и поворотов, среди которых прежде всего надо отметить многочисленные работы по Альпийскому поясу Средиземноморья. Так, на основании изучения слабомагнитных карбонатов верхнего мела и палеоцена в центральной части Апеннинского полуострова (район Умбрия) обнаружена значительная разница в положениях разновозрастных палеомагнитных полюсов этого района по сравнению с неальпийской Западной Европой и Русской платформой (Lowrie, Alvarez, 1974). Рассмотрев различные возможности, авторы пришли к выводу, что объяснить этот факт можно, только предположив поворот всего Апеннинского полуострова на 43° против часовой стрелки начиная с палеогена. Подобные же повороты указывались еще раньше для северных районов Италии и недавно определены для Сардинии и Корсики (Jong De e.a., 1973; Monzoni e.a., 1972; Alvarez e.a., 1973; Brozolo, Giglia, 1973), Пиренейского полуострова (Voo, 1969; Voo, Zijderveld, 1971) и некоторых более мелких блоков (см. ниже).

Большая работа была проведена за последние годы канадскими палеомагнитологами на территории Канадского щита и Скалистых гор. Часть опубликованных результатов уже была упомянута выше, где говорилось о случаях, когда палеомагнитные данные указывают на неподвижность блоков. Нужно, однако, отметить, что эти исследования доказывают отсутствие тектонических подвижек лишь с момента образования исследованных формаций и ничего не могут сказать о предшествующем развитии плит.

В восточной части Канадского щита было проведено много исследований по тектонической истории Гренвилльского орогена (Irving, e.a., 1972; Fahrig, Larochelle, 1972; Fahrig, Chown, 1973; Fahrig e.a. 1974; Palmer, Carmichael, 1973; Roy, Fahrig, 1973). Было показано, что палеомагнитные полюса, определенные по породам этого региона, отклоняются на $30-50^\circ$ от полюсов для остальной части Канадского щита. Большинство объяснений этого факта предполагает поворот Гренвилльского орогена на угол $40 \pm 10^\circ$ по часовой стрел-

ке в течение протерозоя, а окружающие его блоки, отстоящие на расстоянии до 200 км, повернулись на угол порядка 20° (см., например, Fahrig e.a., 1974). Меньшая точность определения поворотов, чем, например, для Пиренейского полуострова, объясняется как менее точными определениями полюсов для самих формаций, так и их менее точной привязкой во времени.

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОВОРОТОВ И ДИСЛОКАЦИЙ

Как уже отмечалось выше, деление перемещений на локальные и региональные в достаточной мере условно. Например, возможные движения такого крупного блока земной коры, как Пиренейский полуостров, отнесены к региональным, а подвижки отдельных структур внутри него считаются локальными. Для Пиренейского полуострова возможность поворота и примерное значение его были установлены в более ранних работах (Voo, 1969; Voo, Zijdeveld, 1971). В одной из позднейших работ (Voo, Boessenkool, 1973), освещающей итоги изучения палеомагнетизма пермских пород в Западных Пиренеях, было показано, что пермские гриасовые и юрские палеомагнитные полюсы для данного участка совпадают с таковыми для неальпийской Европы. Из этого авторы делают вывод, что данный район не участвовал в повороте Пиренейского полуострова, который происходил позже, после юры. Таким образом, устанавливается зона сочленения подвижной и стабильной частей Пиренейского полуострова (рис. 4). Здесь намечается переход от региональной задачи (выяснение поворота Пиренейского полуострова в целом) к задаче локальной (определение при помощи палеомагнетизма точного положения границы, вдоль которой происходил сдвиг Пиренейского полуострова).

Далее следует упомянуть и другие работы о поворотах отдельных мелких блоков в Средиземноморье. Например, в работе Пучера с соавторами (Pucher e.a., 1974) рассматриваются палеомагнитные результаты, полученные в горной цепи Пинд и на полуострове Аргос в Греции. Авторы названной работы обнаружили, что при одинаковом в пределах ошибки измерений наклонении для исследованных пород разница в склонении составляет 108° . По мнению авторов, это свидетельствует в пользу предполагавшегося ранее по геологическим данным поворота полуострова относительно материковой части Греции на $100-120^\circ$.

В другой работе (Gregor e.a., 1974) рассматриваются результаты палеомагнитного изучения вулканогенных пород Ливана. Для поздней юры (киммеридж), раннего мела (неоком) и позднего плиоцена были рассчитаны положения палеомагнитных полюсов, доньше свидетельствующие о происходящем с поздней юры повороте Ливана против часовой стрелки (угол около 70°) относительно Африки. В то же самое время исследование меловых лав в южной и северной частях Израиля (районы Негев и Кармел соответственно) показало хорошее согласие с африканскими палеомагнитными данными, особен-

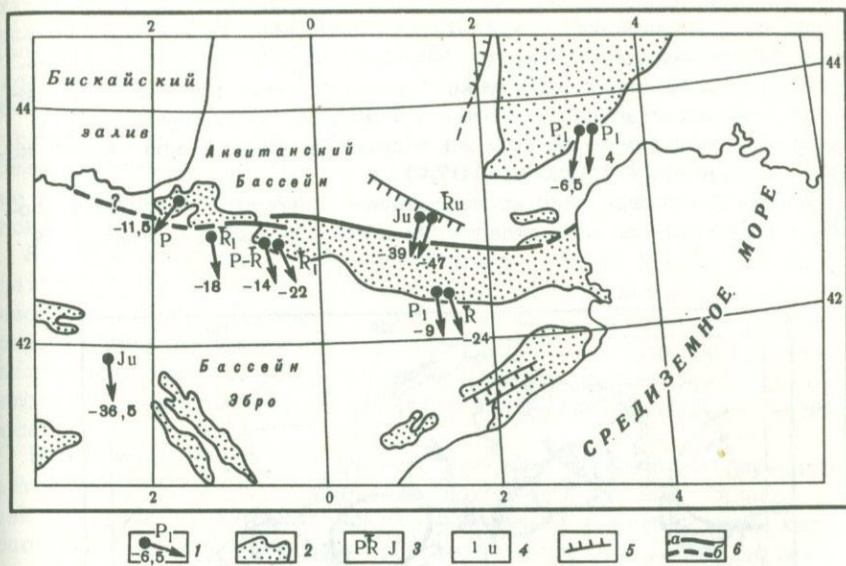


Рис. 4. Тектоническая схема Пиренеев и окружающих районов с отмеченными пунктами отбора образцов

1 - пункт отбора, возраст изученных пород, направление склонения, величина наклона; 2 - выходы герцинского фундамента; 3 - возраст пород пермский, триасовый и юрский соответственно; 4 - отделы нижний и верхний соответственно; 5 - разломы; 6 - главная зона Пиренейского разлома: а - известная, б - предполагаемая

но на юге района (Helsley, Nur, 1970). Отсюда Хелслей и Нур делают вывод, что Негевский блок коры двигался практически как единое целое вместе с Африкой, а более северные участки (район Кармел) повернулись на меньший угол по сравнению с Ливаном и стабилизировались к сенону. В свою очередь вращение Ливана должно было окончиться не позднее конца эоцена (рис. 5), так как в олигоцене на этой территории начал развиваться рифт Мертвого моря и нет никаких свидетельств о поворотах рифтовых структур. Таким образом, палеомагнитное изучение широких по стратиграфическому интервалу разрезов вместе с данными геологии позволяют более точно установить тектоническое развитие этого региона.

Выше отмечалось большое количество тектоно-палеомагнитных работ по Северной Америке, а также говорилось о значении исследований, дающих негативный ответ на вопрос о возможных тектонических перемещениях блоков. В полном объеме это приложимо и к локальным исследованиям. Часть работ была нами упомянута (например, Symons, 1973a,b), дополнительно можно отметить еще несколько. В работе Беске и других (Beske et al., 1973) по баголитам

центральной части Каскадных гор (штат Вашингтон) показано отсутствие послемезоценовых тектонических подвижек. То же было доказано в работе Элстона и Скотта (Elston, Scott, 1973) для верхнекембрийских базальтовых потоков северной части центральной Аризоны. Некогорые другие работы упоминались, когда говорилось о повороте Гренвилльского орогена и прилежащих участков земной коры (например, Fahrig e.a., 1974).

Заслуживают внимания исследования о поворотах отдельных блоков в мезокайнозойском складчатом поясе Северной Америки. В

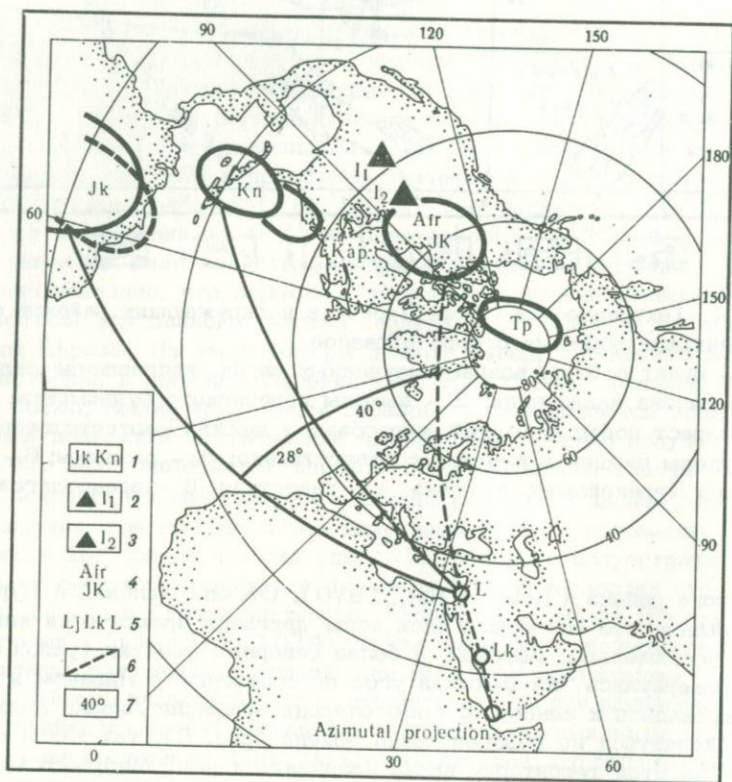


Рис. 5. Схема расположения палеомагнитных полюсов

1 - палеомагнитные полюсы с овалами доверия для пород Ливана: юрский (киммеридж), меловой (неком), меловой (апт) и третичный (плиоцен) соответственно; 2 - нижнемеловой полюс для района Негев; 3 - верхнемеловой полюс для района Кармел; 4 - юрские и меловые полюсы Африки; 5 - проекции положения Ливана на палеомеридиан для юры, мела и настоящего времени; 6 - палеомагнитный меридиан современного положения Ливана по отношению к африканским полюсам; 7 - предполагаемые по палеомагнитным данным углы поворота Ливана

статях Симонса (Symons, 1971, 1973 с,d), например в его работе о палеомагнетизме интрузивных пород Внутреннего плато Британской Колумбии (Symons, 1971), предполагается поворот блока размером около 160 км на угол $40 \pm 10^\circ$. Позднее было предложено (Le Courteur, Ager, 1972) объяснить полученные результаты не поворотом, а тектоническим наклоном этого блока на угол около 25° . Однако Симонс (Symons, 1972) показал, что по геологическим данным более вероятным является все же горизонтальный поворот, а не наклон блока.

Для участка развития палеозойских пород чехла Австралийской платформы (Embleton, 1972) обнаружено отклонение силурийско-девонских полюсов от тех, которые найдены по породам того же возраста, принадлежащим к псысу палеозойской складчатости юго-восточной Австралии. Было показано, что полученные полюса соответствуют досилурийской части кривой миграции Австралийского полюса.

В качестве одного из возможных объяснений этого предполагается поворот блока относительно окружающих районов. Однако в данном случае возможность поворота вызывает сомнения, так как ордовикский полюс этого блока почти совпадает со средним по всей Австралии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В обзоре показана применимость палеомагнитного метода для решения тектонических задач самого различного масштаба: от глобальных реконструкций до смещений и поворотов отдельных структур.

Разумеется, результаты палеомагнитных исследований не могут служить единственным доказательством подобных движений без подтверждения их другими геологическими данными. Поэтому наибольший интерес представляют те работы, где наряду с палеомагнитными результатами были рассмотрены и геологические данные (например, Lowrie, Alvarez, 1974; Voo, Boessenkool, 1973). Во всех реферированных работах подразумевается принципиальная возможность горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры, однако это предположение, особенно в его крайнем, глобальном, варианте принимается не всеми геологами.

Некоторые авторы (Meyerhoff, Harding, 1971) пытаются дать иную интерпретацию палеомагнитных результатов, иногда вообще отрицая их геологическую значимость, что представляется нам мало вероятным.

В заключение можно еще раз указать, что палеомагнитные исследования, проведенные на хорошей методической основе в комплексе с данными геофизики, стратиграфии, палеонтологии, палеоклиматологии, могут помочь в решении ряда актуальных тектонических проблем.

- Alvarez W., Franks S.G., Nairn A.E.M. Palaeomagnetism of Plio-Pleistocene basalts from North-Western Sardinia. — "Nature, Phys. Sci.", 1973, v. 243, N 123.
- Baragar W.R.A., Robertson W.A. Fault rotation of palaeomagnetic directions in Coppermine river lavas and their revised pole. — "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 10
- Beske Suranne J., Beck Myrl E.Jr., Noson Linda. Palaeomagnetism of the Miocene Grotto and Snogualmic batholiths, Central Cascades, Washington. — "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 14.
- Briden J.C., Morris W.A., Piper I.D.A. Palaeomagnetic studies in British Caledonides. VI. Regional and Global implications. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1973, v. 34, N 1.
- Brozolo F.R., Giglia G. Further data on the Corsica-Sardinia Rotation. — "Nature", 1973, N 241, N 5389.
- Carracedo J.C., Talavera F.G. Estudio paleomagnetico de la serie antigua de Tenerife. — "Estud. Geol.", 1971, v. 27, N 4.
- Creer K.M. A review of palaeomagnetism. — "Earth Sci. Rev.", 1970, v. 6, N 6.
- Deutsch E.R. Palaeomagnetism in Eastern Canada; a key for reconstructing the Atlantic. — "Papers. Geol. Surv. Canada", 1973, N 71-23.
- Elston D.R., Scott G.R. Palaeomagnetism of some Precambrian basaltic flows and red beds, Eastern Grand Canyon, Arizona. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 18, N 2.
- Embleton B.I.I. Palaeomagnetic results for Permian of South America and comparison with African and Australian data. — "Geophys. J.", 1970, v. 21.
- Embleton B.I.I. The paleomagnetism of some Palaeozoic sediments from Central Australia. — "J. and Proc. Roy. Soc. N.S. Wales.", 1972, v. 105, N 3,4.
- Evans M.E., Bingham D.-K. Palaeomagnetism of the Precambrian Martin Formation, Saskatchewan. — "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 10.
- Facer R.-A. Apparent polar wander relative to Australia during the Precambrian. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1974, v. 22, N 1.
- Fahrig W.F., Chown E.H. The palaeomagnetism of the Otish gabbro from north of the Grenville Front, Quebec. — "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 10.
- Fahrig W.F., Christie K.W., Schwarz E.J. Palaeomagnetism of the Mealy Mountain anorthosite suite and of the Shabogamo Gabbro, Labrador, Canada. — "Canad. J. Earth Sci.", 1974, v. 11, N 1.
- Fahrig W.F., Larochelle A. Palaeomagnetism of the Michael Gabbro and possible evidence of the rotation Makkovik Subprovince. — "Canad. J. Earth Sci.", 1972, v. 6, N 10.
- Gregor C.B., Mertzman S., Nairn A.E.M., Negendank J. Palaeomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia. V. The palaeomagnetism of some Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from the Lebanon. — "Tectonophysics", 1974, v. 21, N 4.
- Gromme Sh., Vine F.I. Palaeomagnetism of Midway Atol lavas and northward movement of the Pacific Plate. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 17, N 1.
- Hammond S.R., Theyer F., Sutton G.H. Palaeomagnetic evidence of northward movement of the Pacific Plate in deepsea cores from Central Pacific Basin. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1974, v. 22, N 1.

- Helsley C.E., Nur A. The Palaeomagnetism of Cretaceous rocks from Israel. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 8.
- Hospers J., Andel S.K. van Palaeomagnetism and tectonics, a review. — "Earth Sci. Revs", 1969, v. 5, N 1.
- Irving E., Park J.K., Roy J.Z. Palaeomagnetism and the origin of the Grenville Front. — "Nature", 1972, v. 236, N 5346.
- James A.-H., Aumento Fabrizio, Ryall P.J.C., Gerstein R.E., Brooke J., McKeown D.I. The Mid-Atlantic Ridge near 40°N. XXI. Magnetic results from basalt drill cores from the Median valley. — "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 5.
- Jong De K.A., Manzoni M., Stavenga T., Van Oijk F., Van der Voo R., Zilderveld J.D. Palaeomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the Early Miocene. — "Nature", 1973, v. 243, N 5405.
- Kawai N., Kume S., Ito H. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.". London, 1961, v. 6, N 1.
- Klootwijk C.-T. Palaeomagnetism of Upper Bhandar sandstones from Central India and implications for a tentative Cambrian Gondwanaland reconstruction. — "Tectonophysics", 1973, v. 28, N 1, 2.
- Klootwijk C.-T. Palaeomagnetic data from the Precambrian Gwalier Traps, Central India. — "Tectonophysics", 1974, v. 21, N 3.
- Kono M., Kinoshita H., Aoki Y. Palaeomagnetism of the Deccan trap basalts in India. — "J. Geomagn. and Geoelectr.", 1972, v. 24, N 1.
- Le Couteur P.C., Ager C.A. Palaeomagnetism of the Triassic Guincho Batholith and Rotation of the Interior Plateau, British Columbia: Discussion. — "Canad. J. Earth Sci.", 1972, v. 9, N 10.
- Lowrie W., Alvarez W. Rotation of the Italian Peninsula. — "Nature", 1974, v. 251, N 5474.
- Manzoni M., De Long K.A., Carobene L., Pasini G. Palaeomagnetism of some basalts from Sardinia. — "J. Geol.", 1970 (1972), v. 38, N 1.
- McElhinny M.W. Palaeomagnetism of the Cambrian purple sandstone from the Salt Range, West Pakistan. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 8, N 2.
- McElhinny M.W., Embleton B.J.J. Australian palaeomagnetism and the Phanerozoic plate tectonics of Eastern Gondwanaland. — "Tectonophysics", 1974, v. 22, N 1, 2.
- Meyerhoff A. A., Harding J.L. Some problems in current concept of continental drift. — "Tectonophysics", 1971, v. 12, N 3.
- Ostrander J.H. Palaeomagnetic investigations of the Queen Alexandra Range, Antarctica. — "Antarct. J.U.S.", 1971, v. 6, N 5.
- Pal P.C., Bhimasankaram V.L.S. Palaeomagnetism and the opening of Indian Ocean. — "Bull. Nat. Geophys. Res. Inst.", 1971, v. 9, N 1, 2.
- Pal P.C., Bhimasankaram V.L.S. Palaeomagnetism and the Deccan trap volcanism. — "Bull. Volcanol.", 1972, v. 35, N 3.
- Palmer H.C., Carmichael C.M. Palaeomagnetism of some Grenville Province rocks. — "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 8.
- Piper J.D.A., Briden J.C., Lomax K. Precambrian Africa and South America as a single continent. — "Nature", 1973, v. 245.
- Pucher R., Bannert O., Fromm K. Palaeomagnetism in Greece: indication for relative block movement. — "Tectonophysics", 1974, v. 22, N 1, 2.
- Roy I.L. A pattern of rapture of the Eastern North American — Western European Paleoblock. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 14, N 1.

- Roy I.L. Latitude maps of the Eastern North American - Western European Paleoblock. - "Papers Geol. Surv. Canada", 1973, N 71-73.
- Roy I.L., Fahrig W.F. The palaeomagnetism of Seal and Croteau rocks from the Grenville Front, Labrador: polar and tectonic implications. - "Canad. J. Earth Sci.", 1973, v. 10, N 8.
- Scharon Le Roy. Palaeomagnetic investigations in Antarctica. - "Antarct. J.U.S.", 1970, v. 5, N 5.
- Scharon Le Roy, Scharnberger Ch. K. Palaeomagnetism and plate tectonics of Antarctica. - In: *Antarct. Geol. and Geophys.* Oslo, 1972.
- Schult A. Palaeomagnetism of Upper Cretaceous volcanic rocks in Sicily. - "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 19, N 2.
- Singh J., Bhalla M.S. Preliminary palaeomagnetic studies on igneous rocks of Uttar Pradesh, Andhra Pradesh and Mysore. - "Current Sci.", 1972, v. 41, N 3.
- Smith A.G., Briden J.C., Drewry G.E. Phanerozoic world maps. - In: *Organisms and continents through time. Spec. Papers in Paleontology*, N 12, Systematic Assoc. Publ., N 9, London, 1973.
- Smith A.G., Hallam A. The fit of the Southern continents. - "Nature", 1970, v. 225.
- Spall H. Review of Precambrian palaeomagnetic data for Europe. - "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 18, N 1.
- Symons D.T.A. Palaeomagnetism of the Triassic Guinchon batholith and rotation of the Interior Plateau, British Columbia. - "Canad. J. Earth Sci.", 1971, v. 8, N 11.
- Symons D.T.A. Author's reply. - "Canad. J. Earth Sci.", 1972, v. 9, N 10.
- Symons D.T.A. Palaeomagnetic results from the Tertiary Mount Barr and Hope Plutonic complexes, British Columbia. - "Papers. Geol. Surv. Canada", 1973a, N 19.
- Symons D.T.A. Palaeomagnetic results from the Jurassic Topley intrusion near Endako, British Columbia. - "Canad. J. Earth Sci.", 1973b, v. 10, N 7.
- Symons D.T.A. Unit correlation and tectonic rotation from palaeomagnetism of the Triassic Copper Mountain intrusions, British Columbia. - "Papers Geol. Surv. Canada", 1973c, N 19.
- Symons D.T.A. Palaeomagnetic zones in the Oligocene East Sooke Gabbro, Vancouver Island, British Columbia. - "J. Geophys. Res.", 1973d, v. 78, N 23.
- Symons D.T.A. Concordant Cretaceous palaeo-latitudes from Felsic Plutons in the Canadian Cordillera. - "Nature, Phys. Sci.", 1973e, v. 241, N 107.
- Symons D.T.A. Age and tectonic implications of palaeomagnetic results from plutons near Prince Rupert, British Columbia. - "J. Geophys. Res.", 1974, v. 79, N 17.
- Symons D.T.A., Garber J. Pole position for the neokelikian Nemegosenda carbonatite complex, Ontario. - "Canad. J. Earth Sci.", 1974, v. 11, N 2.
- Tarling D.H. A paleomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland. - "J. Geol. Soc.", 1974, v. 130, N 2.
- Thompson R. South American palaeomagnetic results and the welding of Pangea. - "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1973, v. 18, N 2.
- Valencio D.A. Palaeomagnetism of the Lower Cretaceous volcanites Corro Colorado formation of the Sierra de los Condores group province of Cordoba, Argentina. - "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 16, N 3.
- Verma R.K., Mital G.S. Palaeomagnetism of the vertical sequence of traps from Mount Girnar, Gujrat, India. - "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1972, v. 29, N 3.

- Verma R.K., Mital G.S. Palaeomagnetic study of a vertical sequence of traps from Mount Pavagadh. — "Phys. Earth and Planet. Interiors", 1974, v. 8, N 1.
- Vilas I.F., Valencio D.A. Palaeogeographic reconstructions of the Gondwanic continents based on palaeomagnetic and seafloor spreading data. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1970, v. 7, N 5.
- Voo R., van der. Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. — "Tectonophysics", 1969, v. 7, N 1.
- Voo R. van der, Boessenkool A. Permian palaeomagnetic results from the Western Pyrenees delimiting the Plate Boundary between the Iberian Peninsula and Stable Europe. — "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 23.
- Voo R. van der, French R.B. Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. — "Earth Sci. Revs", 1974, v. 10, N 2.
- Voo R. van der, Zijdeveld J.D.A. Renewed palaeomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula. — "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 17.
- Wensink H. The palaeomagnetism of the salt pseudomorphic beds of Middle Cambrian age from the Salt Range, West Pakistan. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1972, v. 16, N 2.
- Wensink H. Newer palaeomagnetic results of Deccan traps, India. — "Tectonophysics", 1973, v. 17, N 1.
- Zijdeveld J.D.A., Hazew G.I.A., Nardin M., Voo R. van der. Shear in the Tethys and the Permian palaeomagnetism in the Southern Alps, including new results. — "Tectonophysics", 1970, v. 10, N 5, 6.

**ПРОБЛЕМА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ДРЕЙФА
НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ
ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ**

Палеомагнитные исследования способствуют решению ряда проблем геодинамики, связанных в основном с движениями полюсов, инверсиями полярности геомагнитного поля и особенностями его флуктуаций между инверсиями. Вместе со все большим количеством палеомагнитных данных и их нарастающей достоверностью расширяется применение палеомагнитных выводов, содействующее изменению основных концепций эволюции земной коры и ядра. Палеомагнитные данные, в частности, служат основой для разработки тектоники плит и ее приложения к проблемам геодинамической эволюции, а также для наиболее достоверных и точных представлений о распределении континентальных блоков в геологическом прошлом и, кроме того, очень выразительно показывают различия в прежнем расположении континентов и морей по сравнению с их современным состоянием.

Однако некоторые геологические факты и представления, как полагают, противоречат гипотезе перемещения континентов, и поэтому палеомагнитные исследования должны быть высоко достоверными. Сторонники мобилистских гипотез охотно используют палеомагнитные данные, подходя к ним недостаточно критично. Противники же критикуют палеомагнитный метод, указывая на недостатки, которые в сущности не являются принципиальными. Это заставляет палеомагнитологов проводить специальные исследования, направленные на проверку концепций мобилизма, привлекая все современные методы магнетизма горных пород для доказательства первичности исследуемых компонентов естественной остаточной намагниченности.

Реальность континентального дрейфа (движения литосферных блоков) и его история в последние приблизительно 200 млн. лет убедительно подтверждаются достоверными палеомагнитными данными. Палеомагнитные исследования горных пород позднепалеозойского и более молодого возраста показали, что можно определить положения палеомагнитных полюсов и почти однозначно выразить их изменения во времени при помощи непрерывной кривой, используя независимые палеогеографические реконструкции для каждого периода или эпохи. Намного сложнее ситуация для более древних геологических эпох. Хотя удалось получить (особенно в последние годы) богатые данные для раннего палеозоя, они мало наглядно и не совсем однозначно показывают расположение континентов при большом из-за разных причин рассеяния полюсов (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Smith

е.а., 1973) и поэтому были подвергнуты критике. Известно, что не всегда использовались все методы магнитной чистки и не для всех коллекций горных пород производились определения палеомагнитной стабильности. Иногда применялись малопригодные в данной ситуации методы. Недостатки в лабораторной технике могли проявиться наиболее выразительно при исследованиях древних горных пород, которые, как показывает анализ результатов, подвергались более сильным и дольше действовавшим влияниям, вызвавшим вторичные составляющие намагниченности. В частности, значительную роль могли играть процессы метаморфизации, создающие намагниченности, подчас весьма стабильные к лабораторным воздействиям.

Важность и сложность задачи — объяснение палеомагнитных характеристик горных пород нижнего палеозоя, представляющее ключ для решения ряда тектонических проблем эволюции Земли, — привели нас к решению заниматься ее исследованием на базе многостороннего сотрудничества в рамках КАПГ¹. Именно это сотрудничество и совместные экспедиции дают возможность получать обширный материал для экспериментальных исследований на всех территориях социалистических стран, изучать горизонтальные движения всего Евразийского континента и даже делать выводы по глобальным проблемам.

Исходя из приведенных выше задач и возможностей нужно было бы на основе тщательной лабораторной оценки выявить такие места отбора, горные породы из которых показывают надежные магнитные параметры в основном с точки зрения присутствия первичной намагниченности и возможностей ее выделения. Совместные работы коллективов стран-участниц, проводимые с использованием приборов с высокими техническими параметрами и надежных лабораторных методов, представляли хороший базис для получения палеомагнитных результатов на самом высоком научном уровне.

Отбор образцов нижнепалеозойских пород был осуществлен на территориях ПНР, СССР, ГДР и ЧССР совместными экспедициями, проведенными соответственно в 1968, 1969, 1970 и 1971 гг. Исследования образцов выполнялись параллельно в лабораториях следующих институтов: ЦИПЕ АН ГДР (Потсдам); ИГФ ПАН (Варшава); ИФЗ АН СССР (Москва); ВНИГРИ МГ СССР (Ленинград) и ГФИ ЧСАН (Прага). В совместных работах, экспедициях и лабораторных исследованиях участвовали вместе с авторами И. Горачек (ГФИ ЧСАН) и Р.С. Рыбак (ИФЗ АН СССР), а на первых стадиях совместных работ — П. Маргон и Э. Маргон (ИГФ АН ВНР, Будапешт) и Г.З. Гурарий (ГИН АН СССР, Москва).

¹ Комиссия многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по комплексной проблеме "Планетарные геофизические исследования".

Отбор образцов, измерения и магнитная чистка

По первоначальному плану было решено заниматься палеомагнитными свойствами ордовикских горных пород из разных мест Евразийского континента с целью исследования горизонтальных движений его отдельных частей. Присутствие на территориях Сибири и Чехословакии кембрийских горных пород, пригодных для палеомагнитных исследований, дало возможность рассмотреть также относительные изменения положений полюсов в пределах всего интервала кембрий — ордовик по данным для двух взаимно удаленных мест: Восточной Сибири и Средней Европы. Поэтому отбор образцов на этих территориях был сделан как из кембрийских, так и из ордовикских пород.

Совместные полевые работы позволили согласовать технику отбора ориентированных штуфов и выработать наиболее объективный подход к выбору мест отбора и оценке геологической ситуации в них. Исследования магнитных свойств и палеомагнитных направлений образцов из совместной коллекции проводились в разных лабораториях, что дало возможность взаимно проверить полученные данные. Поскольку большинство лабораторий оборудовано приборами высокой точности, то надежность результатов не вызывает сомнений.

Полевые образцы отбирались из выходов горных пород по методике, обычной для палеомагнитных исследований (Храмов, Шолпо, 1967). Ориентация штуфа осуществлялась посредством горного компаса; в качестве маркирующей плоскости в осадочных породах выбиралась плоскость напластования, а в изверженных — плоскость отдельности, близкая к горизонтали; линией маркировки всегда служила линия падения этой плоскости. В каждом месте отбора было взято от 2 до 100 штуфов, по 2—10 штуфов из каждого стратиграфического уровня. Эта коллекция затем была разделена между лабораториями стран-участниц приблизительно на равные доли таким образом, чтобы в каждой лаборатории имелась представительная коллекция из каждого обнажения.

В лабораториях ориентированные штуфы были распилены на камнерезных станках на кубики двух стандартных размеров: $2 \times 2 \times 2$ см и $2,4 \times 2,4 \times 2,4$ см. Из каждого штуфа изготовлено от 2 до 10 кубиков.

Магнитные измерения выполняли на рок-генераторах ЙР-2 (производство Института прикладной геофизики в Брно, ЧССР) в лабораториях ГФИ ЧСАН, ЦИПЕ АН ГДР и ИГФ ПАН, на рок-генераторах ИОН-1 (завод "Геологоразведка" в Ленинграде, СССР) — в лабораториях ИФЗ АН СССР, ГИН АН СССР, астатических магнитометрах МА-21 (того же завода) — в лабораториях ИГФ АН ВНР и ИГФ ПАН и астатических магнитометрах конструкции ВНИГРИ — в лаборатории ВНИГРИ МГ СССР.

На первых этапах работ были сверены результаты магнитных измерений, полученных для одного и того же образца по крайней

мере на двух разных приборах, а также данные всех лабораторий для образцов-дублетов из одного штуфа. Это сравнение включало и сопоставление результатов магнитной чистки.

Магнитная чистка образцов осуществлялась в трех модификациях. Временная чистка заключалась в выдержке образцов в течение равных интервалов времени τ (от 15 до 180 дней для разных образцов) сначала в положении *in situ* ("по полю"), а затем в положении, повернутом на 180° вокруг оси восток-запад относительно первого ("против поля").

В качестве направления естественной остаточной намагниченности \bar{I}_n после чистки принималось направление геометрической суммы векторов \bar{I}_n после выдержки "по полю" и "против поля". При термочистке и чистке переменным полем Гельмагольца поле компенсировалось с помощью трех пар колец Гельмагольца. Чистка переменным полем применялась в варианте вращающегося образца. В большинстве случаев чистка проводилась последовательными ступенями; чистка переменным полем велась при $\tilde{H} = 100, 200, 300, 400, 500, 600, 800$ э, а термочистка — при $t = 100, 200, 300, 450, 530$ и $575-590^\circ\text{C}$. Для остальных образцов применялись только 1-2 шага чистки.

Сравнение данных, полученных в разных лабораториях, показывает их хорошую сходимость (табл. I-VII), откуда можно заключить, что совместные исследования взаимно проверили методики, применяющиеся в разных странах, и предоставили возможность накопить богатый материал для комплексной обработки.

Статистическая обработка и геометрические методы

Совокупности векторов \bar{I}_n и их остатков на всех ступенях чистки ($\bar{I}_{nr}, \bar{I}_{nh}, \bar{I}_{nt}$) обрабатывались методом Фишера. Каждая совокупность из n векторов характеризуется направлением вектора-результанта \bar{R} , выраженным в углах склонения D и наклона J . Вектор \bar{I}_n рассчитывался геометрическим сложением единичных векторов. Совокупности оценивались также кучностью $K = \frac{n-1}{n-R}$, стандартным отклонением $\theta = \arcsin \frac{R}{n}$ и радиусом круга доверия $\alpha = 140(nK)^{-1/2}$.

На базе совместных исследований по линии КАПГ составлены таблицы данных по национальным коллекциям ордовикских пород, отобранных в СССР (1969), ГДР (1970) и ЧССР (1971). Эти таблицы содержат значения склонения и наклона естественной остаточной намагниченности для 312 образцов из Тюрингии и Фогтландии (95 штуфов из 6 обнажений), для 390 образцов из Баррандиена (75 штуфов из 6 обнажений), для 674 образцов из Сибири и Прибалтики (198 штуфов из 7 обнажений). В таблицах имеются также и значения склонения и наклона для последовательных ступеней чистки.

Образцы пород СССР в международной коллекции обозначены символом R, сопровождающимся номером штуфа. Их составляют 49% штуфов, измеренных в СССР, 18% - в ГДР, 14% - в ЧССР, 9% - в ПНР и 10% - в ВНР.

Образцы пород ГДР обозначены символом D, за которым идет обозначение обнажения (A, B, C, D, E, H). Они состоят из 17% штуфов, измеренных в СССР, 18% - в ГДР, 14% - в ЧССР, 30% - в ВНР, 21% - в ПНР.

Образцы пород ЧССР обозначены символом C, за которым следует обозначение обнажения (A, B, C, D, E, F, G, H, J, K). Эта коллекция состоит из 17% штуфов, измеренных в СССР, 32% - в ГДР, 17% - в ЧССР и 12% - в ПНР.

Полученные данные представлены в таблицах и на стереографических проекциях для каждого ориентированного штуфа и сопровождаются символом, состоящим из букв, обозначающих последовательно страну, где был проведен отбор, обнажение и номер пласта (например, DA1). Этот символ предваряется малой буквой, обозначающей национальную лабораторию, в которой проведены экспериментальные исследования: l (СССР), n (ГДР), c (ЧССР), w (ВНР), p (ПНР).

В сопровождающих эти символы средних направлениях и статистике Фишера единичный вес был придан данным, относящимся к независимо отобраным штуфам, безотносительно к числу образцов, представляющих штуф. Число этих образцов $n > 3$, хотя по коллекциям из ГДР, исследованным в ВНР, даны значения только одного образца из каждого штуфа.

Как известно, статистика Фишера применима лишь для группы направлений со специальным фишеровским распределением, что может быть установлено только для большого числа сгруппированных направлений.

В обсуждаемой работе проведено вычисление средних направлений, параметров кучности K и радиусов круга доверия a_{95} также для малых чисел образцов ($n > 3$), штуфов ($N > 3$) и пластов ($S > 3$), для того чтобы получить какую-то оценку изменений кучности K направлений в процессе размагничивания группы образцов, происходящих из одного штуфа, а также для оценки изменений кучности K направлений при изменении системы координат (древняя - современная).

Найденные этим способом предварительные данные позволили выбрать наилучшее значение параметра размагничивания при составлении каталога направлений, а также вычислить средние направления и параметры их кучности для больших (от $N = 22$ до $N = 42$) чисел штуфов.

Изменения направлений \bar{I}_n в процессе размагничивания образцов, сгруппированных по штуфам, представлены в табл. I-IV. Таблицы V и VI являются каталогом направлений, избранных по принципу максимальной кучности внутри штуфа или же, где это было невозможно, тех направлений, которые авторами обработки националь-

ных коллекций (СССР и ГДР) считались репрезентативными. Кроме того, как видно из табл. I-IV, метод максимума не дает одинаковых значений наилучшей ступени размагничивания даже внутри одного и того же пласта; для коллекций ВНР и ГДР, размагниченных переменным полем, в которых один образец представляет каждый штуф, принято значение $H = 250$ э.

В табл. VII даются найденные таким способом итоговые средние направления для пластов с числом штуфов N , а также для целых обнажений либо для избранных пластов из этих обнажений, например SDA I, II, III, V, VI, равно как и для штуфов из избранных пластов или обнажений.

Таблицы палеомагнитных направлений для Сибири и Прибалтики даны в тексте.

Итоговые средние направления суммируют векторно средние направления, вычисленные для отдельных пластов или целых обнажений, число которых обозначено буквой S , например $\Sigma SDA I, II, III, V, VI, DBI, II, DD; S = 8$.

Собранный материал иллюстрируется стереографическими проекциями, выполненными на равнопромежуточной сетке Каврайского. На рисунках изображена нижняя поверхность этой сетки (наклонения положительны), а в случае направлений с отрицательным наклоном на сетке даны их проекции на нижнюю полусферу, обозначенные "пустыми" точками.

Избранные группы средних направлений представлены в двух системах координат: древней, обозначенной b (bedding), и современной, обозначенной h (horizontal). Отсутствие указаний всегда означает древнюю систему. Вокруг точек, обозначающих проекции средних направлений, нарисованы соответствующие им круги доверия, покрытые разной штриховкой для статистики на уровне образцов, уровне штуфов и уровне пластов.

Координаты палеомагнитных полюсов рассчитывались по формулам для центрального диполя

$$\sin \Phi = \sin \phi \sin \phi_m + \cos \phi \cos \phi_m \cos D,$$

$$\sin (\Lambda - \lambda) = \frac{\cos \phi_m \sin D}{\cos \Phi}, \quad \text{tg } \phi_m = 1/2 \text{ tg } J.$$

Погрешности в определении положения полюса оценивались по осям овала погрешности

$$\Theta_1 = a \frac{\cos \phi_m}{\cos J}; \quad \Theta_2 = \frac{a}{2} \left(\frac{\cos \phi_m}{\cos J} \right)^2.$$

Все результаты обрабатывались при помощи единого вычислительного метода, включающего применение ЭЦВМ, осуществленное в ИГФ ПАН.

В связи с проблемой метахронного намагничивания, весьма остро встающей при палеомагнитном изучении древних горных пород, существенное значение приобретает исследование состава ферромагнитных зерен, входящих в эти породы.

Вопрос о ферромагнитной фракции осадочных пород сложен тем, что как первичные, так и вторичные минералы чаще всего представлены гематитом и гидроокислами, причем их малая концентрация и мелкие размеры зерен делают практически бесполезными все принятые в минералогии методы. Решать подобный вопрос для изверженных пород легче, поскольку для них первичная по отношению к образованию породы фракция часто бывает представлена магнетитом. Для многодоменного магнетита характеристики химической намагниченности и термонамагниченности различаются достаточно резко, кроме того, диагностировать вторичность минералогическими методами легче для магнетита, чем для гематита в осадочных породах.

Первой исследованной нами характеристикой было изменение параметров насыщения: I_{rs} и H'_{cs} образца измеряются после нового намагничивания до насыщения, следующего за каждым нагревом до все более высокой температуры. Изменения I_{rs} и H'_{cs} вследствие нагревов отражают изменение ферромагнитной фракции, причем каждому из ферромагнитных минералов, типичному для горных пород, соответствуют специфические кривые изменения параметров насыщения.

При исследовании температурных изменений намагниченности, где в отличие от метода параметров насыщения образец намагничивается до насыщения один раз при комнатной температуре и ведется наблюдение за уменьшением намагниченности при повышении температуры, мы старались для возможно большего числа образцов снимать кривые как I_S , так и I_{rs} , поскольку каждая из них имеет свои преимущества и недостатки. Кривые $I_S(t^\circ)$ включают парамагнитную часть; кроме того, намагничивание минералов, образующихся в процессе нагрева, накладываясь на намагниченность ферромагнитных зерен, присутствовавших в породе до лабораторных экспериментов, часто делает кривую нерасшифровываемой. Кривые $I_{rs}(t^\circ)$, снятые дважды на одном образце, дают возможность отдельно изучить первоначальный состав и изменения, внесенные нагревом, но эти кривые являются структурно чувствительными и без сравнения с кривыми $I_S(t^\circ)$ могут в некоторых случаях привести к неверному определению точек Кюри: перегибы на таких кривых отмечают различные магнитные фазы, которые могут отличаться друг от друга не химическим составом, а магнитной жесткостью. Кроме этих исследований, имеющих целью разобраться в составе ферромагнитной фракции, производились сравнение кривых $I_n(H)$ и $I_{ri}(H)$ и сопоставление результатов разных видов чисток. Резуль-

гаты позволяют судить о том, из скольких компонентов состоит i_n и с какими ферромагнетиками связаны различные компоненты, т.е. при благоприятных условиях дают возможность решить вопрос о происхождении намагниченности. Все эти исследования проведены в лаборатории отдела геомагнетизма ИФЗ АН СССР.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗНЫМ РЕГИОНАМ

Сибирь (СССР)

Краткие сведения о геологии района

Палеомагнитные исследования верхнекембрийских и ордовикских пород Сибири проводились на юге Якутской АССР, в среднем течении р. Лены. В позднем кембрии и ордовике этот район представлял собой прибрежную зону, в которой в условиях жаркого климата происходило накопление осадков лагунно-континентального типа. Лишь в раннем ордовике трансгрессия моря привела к образованию толщ карбонатных осадков. Во время седиментации имели место платформенные условия, характеризующие и всю дальнейшую историю этого района. Осадки никогда не погружались на глубину, большую 1200–1500 м, сохранили горизонтальное или близкое к нему залегание и не несут никаких следов термо- и динамометаморфизма. Широко развитые на Сибирской платформе интрузии граппов в данном районе отсутствуют.

Верхний кембрий представлен красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками верхоленской свиты (мощность 400 м), лежащими на известняках среднего и нижнего кембрия (Колюн, 1959).

Нижний ордовик образован серыми известняками и доломитами устькутской свиты с прослоями красноцветов в верхней части. Средний и верхний ордовик сложен уже главным образом красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Мощность отложений ордовика 400–450 м.

Породы верхней части нижнего ордовика и нижней части среднего ордовика охарактеризованы фауной брахиопод и грилобитов, позволяющей считать эти отложения одновременными с аренигскими и лландейльскими образованиями Западной Европы. Возраст остальных свит устанавливается только по их стратиграфическому положению (Никифорова, Андреева, 1961).

Палеомагнитная изученность района

Палеомагнитное изучение выходов верхнекембрийских и ордовикских отложений на р. Лене было начато еще в 1959 г. (Родионов, Сидорова, 1963). К настоящему времени исследованы десятки обнажений на протяжении 1200 км в верхнем и среднем течении р. Ле-

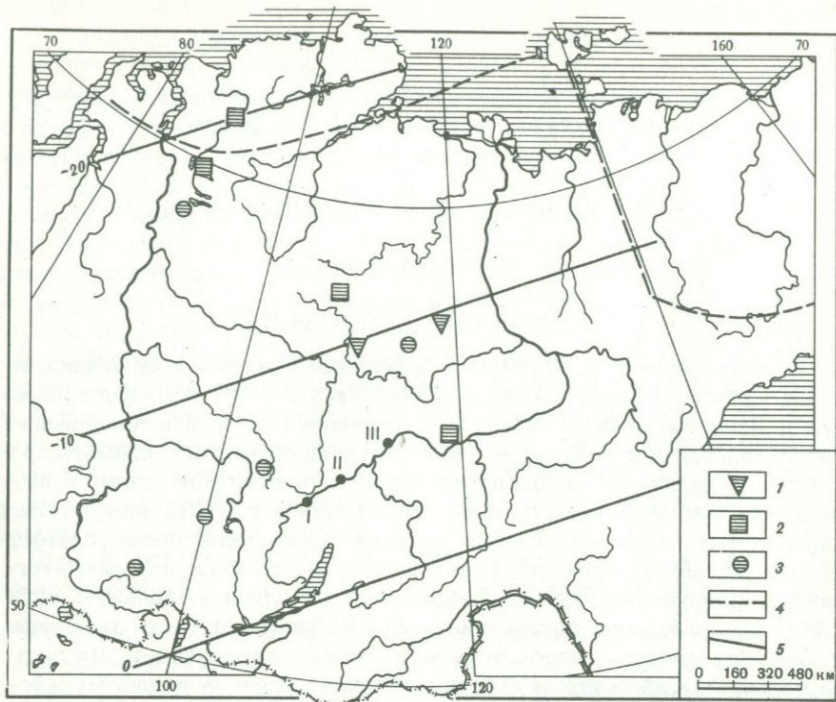


Рис. 1. Палеогеографическая ситуация на Сибирской платформе в раннем ордовике и расположение исследованных обнажений

1 - гипсы; 2 - доломиты; 3 - красноцветы; 4 - биогеографические границы; 5 - палеомагнитные параллели. Исследованные обнажения: I - д. Чертовская, II - д. Чечуй, III - деревни Половинка и Хамра

ны, а также ряд выходов пород того же возраста на р. Ангаре и ее притоках, на р. Непа и на севере Сибирской платформы, вдоль р. Оленек (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Давыдов, Кравчинский, 1970; Родионов, 1966). Результаты этих работ представлены в сводках данных по СССР в виде 29 независимых определений палеомагнитных полюсов для позднего кембрия и ордовика (Палеомагнитные направления..., 1971, 1973). Рассматриваемая толща осадков расчленена на 22 зоны прямой и обратной полярности, проведена палеомагнитная корреляция разрезов на всей территории (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Родионов, 1966). Согласованность палеомагнитной и геологической корреляций и специальные исследования переходных слоев, запечатлевших процессы раннепалеозойских геомагнитных инверсий, показали, что древняя намагниченность пород синхронна осадконакоплению (Гурарий, Трубихин, 1968; Родионов, Храмов, 1973). Обращает на себя внимание большая кучность палеомагнитных полюсов для каждой эпохи и соответствие палеомаг-

нигных широт и палеоклиматических индикаторов на Сибирской платформе (рис. 1). Это позволило принять гипотезу центрального осевого диполя для геомагнитного поля позднего кембрия и ордовика (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Родионов, 1966).

Перед началом нашей совместной экспедиции было проведено исследование обнажений осадочных пород верхнего кембрия и ордовика на р. Лене и намечены наиболее благоприятные объекты для работ. Это обнажения у д. Черговская близ г. Киренска, против устья р. Чечуй, у деревень Хамра и Половинка. Во всех этих пунктах были собраны и затем обработаны пробные коллекции; данные их палеомагнитного изучения были известны к началу совместных работ на р. Лене.

Совместная экспедиция была проведена в августе–сентябре 1969 г. Мы отобрали в общей сложности 312 ориентированных шгуфов из обнажений у д. Черговская (верхи среднего ордовика), д. Половинка (низы среднего ордовика) и д. Хамра (верхи верхнего кембрия). В каждом из этих обнажений шгуфы отобраны из 5–10 стратиграфических уровней, распределенных в интервалах 20–23 м по мощности¹.

Обнажения пород нижнего ордовика и верхнего кембрия у р. Чечуй и верхнего кембрия у д. Половинка не были изучены при совместных работах, однако некоторые ранее взятые образцы из этих мест обрабатывались в процессе лабораторных исследований. Расположение исследованных обнажений показано на рис. 1.

Минералогические и магнитные данные о носителях естественной остаточной намагниченности

Полевые наблюдения о взаимоотношении красной окраски пород со слоистостью указывают на первичность пигментирующих частиц. Оптическими методами устанавливается наличие гидроокислов железа и гематита в цементе и составе детритовых зерен, что указывает на возникновение красной окраски пород в стадию раннего диagenеза. Не исключено, что красные цвета верхнего кембрия и ордовика возникли за счет переотложения более древних красных цветов.

Наблюдается корреляция между окраской пород и величиной I_n , которая в среднем в 10 раз больше для красных пород по сравнению с серыми терригенными породами. Кучность векторов \bar{T}_n систематически уменьшается с увеличением среднего размера зерен породы (Давыдов, Кравчинский, 1970). Следовательно, детритовые красные частицы должны вносить основной вклад в естественную остаточную намагниченность.

¹ В обнажении у д. Хамра проведен также детальный отбор шгуфов из переходной зоны; результаты изучения этой коллекции рассматриваются в специальном разделе.

Нормальное намагничивание образцов красноцветов в полях до 10 кэ показало, что магнитные свойства их определяются очень мелкими частицами гематита или гидроокислов и не зависят от полярности. Для всех образцов остаточная намагниченность не обнаруживает признаков насыщения в поле $H = 10$ кэ. Величины I_r в поле $H = 10$ кэ и ее разрушающего поля изменяются в узких пределах: $I_r = (0,7 \div 1,2) \cdot 10^{-3}$ СГС, $H'_{CS} = (4,8 \div 5,3)$ кэ.

Изменения параметров насыщения при нагреве показывают, что до температуры порядка 600°C присутствующие в породе ферромагнетики устойчивы. Резкое понижение H'_{CS} от 3-4 кэ до величины, меньшей 1 кэ, происходящее в интервале температур 600-700°C, может означать как распад гидроокислов, так и рост мелких зерен гематита, а судя по тому, что I_{rs} при этом возрастает, результатом этого процесса является образование гематита. Мелкие зерна гидроокислов, однако, вряд ли вносят существенный вклад в естественную остаточную намагниченность, так как при температурной чистке сохраняется (53÷95)% I_n выше 500°C. Можно заключить, что носителями T_n красноцветов юга Сибирской платформы являются очень мелкие зерна гематита, принесенные в составе осадка и частью возникшие сразу после его образования.

Магнитная чистка и ее результаты

Для выделения жесткого компонента T_n образцы подвергались в лаборатории различным воздействиям. Все образцы предварительной коллекции прошли временную чистку по способу Телье с временем выдержки 2 месяца в каждом положении. Около половины образцов совместной коллекции подверглись ступенчатому размагничиванию в переменном магнитном поле с шагом в 100 э и максимальной амплитудой $\bar{H} = 800$ э, 66 образцов прошли термочистку последовательно при 100, 250 и 325°C. Для небольшого числа образцов параметры чистки были доведены до $\bar{H} = 1500$ э и $t = 650$ °C; 57 образцов прошли температурно-временную чистку при $t = 100$ °C и времени выдержки 3 ч. Около трети образцов оставлены в их естественном магнитном состоянии. Тем не менее сумма данных по размагничиванию образцов оказалась вполне достаточной для статистически обоснованного выбора векторов, являющихся наилучшей оценкой направления первичной намагниченности для каждого стратиграфического уровня.

Большинство исследованных образцов оказалось весьма устойчивым к размагничивающим воздействиям любого вида. Небольшие изменения направлений T_n , однако, наблюдались почти всегда — особенно на начальных и последних этапах чистки. На начальных этапах они носили регулярный характер и связаны с разрушением компонента, направленного по современному геомагнитному полю, на последних — хаотичный, что обусловлено, вероятно, погрешностями эксперимента (рис. 2). Выбор направлений T_n , которые считались

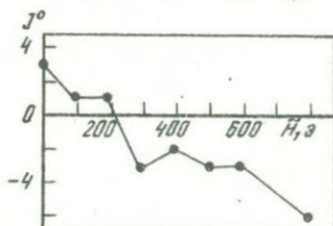
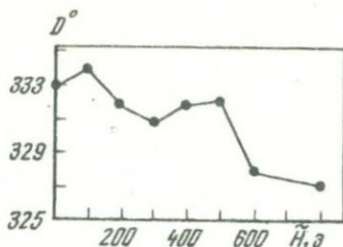
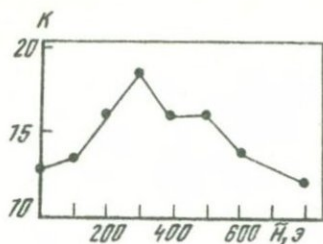


Рис. 2. Изменения среднего направления \bar{T}_n и кучности K для всех образцов среднего ордовика в процессе \bar{H} -чистки

наилучшей оценкой направлений первичной намагниченности пород каждого стратиграфического уровня, проводился по следующим признакам:

- прекращение систематических изменений направления \bar{T}_n при чистке;
- максимальное значение кучности векторов внутри штуфа (или внутри уровня, если число образцов, относящихся к одному штуфу, меньше трех);
- наилучшая сходимость результатов чисток разного вида (например, рис. 2, 3).

В соответствии с этим каждый отобранный штуф был охарактеризован направлением стабильной намагниченности — средним геометрическим между направлениями для разных образцов штуфа. Эти направления, выраженные в углах склонения и наклона (рис. 3, 4), вместе со статистическими величинами приведены в табл. 1–4. В табл. 5 показаны средние направления \bar{T}_n для некоторых штуфов до и после чистки. Сравнение этих направлений показывает, что описанная выше процедура магнитной чистки и выборки данных в случае сибирской коллекции имела скорее профилактический, чем реальный смысл, и лишь ненамного изменила средние направления \bar{T}_n и улучшила их кучность.

Статистический анализ на двух уровнях, по Уотсону и Ирвингу (Watson, Irving, 1957), проведен для обнажения у д. Хамра, где было отобрано и прошло магнитную чистку наибольшее число штуфов и образцов из каждого пласта (стратиграфического уровня). Анализ показал значимость межпластового разброса направлений \bar{T}_n на уровне вероятности, превышающем 99% (табл. 6). Это является важным признаком синхронности осадку выделенного компонента \bar{T}_n .

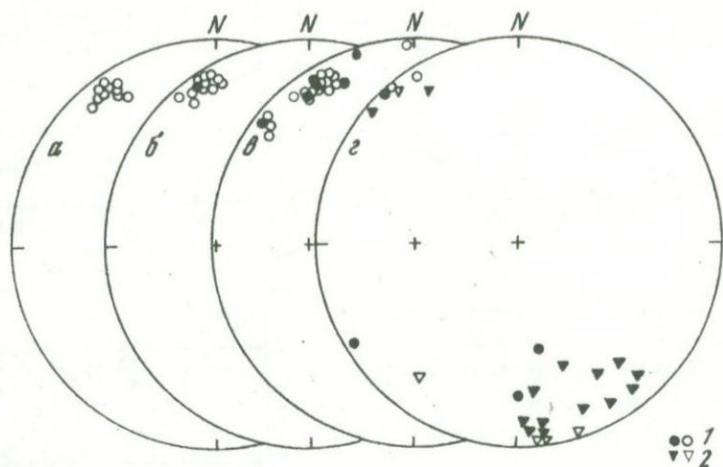


Рис. 3. Распределение направлений \bar{I}_n (после чистки) на разных статистических уровнях для красноцветов среднего ордовика (д. Чертовская, р. Лена)

а - распределение \bar{I}_n образцов из штуфа гR4-с; распределение средних направлений \bar{I}_n : б - штуфов из пласта гR4, в - для штуфов всей зоны обратной намагниченности, г - для всех пластов обнажения. 1 - направления \bar{I}_n для совместной коллекции, 2 - то же, для коллекции прежнего сбора

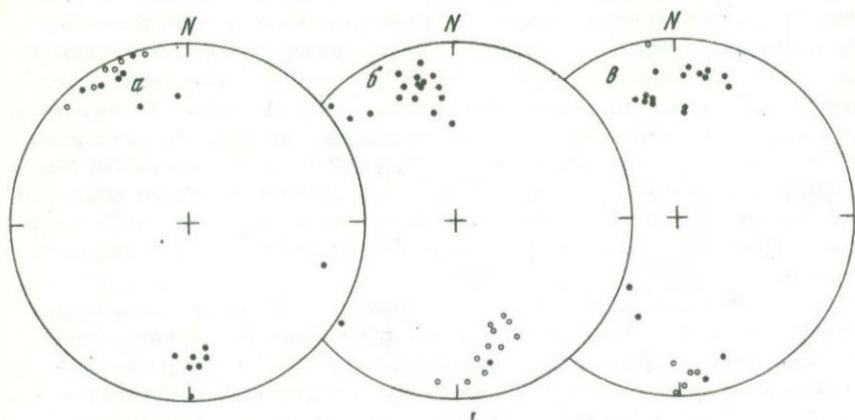


Рис. 4. Распределение средних направлений \bar{I}_n штуфов (после чистки) а - средний ордовик (д. Половинка); б - нижний ордовик и верхний кембрий (д. Чечуй); в - верхний кембрий (д. Хамра)

Таблица 1

Палеомагнитные направления для отложений среднего ордовика
(д. Черговская)

Индекс шгufa	Параметры чистки		Статистика внутри шгuфoв				Направле- ния T_n^a		Стати- стика внутри- пласто- вая
	\bar{H} , э	T , °C	n	K	Θ_{63}	α_{95}	D	J	
w R2	500		2		21		324	7	$D=320$
n R 2-1,2	800	400	4	343	4	4	307	-7	$J = -1$
n R 2-3	800		5	10	26	20	342	0	$K = 33$
n R 2 ^I -3 ^I	800		5	1450	2	1,6	324	-7	$\alpha_{95} = 9$
r R 2 f	600		1				311	-2	
r R 2l		250	1				308	2	
r R 3 c-a	500		1				310	0	$D=317$
r R 3 c		300	4	20	17	16	307	-8	$J = 1$
p R 3 g			2		21		335	11	$K = 19$
									$\alpha_{95} = 18$
w R4	400		6	55	11	8	327	5	$D=328$
r R 4a		250	2		7		320	-4	$J = -5$
c R 4b	400		3	286	5	5	328	3	$K=183$
r R 4 c			5	248	5	4	323	-9	$\alpha_{95} = 3$
r R 4c-a		500	5	769	3	2	324	-6	
p R 4 d	300		8	225	5	3	329	-6	
n R 4-1	800		5	286	5	4	329	-6	
n R 4-2	800		5	508	4	3	330	-3	
n R 4-3	800		5	175	6	5	332	-4	
n R 4-4	800		5	144	7	5	330	-11	
n R 4-5	800		5	609	3	2	333	-7	
n R 4-6	800		5	339	4	3	333	-9	
r R 5		500	4	79	9	8	357	0	
c R 5	400		1				192	23	
w R 5-2	500		1				223	11	$D=238$
w R 5-8	500		1				219	6	$J = 4$
n R 5-2	800		3	178	6	6	250	0	$K = 25$
n R 5-3	800		2		14		234	6	$\alpha_{95} = 11$
n R 5-4	800		3	15	21	21	244	2	
n R 5-5	800		1				260	1	
p R 6a-1			3	24	17	17	261	57	
r K 6 d	800		2		18		170	42	
r R 6		320	3	230	5	5	180	22	
r R7a-1		250	1				192	42	

Таблица 2

Палеомагнитные направления для отложений среднего ордовика (д. Половинка)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри штуфов				Направле- ния \bar{I}_n^a		Статисти- ка внутри- пластовая
	\tilde{H} , э	T , °C	n	K	e_{63}	a_{95}	D	J	
n R 29 b	800		5	240	5	4	173	27	$D=160$
p R 29 b			4	1890	2	1,6	180	18	$J=24$
w R 29 b	500		1				173	22	$K=9$
r R 29		250	2		18		107	18	$a_{95}=14$
r R 29 a	800	320	6	510	4	3	356	26	$D=356$ $J=26$
r R 30 a	400	500	6	72	10	7	328	8	$D=336$
n R 30 c	800		4	4054	1,2	1	332	-2	$J=-1$
r R 30		250	2		18		335	9	$K=94$
p R 30 e			5	592	3	2,6	346	-2	$a_{95}=3$
w R 30 g	500		1				335	-4	
p R 30 h	600	300	4	256	5	4	338	-2	
r R 31		320	4	49	12	10	326	-7	$D=330$
w R 31 e	500		1				342	1	$J=-1$
r R 31	600	400	5	13	22	17	314	-6	$K=33$
r R 31 h	800		5	39	13	10	337	8	$a_{95}=7$
r R 32 a		250	3	59	11	11	186	23	$D=180$
w R 32	400		2		5		176	18	$J=17$
r R 32		320	4	1154	2,4	2,1	179	23	$K=62$
r R 32 b	800	500	2		2		180	3	$a_{95}=5$
r R 33 b		500	3	39	13	13	338	27	$D=330$
n R 33 b	800		2		17		332	4	$J=16$

Таблица 3

Палеомагнитные направления для отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика (д. Чечуй)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри штуфов				Направления \bar{I}_n^a	
	\tilde{H} , э	T , °C	n	K	e_{63}	a_{95}	D	J
Верхний кембрий								
rR5347	600	100	2		3		176	-9
rR5352	600	100	2		3		165	-25
rR5359	600	100	2		4		169	-13
rR5362	600	100	2		7		347	19
rR5368	600	100	2		11		348	9
rR5377	600	100	2		3		355	28
cR5380	400		3	167	6	6	345	16

Таблица 3 (окончание)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри штуфов				Направления I_n^a	
	\tilde{H} , э	T , °C	n	K	Θ_{63}	a_{95}	D	J
cR5381	800		4	75	9	8	336	22
cR5385	800		3	213	6	6	346	19
cR5386	800	100	3	93	8	8	352	16
rR5393	600	100	2		6		342	26
rR5415	600	100	2		4		171	-20
rR5421	600	100	2		3		166	17
rR5428	600	100	2		2		359	41
rR5432	600	100	2		4		339	11
rR5458	600	100	2		15		345	20
rR5461	600	100	2		6		186	-9
Нижний ордовик								
rR5242	600	100	2		1		314	4
rR5397	600	100	2		7		355	22
cR5404	800	100	3	75	9	8	153	-25
cR5406	800		3	667	3	3	161	-23
cR5408	800	100	3	41	13	3	153	-33
cR5409	800		3	3	47	47	322	20
cR5412	800	100	3	256	5	5	345	21
rR5433	600	100	2		4		315	15
rR5437	600	100	2		13		350	35
rR5439	600	100	2		8		160	-30
rR5442	600	100	2		7		162	-36
rR5447	600	100	2		17		336	22
rR5448	600	100	2		9		154	-37

Таблица 4

Палеомагнитные направления для отложений верхнего кембрия (д. Хамра)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри шту- фов				Направления I_n^a		Статистика внутриплас- товая
	\tilde{H} , э	T_d , °C	n	K	Θ_{63}	a_{95}	D	J	
rR 8		300	3	17	20	20	353	16	$D=356$
rR 8a	600	500	5	11	24	19	346	29	$J=34$
nR 8a	800		5	63	10	8	349	29	$K=32$
pR 8a			5	56	11	8	14	44	$a_{95}=11$
cR 8a	400		2		14		0	42	

Таблица 4 (окончание)

Индекс_штупа	Параметры чистки		Статистика внутри штупов				Направления T_n		Статистика внутриплас-товая
	$\tilde{H}, \text{э}$	$T, ^\circ\text{C}$	n	K	Θ_{63}	a_{95}	D	J	
wR9a	500		1				341	27	$D=343$
nR 9a	800		5	574	3	2,6	348	30	$J =28$
nR 9a ¹	800		5	1067	2,5	1,9	346	27	$K =952$ $a_{95}=3$
nR 9b	800		5	66	10	8	297	47	
cR 9b	400		1				137	64	
rR 9b		500	4	176	6	5	188	-11	
nR 10a	800		5	723	3	2,3	13	15	$D =9$
cR 10	800		4	461	4	3	10	17	$J =16$
rR 10b		300	3	476	4	4	5	14	$K =375$
pR10b	800	350	2		8		10	19	$a_{95}=4$
rR 11	600	400	4	87	9	8	4	18	$D =8$
nR11b	800		5	1271	2,3	1,8	7	34	$J =24$
pR11			2		14		62	52	$K =4,1$
cR11	400		1				0	-38	$a_{95}=31$
wR11f	400		1				345	35	
rR 12a	800	325	4	28	15	13	13	16	$D =19$
pR12			4	43	12	11	28	24	$J =18$
wR12c	500		1				23	19	$K =91$
nR12i	800		5	1250	2,3	1,8	20	15	$a_{95}=7$
rR 25			1				181	34	$D =196$
rR 25a		500	4	88	9	7	175	15	$J =18$
wR25a	500		1				215	8	$K =13$
nR25b	800		4				210	13	$a_{95}=19$
rR 26		500	4	18	19	17	171	8	$D =196$
rR 26a		300	1				203	37	$J =36$
rR 26b		300	3	21			228	55	$K =6$ $a_{95}=33$
nR27b	800		3	11	24	24	182	3	$D =173$
rR 27b			1				163	17	$J =10$
nR 28	800		5	441	4	3	183	-17	$D =178$
rR 28		300	4	36	13	12	174	-12	$J =-12$
rR 28c		500	4	91	8	7	177	-12	$K =195$
wR28b	500		1				179	-6	$a_{95}=5$

Таблица 5. Эффективность чистки

Индекс штуфа	Естественное состояние					Параметры чистки		После чистки				ΔJ	$\Delta \theta$
	<i>n</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>K</i>	θ_{63}	$\bar{H}, \text{э}$	<i>T</i> , °C	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>K</i>	θ_{63}		
wR 4a	6	326	7	33	14,1	400		327	5	55	10,9	-2	-3,2
cR 4b	3	329	12	133	7,0	400		328	3	286	4,8	-9	-2,2
rR 4c	6	319	-2	143	6,8		500	323	-9	248	5,1	-7	-1,7
pR 4d	8	332	6	32	14,3	300		329	-6	225	5,4	-12	-8,9
rR 5	4	336	42	28	15,3		500	357	0	79	9,1	-42	-6,2
rR 6	4	187	22	333	4,4		320	180	22	230	5,3	0	0,9
rR 9b	4	211	22	3	46,8		500	188	-11	176	6,1	-33	-40,7
rR 11	4	5	23	54	11,0	600	400	4	18	87	8,7	-4	-2,3
rR 25	4	211	44	14	21,6		500	175	15	88	8,6	-29	-13
rR 29a	6	355	29	238	5,2	500	320	356	26	510	3,6	-3	-1,6
rR 30a	6	329	21	44	12,2	400	500	328	8	72	9,5	-13	-2,7
rR 31	4	329	3	25	16,2		320	326	-7	49	11,6	-10	-4,6
rR 8a	4	350	49	45	12,1		500	344	23	11	24,4	-26	12,3
rR 28c	4	180	-15	167	6,3		500	177	-12	91	8,5	3	2,2
cR 5386	3	353	17	125	7,2	600	100	352	16	93	8,4	0	1,2
cR 5404	3	155	-22	54	11,0	600	100	153	-25	31	14,5	-3	3,5
cR 5408	3	154	-30	222	5,4	600	100	153	-33	41	12,7	-3	7,3
cR 5412	3	341	18	181	6,0	600	100	339	18	166	6,3	0	0,3

Таблица 6

Двухуровневый анализ палеомагнитных направлений для пород верхнего кембрия (д. Хамра)

Индекс пласта	Параметры чистки		Статистика				
			внутрипластовая				межпла- стовая
	$\bar{H}, \text{э}$	<i>T</i> , °C	<i>N</i>	<i>K</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	
R 8	400	325	5	23	1	40	<i>n</i> =28
R 10	600	350	7	300	11	15	<i>S</i> =5
R 11	500	400	5	11	0	12	$K_b=39$ $K_m=45$
R 12	400	325	5	200	26	21	<i>F</i> =5,9
R 13	800	250	6	166	18	33	<i>p</i> > 0,99
R 20	300	325	5	20	204	29	<i>n</i> =35
R 21	800	325	8	30	204	13	<i>S</i> =8
R 22	400	325	6	25	216	30	$K_b=18$
R 23	200	325	4	6	218	32	$K_m=23$
R 24	500	325	6	62	197	9	<i>F</i> =4,5
R 25	500	325	2	-	206	32	<i>p</i> > 0,99
R 26		325	1	-	217	48	
R 28	500	325	3	33	172	-12	

Примечание. Кучность: K_b - внутрипластовая, K_m - межпластовая; *F* - критерий значимости межпластового разброса; *p* - вероятность этой значимости; значения остальных букв поясняются в тексте.

В процессе совместных палеомагнитных исследований была подвергнута повторному изучению коллекция образцов осадочных пород нижнего ордовика, отобранная еще в 1963 г. Палеомагнитной лабораторией ВНИГРИ в пределах Ленинградской области. В коллекции представлены образцы лиловых и зеленовато-серых известняков, красных и пестрых песчаников и коричнево-красных глинистых известняков и глин.

Изученные отложения содержат фауну трилобитов и относятся к тремадокскому и аренигскому ярусам нижнего ордовика. Их нижняя, песчанистая, часть бедна фауной и, как полагают, относится уже к нижнему кембрию.

Отложение осадков нижнего ордовика в Прибалтике происходило в платформенных условиях, в морской и прибрежной обстановке. Этот район в дальнейшем неоднократно становился сушей, осадки ордовика никогда не погружались на глубину более 300 м и сохранили горизонтальное залегание (в некоторых точках отмечены лишь ледниковые и оползневые дислокации). Мощность нижнеордовикских отложений составляет 15–30 м.

Отбор шtuфов был проведен из трех обнажений. Первое расположено на р. Поповке недалеко от г. Павловска, а два других – на р. Нарве, близ крепости Иван-Город, в 300 м друг от друга.

Результаты первых палеомагнитных исследований этих пород приведены в табл. 7; палеомагнитные направления и полюса по этой группе даны в сводке по СССР под индексами 11-09 и 11-10.

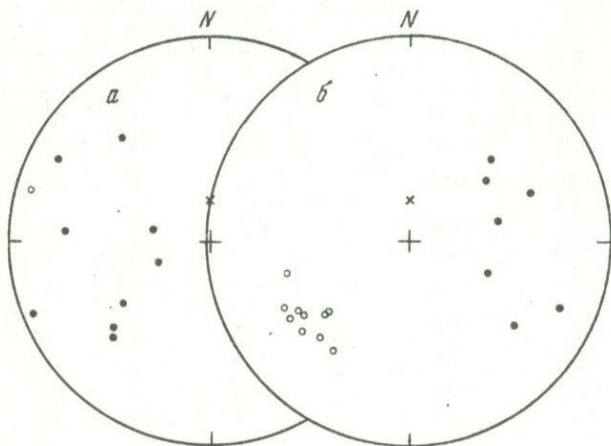


Рис. 5. Распределение направлений \bar{I}_n (после чистки) шtuфов из обнажений нижнего ордовика на р. Нарве (Иван-Город) и р. Поповке. Направления I_n образцов: а – второй группы, б – первой и третьей групп

При совместных исследованиях образцы этих пород, по 2-8 из каждого штуфа, были подвергнуты чистке переменным полем $H = 100-400$ э и термочистке до 330°C . Породы в большинстве случаев обнаружили низкую стабильность по отношению к обоим видам воздействий, однако выделяется группа красноцветных песчаников и лиловых глинистых известняков (группа I), где чистка не меняет существенно направлений и величин I_n (рис. 5). Совместная коллекция включает 108 образцов из 27 штуфов, имеющих удовлетворительную внутрипластовую сходимость данных. Палеомагнитные направления по штуфам и статистика даны в табл. 8.

Таблица 7

Направления и величины I_n пород нижнего ордовика Прибалтики (данные 1973 г.)

Пласт, №	Порода	D	J	$I_n \cdot 10^6 \text{СГС}$
Река Поповка				
6051	Известняк серый	253	3	0,7
6054	" лиловый	252	-36	4,2*
6055	" "	230	-70	3,9*
6066	Сланец черный	50	12	0,1
Река Нарва				
6067	Известняк серый	297	15	0,2
6068	" "	336	47	0,7
6069	" лиловый	6	72	7,5
6070	" "	230	69	0,4
6071	Глина лиловая	2	22	0,6
6072	Песчаник зеленый	71	29	1,1*
6073	Песок розовый	234	-30	1,9*
6074	" "	113	-15	0,2
6075	Песчаник лиловый	292	63	0,7
6076	" розовый	243	-37	2,0*
6077	Глина серая	318	-35	0,3
6078	Песчаник розовый	238	-30	1,8*
6079	" "	223	-40	3,3*
6080	" "	237	-46	9,6*
6081	Глина лиловая	266	10	0,5
6082	Песчаник лиловый	88	49	2,3*
6083	" розовый	60	-42	3,8

*Данные по образцам из штуфов с $I_n > 1 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ использованы при расчете палеомагнитных полюсов в определениях 11-09 и 11-10 (Палеомагнитные направления..., 1971).

Таблица 8

Палеомагнитные направления для отложений нижнего ордовика (реки Нарва и Поповка)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутрислоевая				Направление \bar{I}_n^a	
	$f, \%$	$T, ^\circ\text{C}$	n	K	θ_{63}	α_{95}	D	J
cR 6051	100		4	60	9	8	248	5
rR 6052			2		45		274	25
rR 6053			2		9		45	40
cR 6054	400		4	300	5	4	255	-34
rR 6055			5	80	9	7	235	-53
cR 6055a	400	330	6	167	6	4	223	-52
rR 6067			2		27		298	14
cR 6068	200		4	4	40	35	281	64
cR 6069	400	330	4	25	16	14	52	48
rR 6070		330	4	7	30	26	128	31
rR 6071			4	6	33	29	319	30
rR 6072			2		32		68	33
rR 6073			2		13		230	-28
cR 6073a	200	320	7	15	21	14	226	30
rR 6074			2		53		114	18
cR 6075a	400	330	3	8	29	29	248	65
cR 6076a	400		6	29	15	11	237	-27
rR 6076		330	4	21	18	16	235	43
rR 6078		330	5	21	18	14	229	33
rR 6078a			2		11		238	-32
cR 6079	400	320	5	7	30	23	242	-27
rR 6079a		320	5	133	7	5	215	-31
cR 6080	400	320	7	120	7	6	229	-43
rR 6080a		320	8	175	6	4	229	-42
rR 6081			2		19		286	-8
cR 6082	400		3	80	9	9	77	50
rR 6082a		320	4	25	16	14	112	53

Баррандов (ЧССР)

Геологическое описание мест отбора образцов

В строении среднечешского нижнего палеозоя наблюдается два больших осадочных цикла: кембрийский и ордовикско-силурско-девонский. Осадки кембрия можно рассматривать как молассу, завершающую протерозойский геосинклинальный цикл. Восстановление геосинклинального процесса произошло в ордовике после длительного поднятия в течение позднего кембрия. В среднечешском палеозое палеонтологически доказан был только средний кембрий - акад. Осадки позднего кембрия отсутствуют; в эту эпоху известны только

проявления сильного наземного вулканизма, продуктами которого явились порфиры и порфириты. Можно предполагать, что часть песчаников и граувакков, лежащих в основании под парадоксидными (йинецкими) слоями, раннекембрийского возраста, однако это заключение подлежит проверке.

Ширина осадочного бассейна Средней Чехии достигла приблизительно 40 км; прогибание было очень интенсивным, что обеспечило значительную мощность (до 3000 м) осадков. В кембрии мы находим как морские породы (например, парадоксидные сланцы), так и континентальные, возникшие в изолированных бассейнах. Вдоль р. Литавки разрез слоев среднечешского кембрия является самым полным, типичным. Кембрий здесь лежит на протерозое; он разделен на ряд хорошо различающихся слоев, представленных песчаниками, граувакками и сланцами.

С палеомагнитной точки зрения оказались пригодными садецкие слои из нижней части и йинецкие слои из верхней части разреза осадочной толщи. Первые представлены аркозовыми песчаниками и граувакками серо-зеленого или красно-коричневого цвета, достигающими очень больших мощностей — 600 м. Местами присутствуют красно-коричневые мусковитовые сланцы. Вторые, сложенные среднекембрийскими парадоксидными сланцами и граувакками (общая мощность до 400 м), содержат фауну трилобитов; в составе их преобладают серо-зеленые или красно-коричневые компактные сланцы, местами встречаются плотные песчаники.

В конце среднего кембрия морская седиментация сменяется интенсивной вулканической деятельностью. Возникают две параллельные зоны изверженных горных пород, которые, вероятно, отмечают линии больших нарушений, вдоль которых произошли несколько раз излияния порфиритов и кварцевых порфиров с туфами. Более северная зона называется крживноклатско-рокищанской, более южная — страшицкой. В первой зоне различаются более древние порфириты и более молодые порфиры. Порфириты обычно более темные серо-зеленые, серо-черные или серо-фиолетовые. Структура их чаще всего интерсептальная, местами фельзитовая или порфировая. Страшицкая зона петрографически отличается от крживноклатско-рокищанской тем, что в ней сильно преобладают порфириты, редки порфиритовые агломераты. Некоторые порфириты имеют отчетливо миндалекаменную текстуру.

Возраст эффузивов обеих зон в основном позднекембрийский, только в некоторых местах вулканическая активность продолжалась до раннего ордовика.

Ордовикское море проникло в Среднюю Чехию после длительного континентального периода в самом конце кембрия и было связано с ответвлением Субсудетской геосинклинали. Ордовикские осадки накапливались в мобильной зоне шириной около 60 км, которая была разделена на две подзоны интенсивного прогибания. Мощность осадков, накопившихся в Баррандовской геосинклинали, достигает 2500 м.

Ордовик района представлен всеми своими отделами. Фациальный состав осадков очень пестрый и зависит от географических условий (большого или меньшего расстояния от берега) и от характера вулканизма. Предварительная палеомагнитная оценка ордовикских пород показала, что самыми пригодными для палеомагнитных целей являются красноцветы тремадокского возраста, представленные крушногогорскими слоями, которые в свою очередь делятся на слои трженицкие и милинские. Трженицкие слои, как правило, сложены серо-зелеными и красно-коричневыми плитчатыми аркозовыми песчаниками. В их кластическом материале преобладают кроме кварцевых зерен мелкие зерна кембрийских порфиров и порфиритов и зерна разложенных порфировых стекол. Местами слои представлены кварцевыми песчаниками; следы вулканической активности в породах этого возраста редки. Мощность слоев достигает 70 м, а их площадное распространение меньше, чем у более молодых ордовикских слоев. Фауна в аркозах представлена в основном брахиоподами. Милинские слои также имеют регрессивный характер; они сложены разноцветными роговиками, которые в большей или меньшей степени чередуются с красно-коричневыми сланцами или граувакками. Фауна относительно бедная; мощность слоев достигает 30 м.

Осадочные горные породы кембрийского и ордовикского возраста представлены в основном граувакками, сланцами и роговиками, в которых кроме кварца, биотита и мусковита имеется цементирующая масса, сильно пигментированная окислами и гидроокислами железа (в основном гематитом и лимонитом). Мелкозернистые сланцы чередуются с грубозернистыми песчаниками, тогда как породы более глубоководного происхождения представлены роговиками. Степень литификации и пористость в разных слоях неодинаковы. В грубозернистых участках имело место вторичное перемещение пигментовой составляющей и ее выветривание, что сказалось частично также на полученных палеомагнитных результатах.

Порфириты позднекембрийского возраста – темно-серые породы эруптивного генезиса, макроскопически неизменные, твердые, компактные. Преобладает плагиоклаз, затем – хлорит вместе с кальцитом, а из железистых минералов присутствуют ильменит и магнетит.

Подробные результаты прежних палеомагнитных исследований горных пород нижнего палеозоя Чешского массива (Буха, 1965; Вича, 1965) позволили выбрать наилучшие места отбора для совместных палеомагнитных работ.

На территории средней Чехии были взяты образцы из садецких слоев (вероятно, раннекембрийского возраста) в Обеснице (СА) и Доминикальны Пасеки (СВ, СС), а также образцы порфиритов позднекембрийского возраста – в Йивине, Заечице (СК, СD). Осадочные красноцветные и зеленоцветные породы ордовикского возраста (табл. 9) были отобраны в Заечице (СЕ), у дороги Комаров–Зайечице (СF), у перекрестка дорог Комаров–Зайечице–Йивана (СG) и у Йивины (СН, СJ).

Таблица 9

Места отбора образцов кембрийских и ордовикских горных пород в ЧССР

Индекс обнажения	Индекс слоя	Порода, возраст	Место отбора	Географические координаты	
				ϕ	λ
CA	$\bar{c}a^0$	Граувакки ϵ_1	Обеснице	49,7	13,9
CB	$c^d p$	" ϵ_2	Доминикальные Пасеки	19,75	14,0
CC	$c^d p$	" ϵ_1	То же	49,75	14,0
CD	f^z	Порфиристы ϵ_3	Зайчище	49,75	13,85
CE	a^z	Красноцветы O_1	"	49,75	13,85
CF	a^{ko}	"	Дорога Комаров - Зайчище	49,8	13,85
CG	a^k	"	Перекресток дорог Комаров-Зайчище- Йивина	49,8	13,85
CH	a^j	Зеленые осадочные O_1	Йивина	49,8	13,85
CJ	a^j	Красноцветы O_1	"	49,8	13,85
CK	a^j	Порфиристы ϵ_3	"	49,8	13,8

Магнитная чистка и ее результаты

Исследованные места отбора образцов области Баррандов мало отличаются друг от друга по падению слоев, поэтому ранее не были широко использованы полевые тесты для проверки первичности естественной намагниченности. В результате изучения верхнекембрийских порфиритов стало ясно, что естественная намагниченность показывает значительное рассеяние направлений до чистки (Vucha, 1965); поэтому были применены метод чистки переменным полем и термочистка. Оказалось, что положительное наклонение большинства образцов изменилось после размагничивания до 200 э или 450°C на отрицательное (примеры приведены на рис. 6,а). Распределение направлений после температурной чистки приведено на рис. 6,б, где видна группировка направлений около среднего значения $D = 182^\circ$ и $J = -41^\circ$ ($N = 6$).

Красноцветы ордовикского возраста обладают слабой намагниченностью, стабильность которой зависит от компактности исследованных горных пород. Кажется, что в слоях с более крупными зернами часто происходили вторичное перемещение пигментовой составляющей и выветривание, что проявилось также в полученных результатах (Vucha, 1965). Образцы затем были подвергнуты тер-

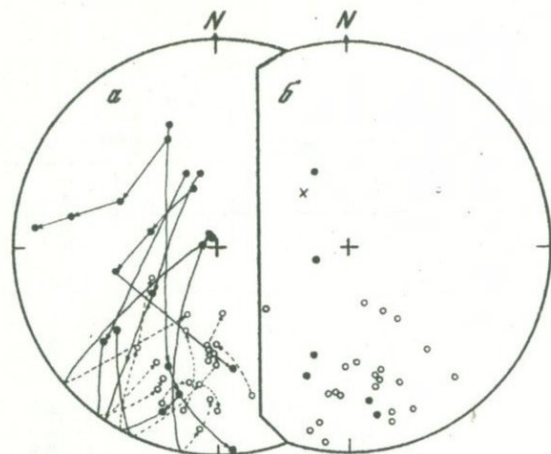


Рис. 6. Изменение направлений \bar{I}_n верхнекембрийских порфириров в процессе чистки переменным полем (а) и распределение направлений \bar{I}_n после температурной чистки (б)

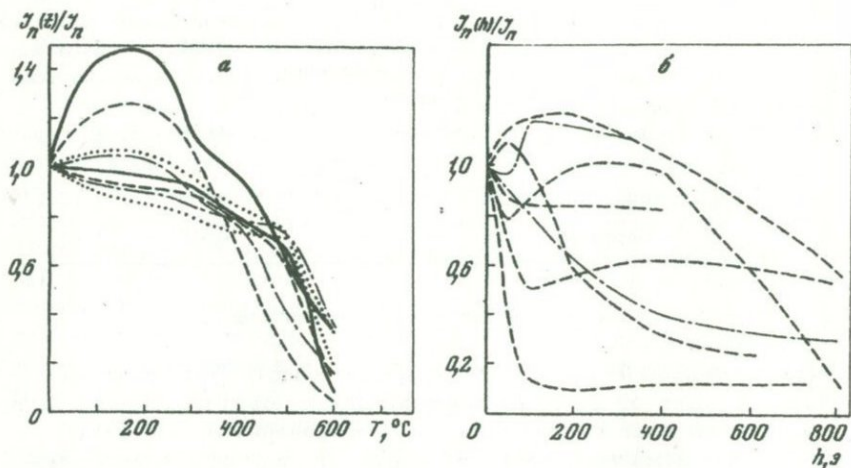


Рис. 7. Примеры кривых терморазмагничивания ордовикских красноватых осадков (а) и размагничивание переменным полем образцов порфириров (б)

мочистке до 450°C и чистке переменным полем до 800 э. Примеры кривых терморазмагничивания приведены на рис. 7. Углы поворотов векторов I_n для отдельных образцов (из-за нестабильной составляющей) различны (даже в рамках одного места отбора) в зависимости от величины зерен, компактности пород и степени разложения железосодержащих минералов. Результаты после чистки показаны на рис. 8.

Большинство направлений сгруппировано около среднего значения $D = 135^{\circ}$, $J = -47^{\circ}$ ($N = 26$). Направления I_n некоторых образцов находятся вблизи направлений современного поля, что оз-

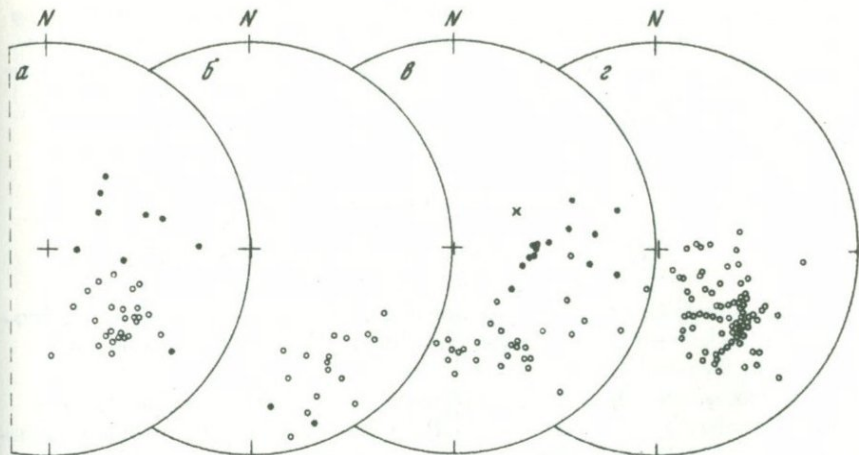


Рис. 8. Распределение направлений \bar{T}_n ордовикских пород Баррандова по штуфам с $\alpha_{95} < 20^\circ$ после чистки (а - CF, CH, CG, б - CE, CI) и после термочистки до 450°C и чистки переменным полем до 800 э (в - CF, г - CG, CH)

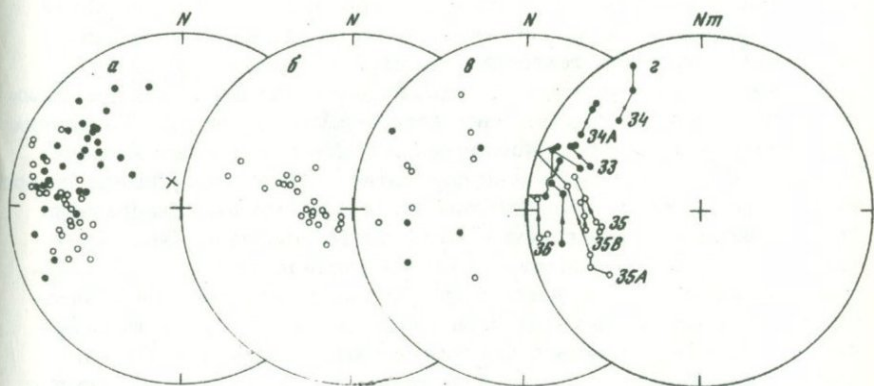


Рис. 9. Распределение направлений \bar{T}_n пород нижнего кембрия а - Обеснице (CA); б, в - Доминикальные Пасеки (б - CB, в - CC); г - Обеснице (в процессе термочистки до 550°C)

начает полную потерю первичной намагниченности в основном из-за циркуляции воды и вторичных химических изменений.

Помимо пород ордовика и верхнего кембрия были исследованы и подвергнуты магнитной чистке образцы из некоторых обнажений нижнего кембрия. Направления \bar{T}_n после чистки образуют три груп-

пы (в древней системе координат) с разными наклонениями J , но со сходными, западными, склонениями. Полосовые распределения направлений T_n и их изменения в процессе термочистки указывают на наличие двух компонент намагниченности разной термической стабильности (рис. 9).

Тюрингия и Фогтланд (ГДР)

Краткие сведения о геологии района отбора

На территории ГДР отбор образцов выполнен в 1970 г. в юго-западной части страны в пределах Шварцбургской антиклинали и главной мульды Фогтланд.

Антиклиналь Шварцбург ограничена с запада мульдой Оберхоф (Тюрингский лес), с востока — Восточно-Тюрингской главной мульдой (рис. 10). Она представляет собой самую западную структуру Тюрингских сланцевых гор (Тюрингер Шифергебирге), которые, кроме того, включают Восточно-Тюрингскую главную антиклиналь. В пределах этих структур установлены складчатости не только первого, но и более высоких порядков. На юго-восточном крыле антиклинали Шварцбург зеркало складчатости крутое с относительно большим наклоном в сторону Тюрингской главной мульды, тогда как к Восточно-Тюрингской главной антиклинали оно поднимается полого. В некоторых частях Тюрингских сланцевых гор сильно проявляется блоковая тектоника, которая приурочена частично к поздневарисскому, частично к саксонскому времени. При этом широко распространены разрывы, активизировавшиеся при преобладающих вертикальных движениях (последние связаны с подвижками вдоль древних глубинных разломов фундамента). В ядре антиклинали Шварцбург встречаются на большой площади сильно метаморфизованные свиты альгонка с включениями сланцеватых диабазов. Эта часть ядра изоклинали складчата, а на ней несогласно лежат кембрийские глинистые сланцы и кварциты с характерной секущей сланцеватостью, к юго-востоку от ядра расположена зона изоклинали чешуйчатой складчатости с многочисленными надвигами. За ней следует широкая зона, сложенная фикоденскими, грефентальскими и фрауенбахскими слоями. Складчатость в этом районе пологая, но зато здесь широко развиты вышеупомянутые антитетические поперечные разломы варисского и саксонского возрастов. Современная главная структура антиклинали Шварцбург образовалась во время судетской фазы складчатости варисского цикла тектогенеза; о каледонских складкообразовательных движениях никаких данных нет.

Главная мульда Фогтланд ограничена с запада Тюрингскими сланцевыми горами, а с востока — гнейсовым массивом гор Фихтельгебирге. В ядре встречаются пласты нижнекаменноугольных, девонских и силурийских пород, а на юго-восточном ее склоне появляются силур и ордовик. В нижнедевонской толще отмечены проявления диабазового вулканизма.

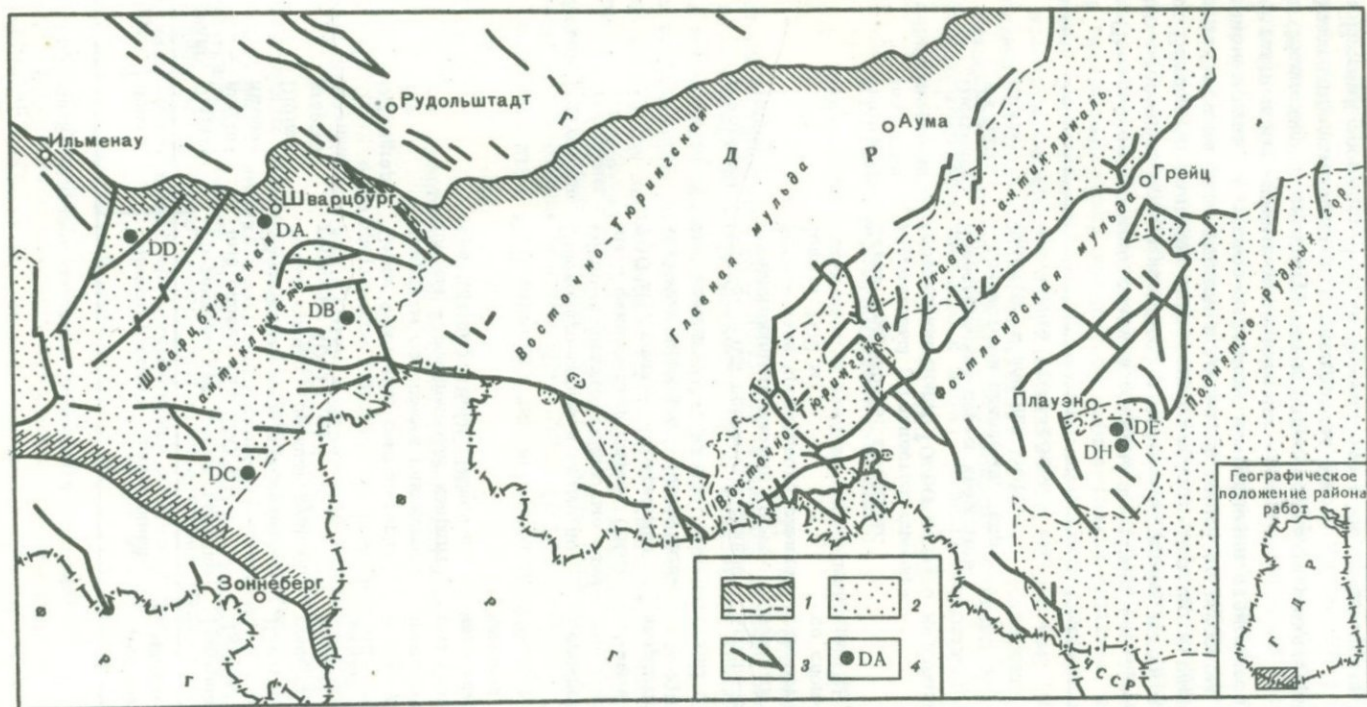


Рис. 10. Район отбора штуфов в южной части ГДР

1 - границы тектонических зон; 2 - области поднятий; 3 - разрывные нарушения; 4 - места отбора образцов

Ярус	Зона	Шварцбургская антиклиналь	Фогтландская мульда
Арениг	Didimograptus hirundo	Грефентальская серия: грифельный сланец (до 250 м)	Грифельный сланец (около 100 м)
	Didimograptus extensus	Обломочные руды или кварцитовый сланец - нижний рудный горизонт (0-11 м)	Некоторые местные слои тюрингита - нижний рудный горизонт (0,3-1 м)
	Dichograptus	Серия Фикодена: светло-серые кварциты со слоями глинистого сланца - фикоденовый кварцит (до 150 м) DB, DC, DD	Зелено-серые песчано-полосатые илистые сланцы с песчано-кварцитовыми линзами и включениями
Тремадок	Dictyonema norvegikum	Зеленовато-серые и серые песчано-полосатые глинистые сланцы - фикоденовый сланец (600-700 м); темные, содержащие магнетит кварциты - магнетитовый кварцит (0-130 м)	Серо-зеленые илистые сланцы со включениями зеленого кварцита
	Bryograptus kjerulfi	Серо-зеленый глинистый сланец с маломощными слоями песчаника - зона кровельного сланца (около 100 м)	Красно-фиолетово-зеленый полосатый глинистый сланец со слоями песчаника DE, DH
	Adelograptus hunnebergensis	Серия Фрауенбаха: кварциты, кварцитовый и глинистый сланец - "переходная зона" (0-50 м) DA	
	Dictyonema fiabeliforme	Переслаивание серых кварцитов с глинистыми сланцами, "порфириды" - верхний кварцит Фрауенбаха (100-150 м)	

Поперечное сечение главной мульды Фогтланд асимметрично. Юго-восточное крыло широкое, а северо-западное почти отсутствует. Благодаря наличию поперечных складок и надвигов главная мульда делится на ряд куполов и мульд, которые на широком юго-восточном крыле в северо-западном направлении становятся все более сжатыми и нарушенными надвигами.

Общие черты стратиграфии и палеогеографии рассматриваемой области представляются в следующем виде.

Нижний тремадок (серия Фрауенбаха и ее эквиваленты) состоит исключительно из обломочных (главным образом песчаных) пород.

Уменьшение доли песков с северо-запада (антиклиналь Шварцбург) на юго-восток (Восточно-Тюрингская главная антиклиналь) говорит о том, что главную область питания для описанной седиментационной площади надо искать в районе Среднегерманской кристаллической зоны или к северу от нее.

В верхнетремадокское и нижнеаренигское время (серия Фикодена и ее эквиваленты) также отлагались мощные обломочные осадки. Снос был направлен с севера на юг, причем наличие конгломератов, знаков ряби и перекрестной слоистости указывает на близость побережья. О палеоклимате характер рассмотренных горных пород не позволяет делать никаких выводов.

Стратиграфическое положение и литологическое описание пластов, изученных при совместных работах, иллюстрируется табл. 10.

Прежние палеомагнитные исследования и совместный отбор образцов

Палеомагнитные исследования ордовика ГДР были начаты в 1967 г. (Rother, 1973) с изучения красных глинистых сланцев аренига. Кроме того, были изучены сланцы из зоны контактового метаморфизма, которые, однако, оказались непригодными для наших исследований. Поскольку результаты первых работ не смогли разрешить проблему правильного определения места ордовикского полюса для Центральной Европы, исследования были продолжены уже по программе совместных работ в рамках КАПГ на кварцитах и глинистых сланцах Тюрингии, где были отобраны образцы из четырех обнажений (рис. 10).

Минералогические данные о носителях естественной остаточной намагниченности

В коллекции образцов из ГДР представлены красные осадочные породы (глинистые сланцы), серые и зеленые осадочные породы (глинистые сланцы), красноватые регионально-метаморфические породы (кварциты), а также контактово-метаморфические породы (сланцы). Эта весьма неоднородная коллекция предназначается для решения основной проблемы палеомагнитных исследований: являются ли зерна, несущие естественную остаточную намагниченность, первичными или вторичными и первична ли связанная с ними намагниченность. Можно ожидать, что породы, прошедшие контактовый или региональный метаморфизм, изменили минералогический состав в процессе физико-химических преобразований так, что, несмотря на большую стабильность величины и направления намагниченности, встает вопрос о направлении первичной намагниченности. Это особенно относится к образцам DA, DB и DD, которые обладают исключительной магнитной стабильностью вплоть до полей 800 э, но на основании статистического анализа направления намагниченнос-

ти должны быть однозначно интерпретированы как вторичные. Зеленые глинистые сланцы содержат очень мало рудных минералов и намагничены очень слабо (DC). Под поляризационным микроскопом удается обнаружить только незначительное количество магнетита.

Единственными породами, которые по предварительной оценке удовлетворяют требованиям пригодности для палеомагнитных исследований, являются неметаморфизованные красные глинистые сланцы из Фогтланда (DE и DH). В них удается обнаружить при помощи рудного микроскопа гематит с зерном порядка 10 мкм.

Магнитная чистка и ее результаты

Образцы размагничивались переменным полем 50, 100, 200, 400 и 800 э или подвергались терморазмагничиванию при 300, 450, 530 и 590°C.

При чистке переменным полем получены следующие результаты для различных обнажений:

- DA - до полей 800 э образцы очень стабильны и не обнаруживают ни малейшего изменения направления намагниченности; образцы штуфов DA I-III, V и VI имеют отрицательное наклонение намагниченности, а штуфа DA IV - положительное;
- DB - образцы подобны породам из DA и обладают той же стабильностью;
- DC - образцы являются метастабильными и нестабильными, направления \bar{I}_n сильно рассеяны;
- DD - величина и направление \bar{I}_n очень стабильны, образцы намагничены обратно;

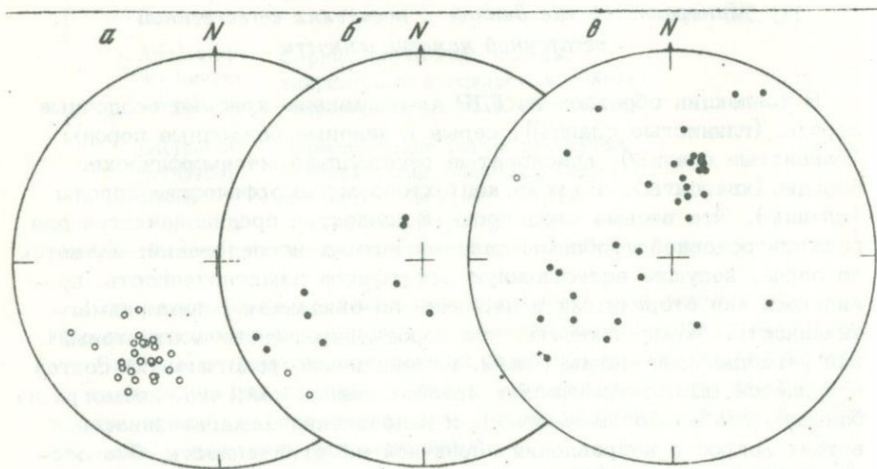


Рис. 11. Распределение направлений \bar{I}_n пород ордовика Тюрингии и Фогтланда первой (а), второй (б) и третьей (в) групп (в современной системе координат)

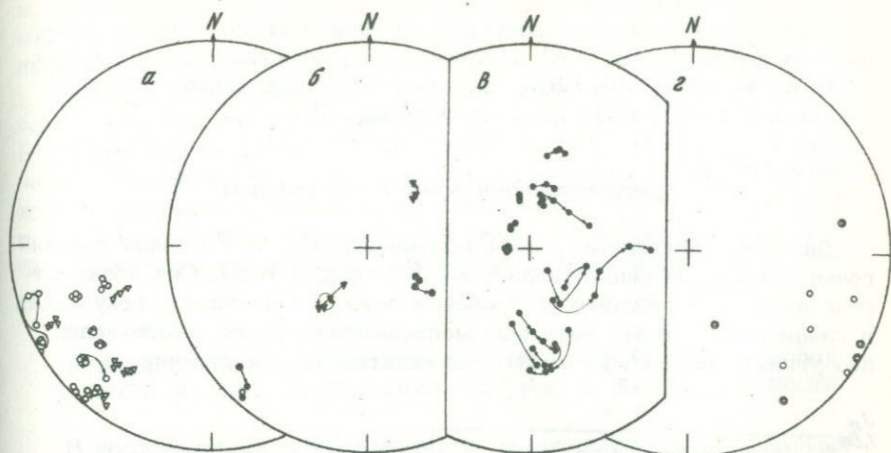


Рис. 12. Изменения направлений \bar{T}_n в процессе чистки образцов первой (а), второй (б) и третьей (в) групп и некоторые направления \bar{T}_n после чистки $T = 590^\circ\text{C}$ и $\bar{H} = 800$ э образцов из штуфов гDCI, гDC, рDCIV, рDDI, wDBV.

Двойными кружками показаны обращенные векторы

DE, DH – величина I_n изменяется при $\bar{H} = 800$ э незначительно, направление I_n стабильно.

Сходные результаты получены при термочистке.

Наибольшей стабильностью величин и направлений при термочистке обладают образцы из обнажений DA и DD, для которых даже при 590°C направление I_n не меняется и остается равным 0,52–0,75 первоначальной величины I_n . Слабые изменения направлений отмечены в образцах из обнажений DB, DAIV и DH, где $I_{nT=590}/I_n = (0,30 \pm 0,70)$. Существенные изменения наблюдаются в образцах из обнажения DC; некоторые из них меняют знак наклонения. Характерные графики изменения величины I_n и стереограммы направлений приведены на рис. 11, 12.

Свентокшские горы (ПНР)

Отбор ориентированных образцов из разрезов ордовика, верхнего силура и верхней перми в районе Свентокшских гор (Келецко–Сандомирский кряж) был проведен во время первой экспедиции, осуществленной по программе совместных исследований в рамках КАПГ. Работы носили рекогносцировочно–методический характер и имели главной целью взаимную проверку методик, применявшихся в лабораториях стран–участниц. Тем не менее результаты обработки собранных коллекций представляют определенный интерес и с точки зрения палеомагнитной задачи.

Совместная коллекция включает образцы осадочных пород ордовика из Бардо-Ставы (РА) и вулканогенно-осадочных пород силура из Пронговец (РF, РG, РН), а также различных осадочных пород ордовика (РВ, РС, РЕ) и верхней перми (РD).

Вулканогенно-осадочные породы силура

Диабазы, отобранные в двух обнажениях (РF и РG) близ г.Пронговец, считаются раннелудловскими (Томчик, 1965). Они образуют пластовое тело эффузивного происхождения, залегающее в граувакках и глинистых сланцах, падающих моноклинально на юг и юго-запад под углами 62-65°. Естественная остаточная намагниченность

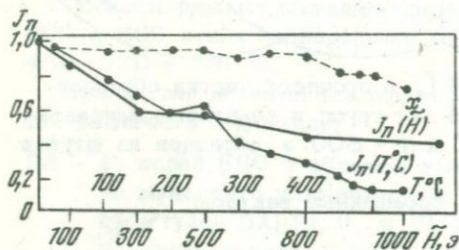


Рис. 13. Пример изменения I_n диабазов ПНР под воздействием переменного поля

диабазов колеблется в пределах $1,2 \cdot 10^{-4} - 1,0 \cdot 10^{-2}$ ед. СГС, магнитная восприимчивость обычно порядка 10^{-2} ед. СГС. Значения фактора $Q = I_n / \kappa H^3$ довольно малы и составляют большей частью 0,2-0,3; разрушающее поле $H'_{CS} \leq 35$ э.

Исследование аншлифов показало, что рудные зерна занимают в среднем 2,7% объема породы: среди них преобладает магнетит (2,2%) со скелетной текстурой (величина ячеек 0,04 мм); ильменит образует пластинчатые выделения толщиной порядка 0,01 мм; кроме того, присутствует немного гематита. Магнетит по мере удаления от контакта со сланцами становится все более ксеноморфным; при этом точка Кюри понижается. По отношению к размагничиванию переменным полем диабазы являются или метастабильными, или нестабильными (рис. 13). Устойчивость повышается в сторону контакта, и сланец оказывается вполне устойчивым к размагничиванию в переменном поле.

Граувакки оказались метастабильными по отношению к переменному полю.

Осадочные породы ордовика и перми

Красные глины карадокского возраста из Бардо-Ставы отобраны во время совместной экспедиции в сентябре 1968 г. (штуфы РА1, РАП, РАПШ) и затем дополнительно в 1969 г. (штуфы РА1Ха, РА1Хб, РА1Хс, РА9d). Породы довольно сильно магнитны ($I_n = 11 \div 56 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Размагничивание в перемен-

ном поле до $H = 800$ э и терморазмагничивание показали высокую магнитную стабильность образцов. Полевые наблюдения подтвердили первичность красной окраски пород.

Кроме этих красных глин небольшие коллекции штуфов были взяты в точках РВ (глауконитовый песчаник верхнего тремадока), РС (кристаллический известняк лланвирна), РД (красный конгломерат цехштейна) и РЕ (кварцит тремадок-аренига). Имея различную устойчивость к переменному полю, намагниченность всех этих пород характеризуется большим разбросом направлений, что может быть связано с неучтенными при отборе деформациями.

ФЕРРОМАГНИТНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ИССЛЕДОВАННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

В исследованных нами коллекциях только порфириды из Баррандова, ЧССР, относились к классу изверженных пород, поэтому исследование намагниченности и ферромагнитной фракции порфиритов имеет первостепенное значение для решения поставленного вопроса.

Баррандов (ЧССР)

Порфириды верхнего кембрия

По изменениям параметров насыщения порфириды можно подразделить на три группы. Для первой группы характерно начальное значение $H'_{CS} > 1000$ э, уменьшение H'_{CS} и I_{rs} в 2–3 раза после нагрева до 100°C ; при дальнейших нагревах параметры меняются незначительно при тенденции I_{rs} уменьшаться, а H'_{CS} возрастать. У второй группы I_{rs} и H'_{CS} остаются без изменения до 600°C , после чего наблюдается возрастание обоих параметров; начальное значение H'_{CS} у этой группы не превышает 350 э. Кривые образцов третьей группы сочетают черты первых двух групп (рис. 14).

Минерал, разрушающийся при 100°C у образцов первой и третьей групп, может быть либо маггемитом, либо гидроокислом (гидрогетитом?). Температурный интервал изменения минерала 100 – 200°C , отменяющийся на всех температурных кривых, характерен для обоих этих минералов, однако есть основания считать, что это все-таки гидроокисел, поскольку: а) разрушение маггемита, как правило, начинается после 200°C ; б) при переходе маггемит-гематит H'_{CS} должно увеличиваться, а I_s уменьшаться; при переходе же гидрогетит – гематит следует ожидать уменьшения H'_{CS} , которое и наблюдается в действительности; в) мессбауэр-спектр не обнаруживает маггемита, но допускает предположение о гидроокислах.

Второй компонентой в образцах первой группы является магнетит, что подтверждается рис. 15. Кривая 1 рис. 15,а отражает первоначальный (до лабораторных нагревов) состав ферромагнитной

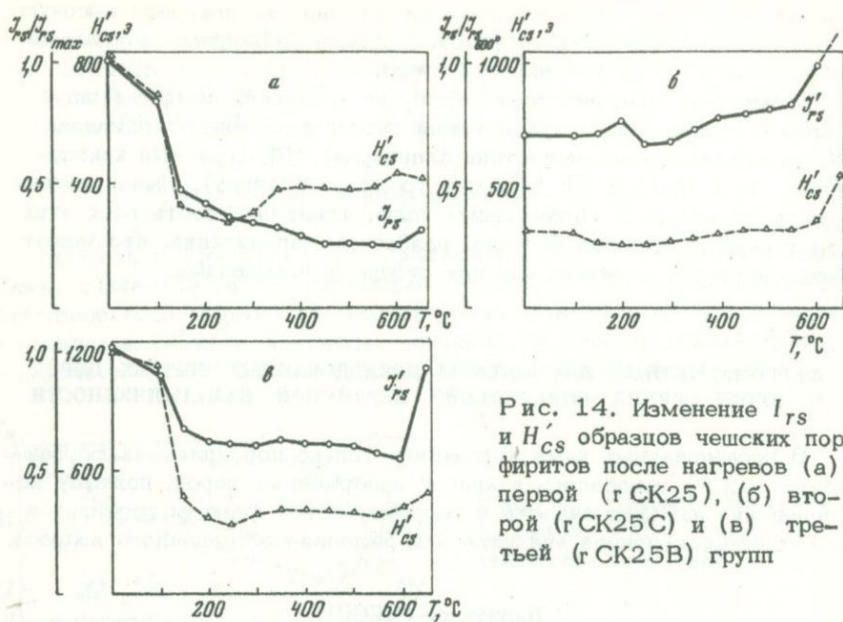


Рис. 14. Изменение I_{RS} и H'_{CS} образцов чешских порфиристов после нагревов (а) первой (г СК25), (б) второй (г СК25С) и (в) третьей (г СК25В) групп

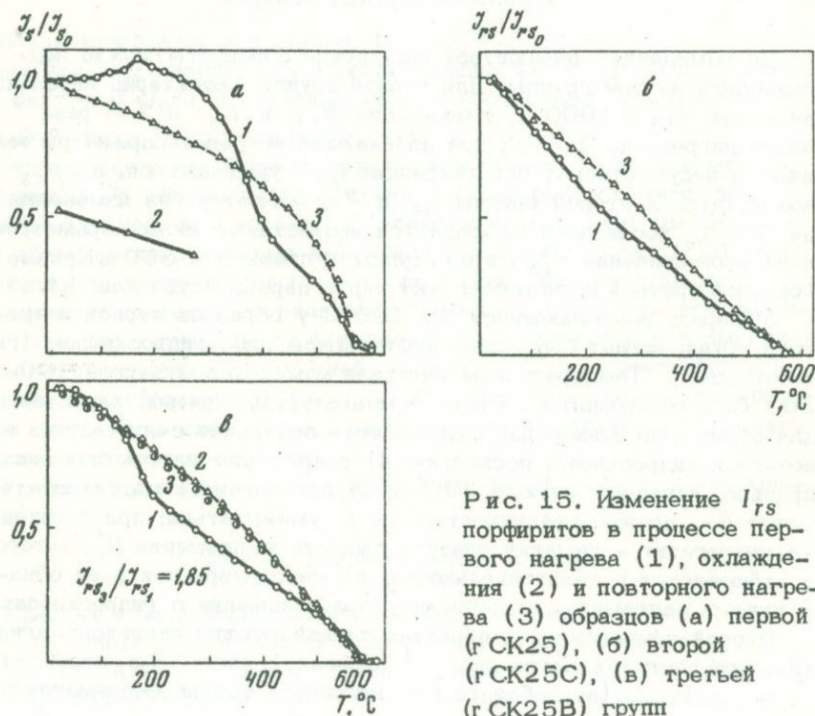


Рис. 15. Изменение I_{RS} порфиристов в процессе первого нагрева (1), охлаждения (2) и повторного нагрева (3) образцов (а) первой (г СК25), (б) второй (г СК25С), (в) третьей (г СК25В) групп

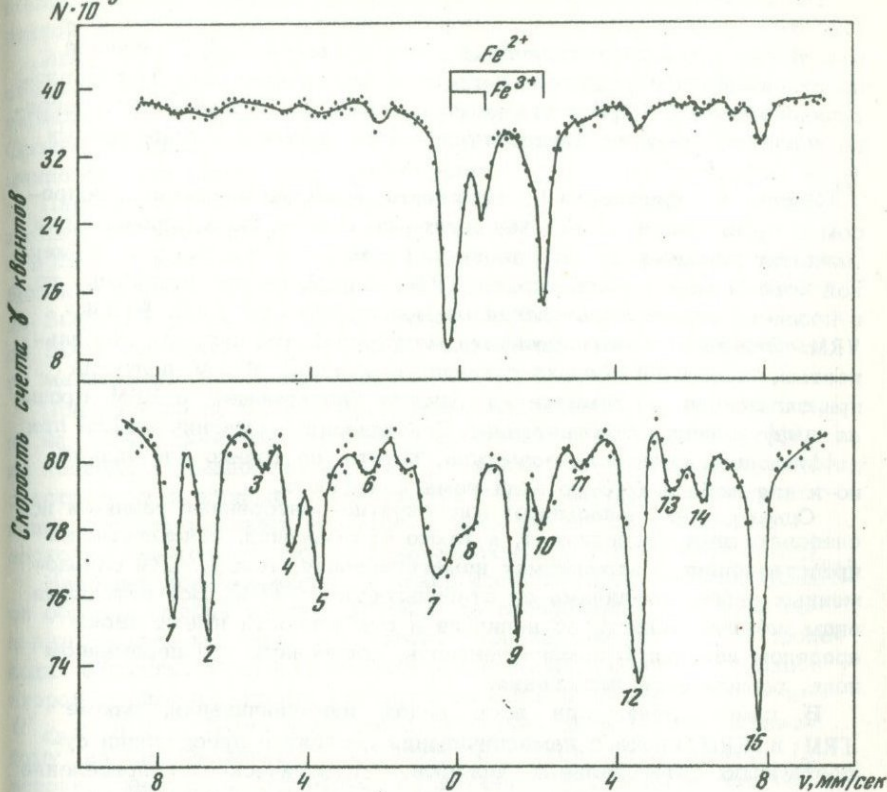


Рис. 16. Мессбауэр-спектр ферромагнитной фракции порфирита

фракции. Уменьшение I_s после нагрева почти вдвое не приводит к сколько-нибудь заметному появлению гематита (рис. 15,а), что говорит о переходе части гидроксида в немагнитные соединения.

Однако, каков бы ни был распадающийся при температурах 100–300°C минерал, он явно вторичен по отношению к породе; для решения поставленной задачи магнетит существенней, так как он в изверженной породе может быть первичным.

В образцах второй группы присутствует только магнетит (кривая 1 рис. 16,б). При нагреве выше 600°C обильно выделяются новые ферромагнитные зерна. Поскольку \bar{I}_{rs} при этом возрастает вдвое, а точка Кюри продолжает четко соответствовать температуре 580°C, вновь выделенный минерал является тоже магнетитом, образуясь, очевидно, за счет распада парамагнитных минералов. Возрастание H'_{CS} от значений 250–380 э, типичных для многодоменных магнетитовых зерен, до 450–550 э показывает, что вновь выделенные зерна имеют мелкие размеры – много меньше первоначальных зерен.

Образцы третьей группы имеют гидроокислы в качестве первой (но вторичной по отношению к породе) компоненты и магнетит — в качестве основной компоненты, которая может быть первичной по отношению к породе; при нагреве в лаборатории выделяется вторичный магнетит. Присутствующий в породе до лабораторного нагрева магнетит уверенно диагностируется по точкам Кюри на кривых $I_{rs}(t)$ и $I_s(t)$.

Вопрос о первичности \bar{I}_n магнетита неразрывно связан с вопросом о первичности самого магнетита по отношению к породе. Если магнетит первичен, то его первичной намагниченностью у изверженной породы может быть только TRM; если магнетит вторичен, то в процессе своего образования он мог приобрести CRM, PTRM, VRM. Эти виды намагниченности могут обладать высокой стабильностью, если CRM связана с мелкими зёрнами, PTRM получена при охлаждении до температур, близких блокирующей, а VRM прошла диффузионную стабилизацию. Стабилизация намагниченности при диффузионных процессах возможна, кстати, не только для вязкой, но и для любого другого вида намагниченности.

Однако, как показывают многократно повторенный разными исследователями эксперимент, а также соображения, основанные на представлениях о механизмах намагничивания, только CRM однодоменных зёрен неотличима по стабильности от TRM. Все остальные виды намагниченности по величине и стабильности имеют своим пределом идеальную намагниченность, полученную при переменном поле, равном полю насыщения.

В самом деле, при всех видах намагничивания, кроме TRM и CRM, процесс намагничивания состоит в преодолении существующих потенциальных барьеров. Статистическое распределение барьеров по их размерам, протяженности и энергетической принадлежности для данного ферромагнетика определяется его структурой и магнитным состоянием. При диффузионных процессах индивидуальные барьеры могут менять свое положение и высоту, но статистическое распределение по образцу остается неизменным; для остальных видов намагничивания можно принять, что и индивидуальные потенциальные барьеры не меняются в процессе намагничивания. Только в случае TRM и CRM, когда образование намагниченности происходит в процессе формирования потенциальных барьеров, распределение потенциальных барьеров может оказаться иным (что проявляется, например, в магнитной текстуре, создаваемой термонамагничиванием), а распределение барьеров, преодолеваемых в процессе намагничивания, принципиально отличается от того, которое имеет образец после образования TRM (или CRM), т.е. того, с которым приходится иметь дело при размагничивании. При росте зёрен от однодоменных к многодоменным CRM теряет указанную выше особенность, приближаясь по своим характеристикам к нормальной (изотермической) намагниченности.

Эти краткие рассуждения приводятся авторами статьи в связи с тем, что в некоторых работах по палеомагнетизму проскальзывают

высказывания о принципиальной неотличимости застabilизированной вязкой намагниченности от TRM.

Итак, если удастся доказать, что намагниченность порфириров стабильнее идеальной и связана с многодоменным магнетитом, термомагнитная природа этой намагниченности будет доказана. Соответственно принципиально важным является вопрос о многодоменности зерен магнетита в порфиритах.

Параметры насыщения нагретого образца первой группы слишком высоки для многодоменного магнетита: $H'_{CS} \sim 3000$ э, $H'_{CS} = 915$ э. Однако, когда при нагреве до 200°C разрушается нестабильный к нагревам ферромагнетик (гидроокислы?), H'_{CS} падает до 300 э, а потом, по мере образования новых зерен, поднимается до 500 э, значение $H'_{CS} = 300$ э характерно для многодоменного магнетита, так же как и отношение $I_{rs}/I_s = 0,25$.

При нагреве до 200°C I_{rs} уменьшается на 60%, I_n — примерно на 50%. Такое соответствие в изменении с нагревом I_{rs} и I_n не позволяет предположить, что I_n связана только с частью присутствующих в образце магнетитовых зерен, например преимущественно с однодоменными зернами, количество которых невелико, поскольку их присутствие не сказывается заметно на величине H'_{CS} .

Наиболее показательными в плане поставленного вопроса являются образцы второй группы, которые до лабораторного нагрева содержат только магнетит и у которых при нагреве до 550°C происходит образование нового мелкозернистого магнетита. У образцов второй группы насыщение достигается в полях менее 2000 э и $H'_{CS} = 300$ э. Такие значения свойственны хотя и мелкозернистому, но многодоменному магнетиту. В коэрцитивном спектре I_n основной максимум приходится на значение $H_c < 100$ э, что типично для крупных зерен магнетита. Второй максимум наблюдается при 300 э, обычно он соответствует мелким, но многодоменным зернам. Если к этому добавить, что у образцов этой группы изменение направления наблюдается в переменных полях ниже 100 э (в основном до 75 э), то кажется правомерным вывод о связи намагниченности с многодоменным магнетитом, соответствующим второму максимуму.

К тем же самым выводам относительно состава ферромагнитной фракции порфириров можно прийти на основании мессбауэровских спектров. Спектр, снятый с образца гСК 25 при комнатной температуре, представлен в основном тремя пиками неравной интенсивности, которые могут быть разложены на сумму двух дублетов от ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} . Параметры этих дублетов позволяют отнести их к парамагнитному минералу из группы хлоритов.

$$\delta E_{\text{Fe}^{2+}} = 0,92 \text{ мм/сек}; \quad \Delta E_{\text{Fe}^{2+}} = 2,46 \text{ мм/сек}^1;$$

$$\delta E_{\text{Fe}^{3+}} = 0,22 \text{ мм/сек}; \quad \Delta E_{\text{Fe}^{3+}} = 0,62 \text{ мм/сек.}$$

¹ δE относительно $\text{Co}^{57}(\text{Pd})$.

Отсепарированная из образца магнитная фракция дает спектр многодоменного магнетита (рис. 16). Как известно, спектр многодоменного магнетита при комнатной температуре представляет собой наложение двух шестикомпонентных спектров неравной интенсивности с различными величинами эффективных магнитных полей $H_{\text{эфф}}$ и наибольшим разрешением трех первых линий в области отрицательных скоростей. Пики 1, 4, 7, 9, 12, 15 на рис. 16 относятся к ионам Fe^{3+} в тетраэдрической подрешетке, пики 2, 5, 8, 9, 12, 15 – к ионам Fe^{3+} и Fe^{2+} в октаэдрической подрешетке. Величины $H_{\text{эфф}}$ для А и В положений, рассчитываемые по расстоянию между крайними парами пиков, равны 486 и 455 кэ соответственно. Соотношение интенсивности и полуширин пиков, соответствующих ионам в А в В позициях, равно 0,84 и 0,83 соответственно. Это характерно для магнетита с составом, близким к стехиометрическому: $\text{Fe}_{2,9} \times 10_4$. Такое отклонение от стехиометрии не может заметно повлиять на точку Кюри.

Спектр однодоменного магнетита, для которого время релаксации электронного спина S_z сравнимо с временем ядерной ларморовой прецессии τ_a , резко отличается от спектра магнетита на рис. 19. Его характерными особенностями являются отсутствие четкого магнитного расщепления и полная размазанность спектра.

Небольшие по амплитуде уширенные линии 3, 6, 7, 11, 13, 14 принадлежат спектру гидрогетита ($H_{\text{эфф}} = 364$ кэ). После прогрева до 600°C линии гидрогетита исчезают. Единственным ферромагнетиком остается магнетит, причем количество его увеличивается.

Если в исходном образце $\frac{S_{\text{парамагн.}}}{S_{\text{магн.}}} \sim 1,8$, то после нагрева

$\frac{S_{\text{парамагн.}}}{S_{\text{магн.}}} = 1,0$. Изменение спектра хлоритов позволяет считать, что новый магнетит образовался за счет распада и окисления парамагнитных хлоритов.

Такое полное совпадение выводов по двум независимым линиям исследования позволяет с уверенностью утверждать, что магнетит, входящий в состав порфиритов, многодоменный.

Сравнение $I_n(\tilde{H})$ и $I_{r_i}(H)$ для образцов второй группы показало, что I_n стабильнее I_{r_i} , полученной при переменном поле 2600 э и постоянном 2 э. Результаты такого сравнения для образцов с разной формой кривых $I_n(\tilde{H})$ показаны на рис. 17. Специальные измерения показали, что идеальные кривые, использованные для сравнения, сняты в правильном режиме и что их стабильность к переменному полю не зависит от величины того постоянного поля, в котором они были получены; последнее утверждение справедливо во всяком случае для интересующего нас диапазона полей (0,5–2 э).

Кривая $I_n(\tilde{H})$ образца гСК 25с является, пожалуй, наиболее типичной; направление \tilde{I}_n при размагничивании практически не меняется. Кривая $I_{r_i}(\tilde{H})$ во всем диапазоне полей близка к кривой $I_n(H)$, но идет несколько ниже кривой I_n . Образец гСК 25А имеет

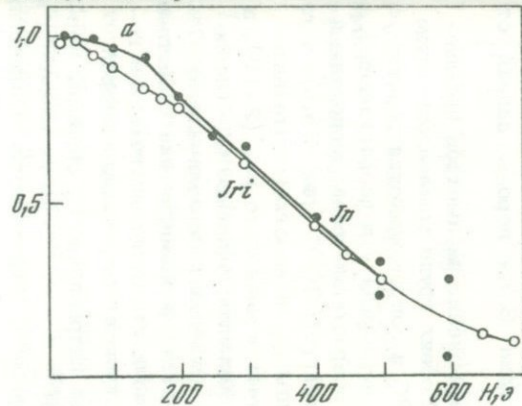
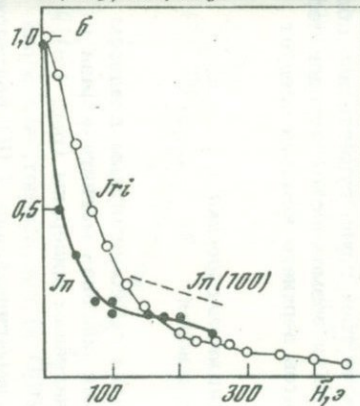
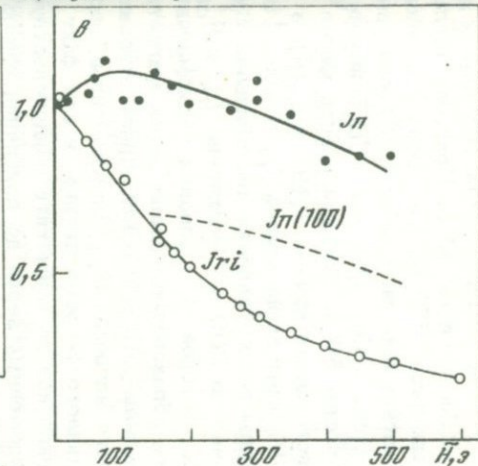
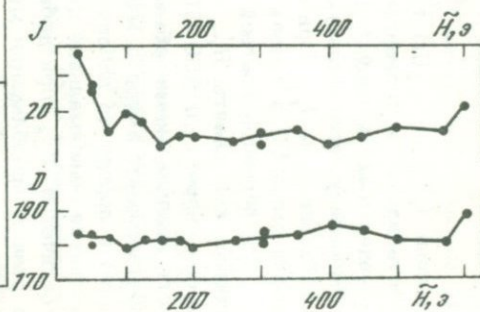
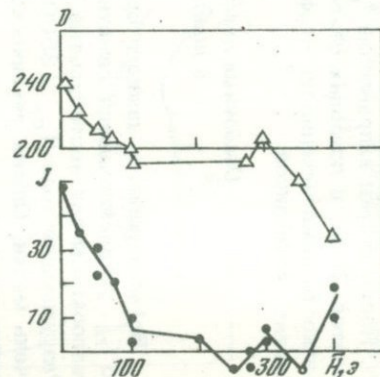
$J_n/J_{n0}; J_{ri}/J_{ri0}$  $J_n/J_{n0}; J_{ri}/J_{ri0}$  $J_n/J_{n0}; J_{ri}/J_{ri0}$ 

Рис. 17. Сравнение кривых размагничивания в переменном поле I_{ri} и I_n для образца порфирита г СК25А, направление I_n которого не меняется в процессе размагничивания (а), и для образцов с мягкими компонентами, совпадающими по знаку с жесткими (б) и имеющими противоположный знак (в). Кривые $I_n(100)$ показывают изменение I_n после исключения вторичной компоненты намагниченности



кривую $I_n(\bar{H})$, типичную для обратно намагниченных образцов, и резко меняет направление \bar{I}_n в полях порядка 50 э. При сопоставлении кривых $I_n(\bar{H})$ и $I_{ri}(\bar{H})$ в полях выше 100 э, т.е. после удаления нестабильной компоненты намагниченности, кривая $I_n(\bar{H})$ все равно идет выше кривой $I_{ri}(\bar{H})$ (рис. 18, в). Образец гCD17 имеет компоненту, нестабильную к полям 50 э. Эта компонента менее стабильна, чем I_{ri} . При сопоставлении кривых $I_n(\bar{H})$ и $I_{ri}(\bar{H})$ в полях выше 50 э кривая $I_n(\bar{H})$ идет выше кривой $I_{ri}(\bar{H})$ (рис. 18, б).

Для образцов третьей группы после удаления нестабильной к нагревам компоненты H'_{CS} падает до 300 э. Увеличение I_{rs} и H'_{CS} после нагрева до 550–600°C, которое на основании термомагнитного анализа можно объяснить образованием новых зерен магнетита, подтверждает вывод о многодоменности магнетита, присутствовавшего в породе до лабораторного нагрева: H'_{CS} однодоменных зерен является максимальной для данного ферромагнетика, и сам факт увеличения H'_{CS} при добавлении нового магнетита свидетельствует о резком преобладании многодоменных зерен до появления новых.

После чистки направления \bar{I}_n всех трех групп существенно сближается. Итак, в пределах современных возможностей методов первичность намагниченности порфириров верхнего кембрия следует считать доказанной.

Осадочные породы нижнего ордовика и нижнего кембрия

Во всех породах нижнего ордовика термомагнитным анализом по I_{rs} устанавливаются гематит как основная магнитная фаза и гидроокислы как нестабильные к нагревам минералы (рис. 18). Разрушающие поля H'_{CS} (3500–5000 э) показывают, что зерна очень мелки. Опыты технического намагничивания $I_r(H)$ подтверждают этот вывод: в полях порядка 8 кэ породы далеки от насыщения.

По характеру температурного изменения параметров насыщения выделены две группы пород. У обеих групп минералогические изменения начинаются после 300°C и сопровождаются резким уменьшением H'_{CS} с 4000–5000 до -600 э и возрастанием I_{rs} , но у образцов первой группы это возрастание имеет монотонный характер и продолжается до температур 600°C (рис. 25, в), в то время как у образцов второй группы I_{rs} в коротком интервале температур (300–400°C) возрастает в несколько раз (2–10), а после 450°C снова уменьшается. Конечное значение I_{rs} (после нагрева до 700°C) незначительно превышает первоначальное. Такое резкое понижение H'_{CS} при распаде ферромагнетика свойственно превращению гидроокислов, в частности переходу гетита в гематит. Образцы первой группы отличаются от образцов второй группы по направлению \bar{I}_n . Среднее направление \bar{I}_n образцов первой группы характеризуется $D = 80^\circ$, $J = 45^\circ$; оно не меняется при чистке переменным полем и при нагреве. Неизменность направления

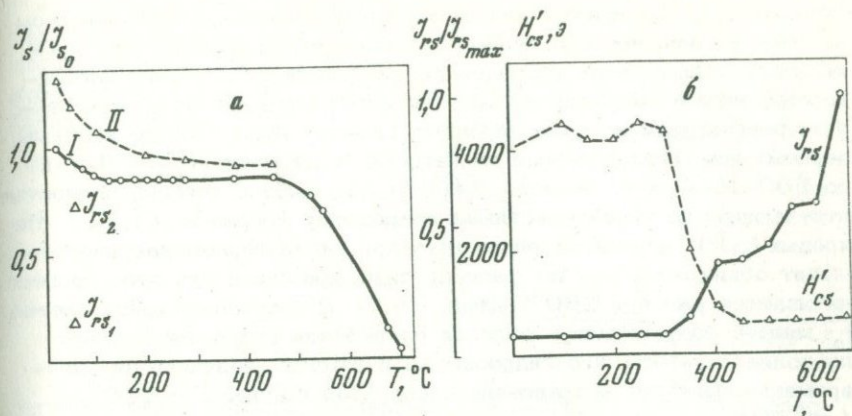


Рис. 18. Магнитные характеристики образца CF 9 пород нижнего ордовика (первая группа образцов)
 а - изменение I_s в процессе первого (I) и второго (II) нагревов;
 б - изменение I_{rs} и H'_{cs} после нагревов

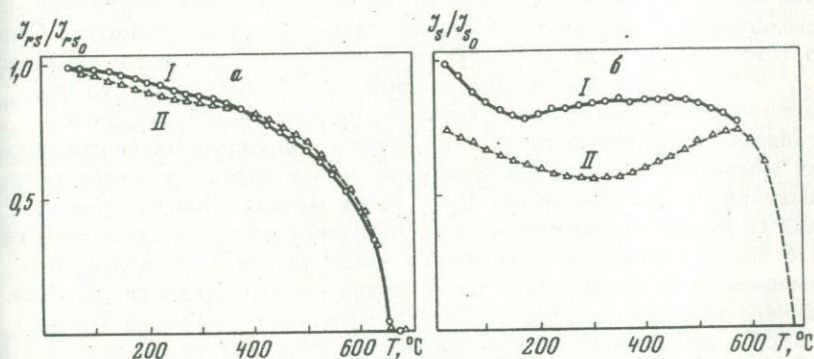


Рис. 19. Изменение I_{rs} (а) и I_s (б) пород нижнего ордовика в процессе первого (I) и второго (II) нагревов (образец ГСС2 второй группы образцов)

T_n при нагреве в области разрушения гидроокислов, которое фиксируется в уменьшении величин I_n , может означать, что гидроокислы и гематит приобрели намагниченность одновременно.

Термомангнитный анализ образцов второй группы на всех стадиях термообработки показывает преобладание в породе однородного по структурным характеристикам гематита: кривые I_{rs} выпуклые, заметное понижение I_{rs} наблюдается при температуре $> 400^\circ\text{C}$, максимум первой производной $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta t}$ приходится на 600°C (рис. 19, а).

Объяснить детали минералогических превращений при лабораторном нагреве на основании имеющихся данных не удается, но это и не являлось целью наших исследований. Существенно то, что лабораторный нагрев стимулирует минералогические превращения, конечным результатом которых является гематит либо с более крупным зерном, чем было в породе до нагрева (понижение H'_{CS} с 4–5 кэ до 500–1000 э у образцов гСГ2, гСГ4), либо с зерном, полностью отвечающим по характеристикам природному (образец гСН24). На кривых $I_s(t^\circ)$ отчетливо видно, что при лабораторном нагреве гематит образуется за счет распада гидроокислов и что этот процесс начинается уже при 200°C (рис. 19,б). При температурной чистке I_n меняет направление в области разрушения гидроокислов; это позволяет считать, что гидроокислы и гематит возникли не одновременно. Среднее направление пород этой группы $D = 120^\circ$, $J = -50^\circ$.

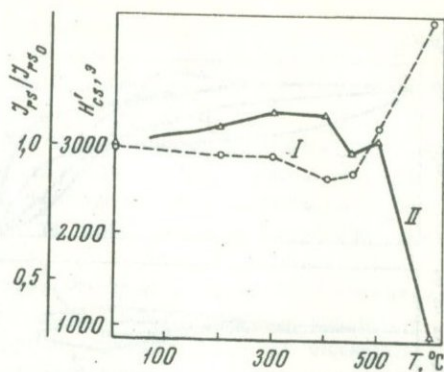
Итак, в породах ордовика разное направление намагниченности связано с составом ферромагнитной фракции. Можно предположить, что намагниченность ордовикских пород по происхождению является химической и для пород первой и второй групп возникла в разное время. Породы нижнего кембрия содержат гематит и небольшое количество гидроокислов. Гематит является основной магнитной компонентой, большинство образцов содержат только гематит. Судя по тому, что I_r в полях 7–10 кэ далека от насыщения и величина $H'_{CS} = 2200$ э, гематит мелкозернистый. Естественно, что намагниченность, связанная с мелкозернистым гематитом, очень стабильна независимо от ее первичности. Характер минералогических изменений у пород кембрия иной, чем у пород ордовика; зерна гематита, судя по величине H'_{CS} , более мелкие. При нагреве до 300°C изменения направления I_n не происходит, что свидетельствует о близком времени образования гидроокислов и гематита. Переменное поле не изменяет направления намагниченности образцов нижнего кембрия. Нагрев до 500°C нескольких образцов нижнего кембрия, отличающихся по направлению, сближает их с остальными.

Сибирь (СССР)

Красноцветы ордовика и верхнего кембрия

По составу ферромагнитной фракции сибирские образцы исключительно однородны. Кривые изменения I_{rs} и H'_{CS} при повторном намагничивании после нагрева для различных образцов практически не отличаются от приведенных на рис. 20. Уменьшение H'_{CS} с 3000 до 900 э может означать только разрушение гидроокислов с образованием гематита. Вообще говоря, в этом интервале H'_{CS} может меняться при увеличении зерна гематита от однодоменного до многодоменного, однако предположить, что уменьшение H'_{CS} при нагреве исследованных образцов связано с укрупнением гема-

Рис. 20. Типичные графики изменения I_{rs} (I) и H'_{CS} (II) после нагревов для образцов красновцов верхнего кембрия Сибири (образец гR25)



титовых зерен, нельзя: во-первых, при нагреве до 400°C происходит возрастание H'_{CS} (на 6%); во-вторых, при уменьшении H'_{CS} если не происходит образования новых зерен, I_{rs} должно уменьшаться. Как можно видеть на рис. 20, одновременно с уменьшением H'_{CS} происходит возрастание I_{rs} почти вдвое.

Более детальное рассмотрение рисунка позволяет предположить, что разрушение гидроокислов начинается при температурах ниже 200°C , причем, судя по повышению H'_{CS} при небольшом падении I_{rs} — с более крупных зерен; с 400°C происходит образование вторичного гематита, а в интервале $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$ — интенсивный распад гидроокислов. Однако кривые $I_{rs}(t^{\circ})$ показывают, что образцы в естественном состоянии уже содержат гематит. Наличие обломочных зерен гематита, обнаруживаемых оптически, позволяет предположить, что хотя бы частично гематит в этих образцах является первичным, а уменьшение кучности \bar{I}_n при увеличении среднего размера обломочных зерен показывает, что \bar{I}_n в большой степени связана именно с обломочными зёрнами гематита.

На рис. 21 приведены кривые $I_n(t^{\circ})$, $J(t^{\circ})$, $D(t^{\circ})$ четырех образцов и для сопоставления пунктиром нанесено ожидаемое уменьшение I_{rs} за счет разрушения гидроокислов. Как видно, \bar{I}_n образцов гR4с и гR11 не связана с гидроокислами: в интервале резкого уменьшения содержания гидроокислов величина I_n не претерпевает изменений, отличающихся от монотонного уменьшения I_{rs} с температурой. У двух других образцов, особенно у образца гR28, I_n резко уменьшается при разрушении гидроокислов и при этом происходит изменение направления \bar{I}_n . Судя по понижению I_n после разрушения гидроокислов, гематит в этих образцах может быть вторичным.

Образец гR4с по направлению \bar{I}_n занимает центральное положение среди основной части образцов среднего ордовика; кучность этой группы образцов возрастает после чистки переменным полем и температурой. \bar{I}_n образца гR4с связана с гематитом (рис. 21, табл. 5): она не разрушается при распаде гидроокислов. В пользу предположения о первичности гематита кроме приведенного выше

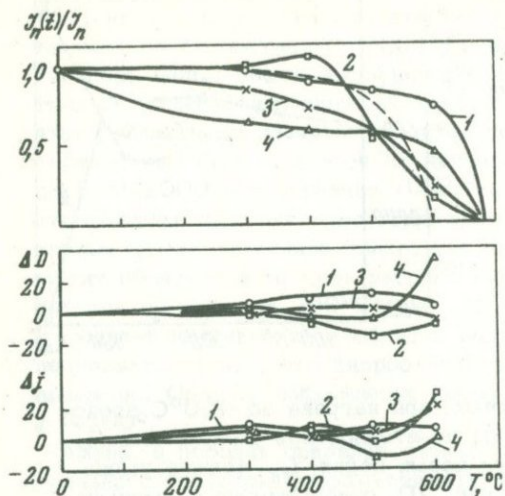


Рис. 21. Сравнение температурных интервалов разрушения I_n в процессе нагрева (сплошные линии) и I_{rs} после нагрева (пунктир) для образцов верхнего кембрия Сибири

- Образцы:
 1 - rR4c;
 2 - rR28;
 3 - rR24;
 4 - rR11

факта уменьшения кучности \bar{I}_n для группы образцов с более крупными обломочными зернами можно привести еще одно соображение: после разрушения гидроокислов H'_{CS} становится равной 900 э - это соответствует средним размерам гематитовых зерен; для однодоменного гематита $H'_{CS} > 2000$ э. Размагничивание в переменном поле до 800 э не изменяет сколько-нибудь заметно величины I_n гематитсодержащих образцов, т.е. намагниченность образцов более стабильна, чем могла бы быть CRM многодоменных зерен.

Эти же соображения могут быть высказаны при обсуждении намагниченности образца rR11, занимающего центральное положение среди группы образцов верхнего кембрия (группа В, см. выше). К этой же группе относится образец rR28, намагниченность которого в основном связана с гидроокислами. Тот факт, что образцы, \bar{I}_n которых связана только с гематитом, и образцы, \bar{I}_n которых связана с гидроокислами, относятся к одной группе по направлению I_n , является еще одним и притом очень веским доводом за первичность \bar{I}_n .

Таким образом, о первичности \bar{I}_n сибирских образцов верхнего кембрия свидетельствуют три независимых факта: 1) увеличение кучности \bar{I}_n при уменьшении размера зерен; 2) превышение стабильности к переменному полю намагниченности, связанной с многодоменным гематитом, по сравнению со стабильностью CRM многодоменных зерен гематита; 3) принадлежность образцов, намагниченность которых связана с гематитом и гидроокислами, к одной и той же группе по направлению \bar{I}_n . Пожалуй, три независимых свидетельства являются достаточным основанием, чтобы считать \bar{I}_n сибирских образцов верхнего кембрия - ордовика первичной, т.е. соответствующей времени образования породы.

На основании параметров, характеризующих ферромагнитную фракцию, образцы из ГДР можно подразделить на три группы. В образцах первой группы I_{rs} и H'_{cs} при повторном намагничивании после нагрева до 700°C либо не меняются, либо показывают возрастание жесткости (H'_{cs} возрастает на 10%, I_{rs} падает в пределах 20%). Поскольку кривые $I_{rs}(t^{\circ})$ выпуклые, четко показывают θ гематита и при этом не изменяют своей формы при повторном нагреве, можно утверждать, что в этой группе образцов гематит является либо единственным, либо явно преобладающим ферромагнетиком (рис. 22). Судя по значениям $H'_{cs} \sim 3000$ э, этот гематит однодоменный. Небольшие изменения I_{rs} и H'_{cs} у части образцов могут быть обусловлены присутствием в них некоторого количества гидроокислов. В полях до 800 э \bar{T}_n не изменяется ни по величине, ни по направлению (табл. IV). Нагрев до 600°C уменьшает I_n не более чем на 35%, не изменяя ее направления (рис. 23). Это относится и к тем образцам, у которых наблюдается некоторое изменение параметров насыщения. Таким образом, \bar{T}_n образцов первой группы связана с однодоменным гематитом.

В образцах второй группы после 350°C происходит резкое падение I_{rs} , которое, принимая во внимание высокое H'_{cs} (> 4000 э), может означать только распад гидроокислов (рис. 24, а). Кривые $I_{rs}(t^{\circ})$ первого нагрева (рис. 24, б) заставляют предположить, что в естественном состоянии гематит мог обусловить не более 20% I_{rs} : до 600°C ход кривой $I_{rs}(t^{\circ})$ (рис. 24, б, кривая I) почти полностью определяется изменением I_{rs} при разрушении гидроокислов (кривая III). Кривая повторного нагрева $I_{rs}(t^{\circ})$ (кривая II) показывает присутствие вновь образовавшегося гематита.

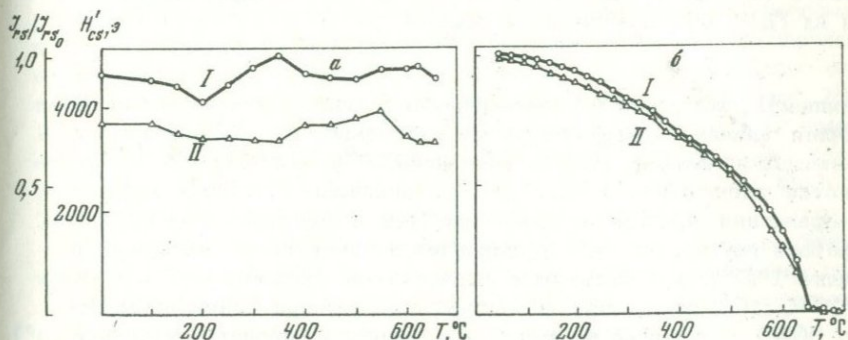


Рис. 22. Температурные зависимости параметров насыщения группы образцов ордовика Тюрингии (образец гDA11)
 а - изменения I_{rs} (I) и H'_{cs} (II) после нагревов, б - изменения I_{rs} в процессе первого (I) и повторного (II) нагревов

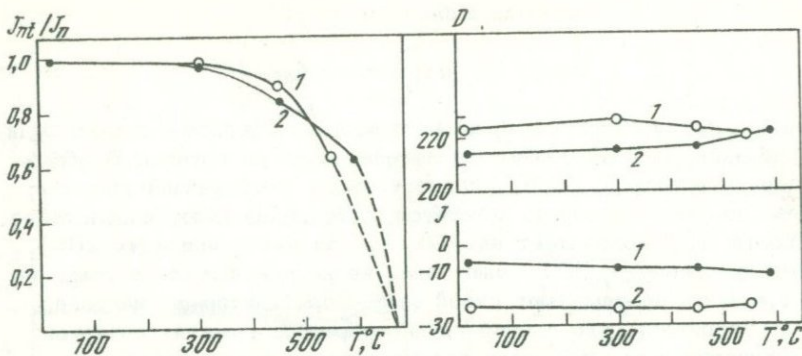


Рис. 23. Изменение I_n в процессе термочистки для образцов первой группы Тюрингии (1 - гДА II, 2 - гДА III)

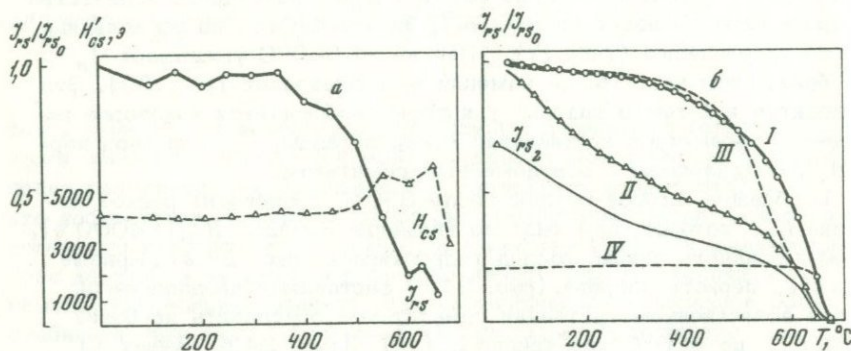


Рис. 24. Температурные зависимости параметров насыщения для второй группы образцов ордовика Тюрингии

а - изменения I_{RS} и H'_{CS} ; б - сравнение изменения I_{RS} при нагреве с температурным интервалом разрушения гидроокислов ордовика из ГДР. Объяснения см. в тексте

Кривая IV, полученная вычитанием из кривой I той ее части, которая связана с разрушившимися гидроокислами, характеризует первичный гематит. При нагреве до 575°C направление I_n изменяется значительно ($\sim 14^\circ$ по J), сдвигаясь в сторону древних направлений, причем кучность векторов возрастает. Для образцов третьей группы распад гидроокислов начинается с температур порядка 100°C и происходит с нарастающей скоростью до t° выше 600°C . При этом, судя по уменьшению I_{RS} при возрастании H'_{CS} до 6000 э, а также по тому, что кривая повторного нагрева $I_{RS}(t^\circ)$ идет вдвое ниже первой кривой, гидроокислы при распаде уходят (может быть, частично) в парамагнитные соединения.

Заслуживает внимания, что три описанные группы образцов различаются и по направлению I_n , которое в образцах первой группы

близко к ожидаемому для пород перми или триаса, а в образцах третьей группы - к современному; вторая же группа занимает промежуточное положение на круге перемангничивания. Тот факт, что образцы ордовика имеют пермо-триасовую намагниченность, не удивителен, поскольку, как показано выше, \bar{I}_n образцов первой группы связана с однодоменным гематитом, который, как правило, несет CRM. Этому предположению соответствует и большая для пород такого состава величина $I_n = 6 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС. Очевидно, образцы ордовика из ГДР имеют в основном метакхронную намагниченность.

Свентокшские горы (ПНР)

Диабазы силура и осадочные породы

По составу ферромагнитной фракции польские образцы разделяются на две группы. Для первой группы, к которой относятся образцы PF XIII, PG XXV, P III, IV и другие, основным ферромагнетиком является магнетит. Типичные кривые для этой группы образцов представлены на рис. 25, 26 (кривая I). Магнетит диагностируется по точке Кюри (рис. 25, 26), изменению параметров насыщения при повторном намагничивании после нагрева (рис. 25, 26), полю, в котором достигается насыщение (рис. 26;а, кривая I), и величине $H'_{CS} = 400$ э. Последняя величина свидетельствует о том, что магнетит мелкозернистый. Судя по изменениям I_n при нагреве и воздействию переменного поля (рис. 26,б,в), в I_n присутствует мягкая вторичная компонента. Если сравнить кривую I рис. 25,а и кривые рис. 26,б, можно предположить, что вторичная намагниченность связана с маггемитом: на кривой I рис. 25,а в районе 250°C имеется перегиб, который отсутствует на кривой повторного нагрева и, следовательно, может означать разрушение ферромагнитного минерала. Поскольку начальная H'_{CS} и поле насыщения характерны для магнетита и маггемита, то разрушающимся ферромагнетиком может быть маггемит; его переход в гематит обуславливает повышение H'_{CS} и понижение κ (рис. 25,г), а также сдвиг вправо кривой повторного нагрева при подходе к точке Кюри (рис. 25,б). Изменение I_n при нагреве происходит более резко, чем в переменном поле, хотя конечный результат совпадает; это позволяет говорить о связи мягкой компоненты I_n с разрушающимся при $100-200^\circ\text{C}$ ферромагнетиком - маггемитом.

Вторую группу образцов польской коллекции составляют образцы из штуфов PA, PC, PD. Ферромагнитная фракция представлена гематитом (рис. 27,а, кривая II) и неустойчивым к нагревам минералом, при разрушении которого H'_{CS} понижается, а κ растет, - по всей видимости, одним из гидроокислов (рис. 27,б). H'_{CS} этих образцов составляет 2-4 кэ до нагрева и уменьшается до 1000 э после нагрева до 700°C ; насыщение не достигается даже при 9 кэ (рис. 26, кривая II). У таких образцов при чистке переменным полем, естественно, разрушается намагниченность, связанная с ге-

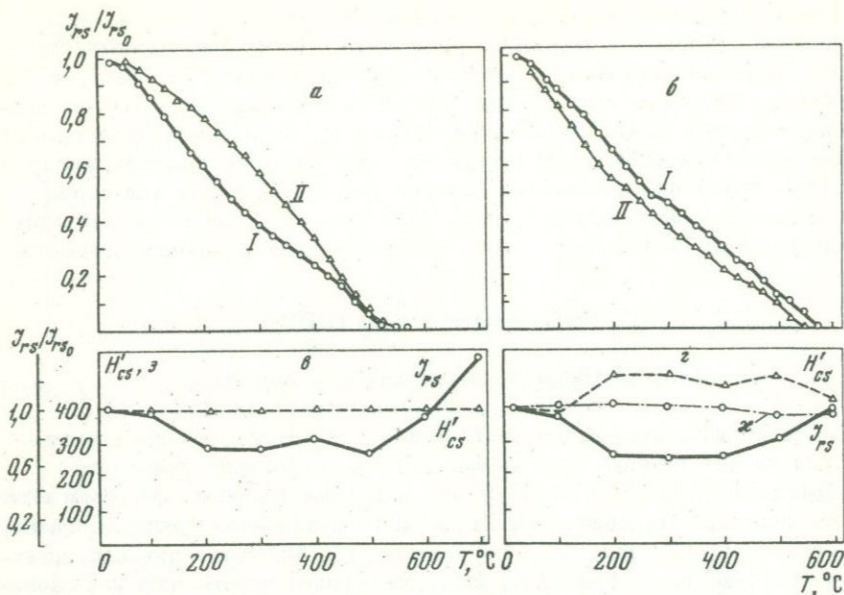
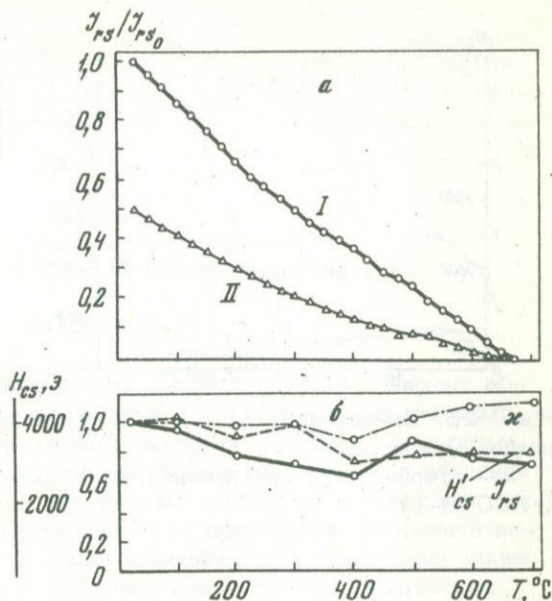


Рис. 25. Температурные зависимости параметров насыщения первой группы образцов ПНР (диабазы и туфы)
 а, б - изменение I_{rs} в процессе первого (I) и второго (II) нагревов; в, г - изменение I_{rs} , H'_{cs} и κ после нагрева



Рис. 26. Кривые технического намагничивания образцов первой (I) и второй (II) группы (а), изменение I_n первой группы образцов ПНР при нагреве и размагничивании переменным полем (б), изменение I_n второй группы образцов ПНР при нагреве (в)

Рис. 27. Изменение I_{rs} образцов второй группы польской коллекции при первом (I) и повторном (II) нагревах (а - PDX; б - PDVII)



магитом. У образцов PA и PC гидроокислы менее стойки к нагревам, и здесь чистки переменным полем и нагревами должны приводить к разным результатам; образцы PD обладают исключительно стойкими к нагревам гидроокислами - их распад становится заметным в области 500-700°С и, таким образом, чистка практически ничего не дает, хотя создается иллюзия хороших результатов из-за их совпадения (вернее, отсутствия эффекта) при нагревах и размагничивании переменным полем.

Прибалтика (СССР)

Осадочные породы нижнего ордовика

Образцы из Прибалтики очень неоднородны по составу ферромагнитной фракции, если судить о ней по изменению параметров насыщения при нагреве, но они обладают одной отличительной особенностью: при нагреве всего на 100° наблюдается возрастание H'_{cs} , которое при температурах 100-400°С достигает максимальной величины, превышающей на 30-50% начальное значение H'_{cs} , после чего происходит резкое уменьшение H'_{cs} до значений 600-800 э. Начальное значение H'_{cs} колеблется у разных образцов в пределах 3000-4000 э. При этом вплоть до температур порядка 400°С происходит разрушение I_{rs} , после чего у образцов второй и третьей групп (см. выше) наблюдается резкое возрастание I_{rs} (рис. 28). Уменьшение I_{rs} при возрастающем H'_{cs} может означать

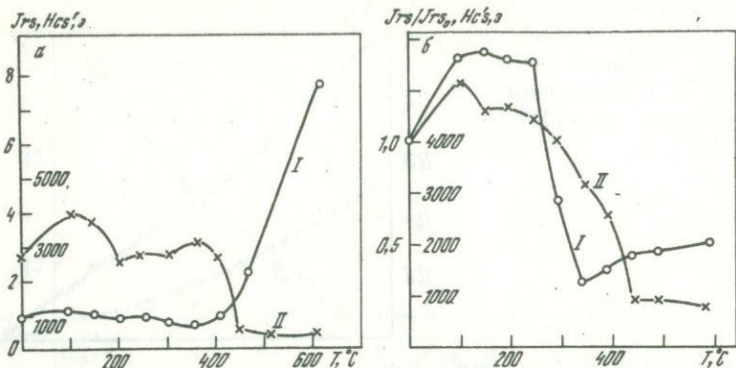


Рис. 28. Изменение I_{rs} (I) и H'_{cs} (II) после нагревов для образцов Прибалтики

а - вторая и третья группы (rR6070-3); б - первая группа (rR6076-1)

разрушение части зерен, обладающих меньшими H'_{cs} (возможно, более крупных по размеру). Не столь важно, какие именно это зерна (скорее всего это гидроокислы), главное, что при этом ничто не указывает на возникновение вторичного гематита.

У образцов второй и третьей групп образование низкокоэрцитивного ферромагнетика происходит столь интенсивно (I_{rs} увеличивается на порядок), что его нельзя связать с разрушением гидроокислов. Более вероятно, что этот ферромагнетик (по всей видимости, гематит) возникает за счет железа, выделившегося при распаде парамагнитных минералов.

В образцах первой группы, очевидно, образуются новые гидроокислы, которые при дальнейшем нагреве разрушаются (синхронное изменение I_{rs} и H'_{cs} обр. 6076 на рис. 28). При разрушении гидроокислов, которое проявляется у образцов второй и третьей групп в уменьшении I_{rs} до 300°C, направление \bar{I}_n меняется, перемещаясь по кругу перемагничивания от современного к ордовикскому. Такое же изменение направления \bar{I}_n наблюдается при разрушении гидроокислов образцов первой группы.

Прибалтийские образцы не погружались на значительную глубину, т.е. никогда не подвергались действиям повышенных температур. Можно предположить, что минералогические изменения, не связанные с выветриванием, в них минимальны. Действительно, эти породы заметно отличаются от одновозрастных пород Сибири, Чехословакии и ГДР по характеру изменений минералогической фракции при лабораторном нагреве. Отсутствие в этих образцах гематита заставляет усомниться в том, что гематит в образцах того же возраста из других районов синхронен образованию породы, однако соображения, приведенные при обсуждении сибирской коллекции, позволя-

ют прийти к иному выводу. Кроме того, согласованность направлений \bar{I}_n осадочных пород из Чехословакии с направлением \bar{I}_n чешских порфитов верхнего кембрия, обладающих первичной TRM, показывает, что образование гематита могло иметь место на ранней стадии существования породы.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ ОРДОВИКА

Сибирь (СССР)

Палеомагнитные направления для каждого из исследованных обнажений на р. Лене приведены в табл. 11. Отдельными группами выделены данные предварительного изучения и данные совместных работ. Углы между средними направлениями для прямой и обратной намагниченности по разным обнажениям заключены в пределах $140-176^\circ$, что, вероятно, указывает на присутствие вторичной намагниченности в составе жесткого компонента \bar{I}_n . Возможно также, что древнее геомагнитное поле имело составляющую, полярность которой не менялась при геомагнитных инверсиях. Исключение этого компонента \bar{I}_n , какова бы ни была его природа, необходимо для исследования дрейфа континентов. Поэтому векторы, соответствующие обратной намагниченности, были обращены и найдено среднее направление палеомагнитной оси для каждой группы и каждого обнажения. Координаты соответствующих палеомагнитных полюсов приведены в табл. 8, где даны также средние координаты палеомагнитных полюсов для тех же эпох по данным для юга Сибирской платформы, приведенным в сводках (Палеомагнитные направления..., 1971, 1973).

По данным табл. 12, от позднего кембрия до среднего ордовика произошло смещение полюса на 15° к северу, приблизительно вдоль меридиана 130° в.д. Этот путь хорошо согласуется с кривой миграции полюса для Северной Евразии (Creer, 1968, 1970).

Из этой закономерности выпадают палеомагнитные полюсы для верхнего кембрия обнажений у деревень Хамра и Половинка; эти полюсы лежат на $20-25^\circ$ западнее прочих. Природа такой палеомагнитной аномалии пока неясна. Можно предположить наличие древней магнитной аномалии в данном районе или же нарушение аксиальности поля в моменты, близкие к инверсиям. Материалы, приведенные в последнем разделе работы, а также специальные исследования раннепалеозойских инверсий (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) указывают на большую вероятность второго предположения.

В целом же палеомагнитные полюсы, основанные на данных по югу Сибирской платформы, вполне можно считать эталонными при сравнении с европейскими палеомагнитными данными по кембрию и ордовику.

Таблица 11

Палеомагнитные направления позднего кембрия—среднего ордовика (Сибирь)

Место отбора	Направления I_n^a		Статистика				
	D	J	S	N	n	K	a_{95}
Средний ордовик							
Чертовская	164	20	21	21	42		
($\phi = 58, \lambda = 108$)	321	13	4	4	8		
A	165	15			50	9	7
	181	29	3	3	3		
	326	-3	4	22	95		
B	149	6		25		18	7
Половинка	176	29	164	164	277		
	328	18	54	54	101		
($\phi = 60, \lambda = 114$)C	171	16			378	7	3
	171	21	2	8	27		
	334	5	4	13	44		
D	160	5		21		11	9
Ранний ордовик							
Чечуй	157	-21	3	3	6		
($\phi = 58, \lambda = 109$)	330	18	6	6	12		
A	153	-20			18	19	8
	157	-31	6	6	13		
	333	21	7	7	18		
B	155	-25		13		31	7
Поздний кембрий							
Хамра и Половинка	194	8	21	21	35		
($\phi = 60, \lambda = 114$)	2	26	19	19	31		
A	189	-8		40		10	
	181	0	9	12	40		
	357	19	7	17	79		
B	179	-11		29		10	8
Чечуй	174	12	7	7	11		
($\phi = 58, \lambda = 109$)C	339	31	29	29	59		
	161	-17			70	12	5
	172	-10	6	6	12		
	346	21	11	11	27		
D	169	-17		17		35	

Примечание. А и С — данные предварительного изучения, В и D — результаты совместной работы.

Таблица 12

Палеомагнитные полосы позднего кембрия-среднего ордовика (Сибирь)

Группа данных	Палеомагнитный полюс				
	Φ	Λ	θ_1	θ_2	A_{95}
Средний ордовик					
11-05, 11-06, 11-07, 11-08, 11-15*	-24	133			3,0
A	-23	129	7	4	
B	-24	141	14	7	
C	-22	124	3	2	
D	-25	137	12	6	
Ранний ордовик					
11-06, 11-17, 11-18*	-41	125			3,1
A	-38	142	8	4	
B	-41	142	9	4	
Поздний кембрий					
12-05, 12-06, 12-07, 12-08, 12-17, 12-19, 12-22, 12-23, 12-26, 12-27*	-36	125			1,5
A	-34	108	7	4	
B	-35	116	10	5	
C	-39	135	6	3	
D	-40	123	8	4	

Примечание. См. примечание к табл. 11.

*Индексы палеомагнитных определений из работ "Палеомагнитные направления..." (1971, 1973).

ГДР и ЧССР

Представленный материал показывает, что штуфы из обнажений DA, DB, DD ($N = 42$) имеют стабильную намагниченность с большей кучностью направлений в современной системе координат ($K = 27$) по сравнению с древней ($K=7$). Напротив, штуфы из обнажений DC, DE и DH и штуф DAIV ($N = 29$) показывают лучшую кучность направлений в древней системе ($K=15$), чем в современной ($K=4$).

Среднее направление первой группы штуфов [SDAI, II, III, V, VI, DBI, II(R), DD; $N = 42$] в современной системе близко к ожидаемому направлению триасового поля обратной полярности в ГДР, а среднее направление второй группы штуфов (SgDAIV, DCI, II, wDEI-VI, pDE, DH; $N = 29$) в древней системе близко к ожидаемому палеомагнитному направлению европейского ордовика.

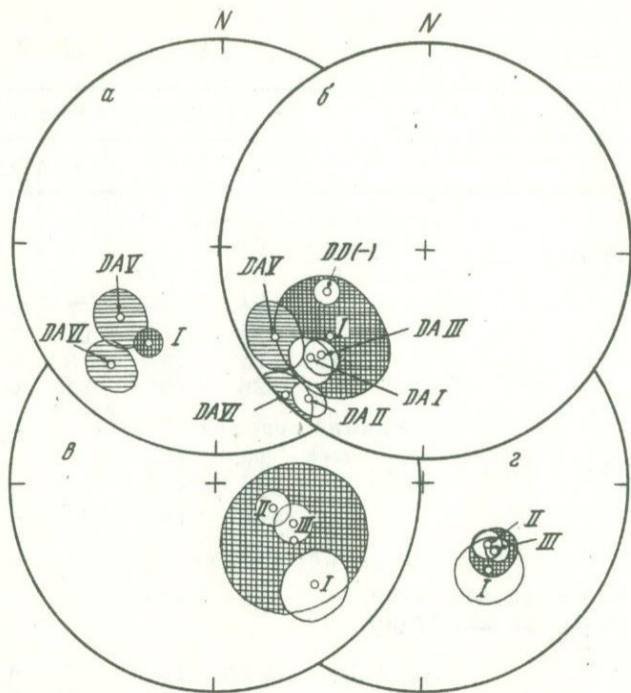


Рис. 29. Взаимоотношения средних направлений древней стабильной намагниченности (T_n^a) ордовикских пород ЧССР и ГДР

а, б - средние направления для штуфов DAV, II, III, V, VI, DD(-) первой группы Тюрингии и соответствующие круги доверия: I - среднее направление по штуфам DDI, II, III, DD(-); в, г - средние направления по трем группам штуфов из Баррандова: I - SCF; II - SCG; III - SCH. Системы координат: а, в - современная, б, г - древняя

Аналогичное сопоставление, проведенное для штуфов из Баррандова, показывает, что группа штуфов из обнажений CF, CG и CH ($N=26$) имеет лучшую кучность направлений намагниченности в древней системе ($K=36$), чем в современной ($K=16$).

Взаимоотношения всех этих направлений показаны на рис. 29; группировка векторов соответствует табл. VII.

Ниже эти распределения обсуждаются подробнее.

Тюрингия и Фогтланд (ГДР)

Исследованные породы можно разделить на три группы с характерными распределениями направлений \bar{l}_n , величинами I_n и их стабильностью к воздействиям температурой и полем (см. рис. 11, 12, 23).

Первая группа (SI) — векторы юго-западного направления с отрицательными наклонениями. Породы представлены красноцветами с $I_n \approx 10^{-4}$ СГС, кучными в пределах каждого штуфа и очень стабильными (DAI, II, III, V, VI, DD Iв; DD I/3, IV, V, VII). Тест Грехема указывает на послескладчатый возраст \bar{I}_n . Намагниченность связана с гематитом и, судя по ее направлению по отношению к горизонту, возникла в триасе (рис. 29, а).

Вторая группа — векторы, которые имеют различные направления по отношению к пласту, но по отношению к горизонту образуют полосу, средняя линия которой проходит через направление современного геомагнитного поля и среднее направление \bar{I}_n для первой группы. Это места DAIV; D BI, II; DCI, II; DDI, II, III, VI; DE; DH. Величины I_n различные, стабильность к полю и температуре обычно высокая, хотя и ниже, чем в первой группе. Выделяется подгруппа с направлениями \bar{I}_n , почти противоположными \bar{I}_n первой группы (DBI, II).

Вывод: \bar{I}_n является суммой двух составляющих, приблизительно одинаково высокой лабораторной стабильности; \bar{I}_n связана с гематитом и гидроокислами (?). Обе составляющие — постскладчатые: современная и мезозойская N- или R-полярности.

Из второй группы может быть выделена третья группа (SIII) — это векторы, имеющие в древней системе координат юго-восточные направления (DCI, II, DBI, II). Некоторые из них после температурной чистки приобретают отрицательные наклонения (см. рис. 12). Хотя разброс векторов с $J < 0$ велик, тест Грехема указывает на доскладчатый возраст намагниченности. Для всей этой группы среднее направление близко к направлению \bar{I}_n пород ордовика ЧССР, но с положительным наклонением.

Таким образом, древняя намагниченность пород ГДР — постскладчатая, лишь иногда термочистка выделяет составляющую, близкую к характерной для ордовика ЧССР.

Хотя с физической точки зрения преобладающая часть образцов дает хорошие результаты, между положением среднего полюса Баррандова (ЧССР) и Тюрингии и Фогтланда (ГДР) имеется большая разница (см. табл. 13). Это может быть связано, как указывалось, с тем, что образцы DA и DD обладают только вторичной намагниченностью, возникшей в перми или в триасе.

Направления \bar{I}_n образцов DE и DH при первых исследованиях в 1968 г. и при изучении коллекции 1970 г. оказались вне ожидаемого круга доверия для европейского ордовика, хотя и близкими к нему. Причиной этого может быть либо вторичная намагниченность, либо изменение положения пород в месте отбора при постройке автострады, либо, наконец, то, что при отборе были перепутаны напластование и сланцеватость. Повторная обработка образцов, при которой была принята во внимание плоскость трещиноватости и внесены соответствующие поправки, дала возраст намагниченности от позднепалеозойского до раннемезозойского.

Нижний ордовик и нижний кембрий. Здесь выделяются три группы направлений I_n^a . Первая соответствует породам, частично или полностью перемагниченным в современном поле. Современная намагниченность состоит из вязкой и очень жесткой (химической) составляющих. Жесткая составляющая присутствует только в некоторых образцах (см. рис. 8).

Вторая группа направлений по тесту Грехема соответствует древней доскладчатой намагниченности (рис. 29, в, г). Возможно участие и современной намагниченности (см. рис. 7), так как в процессе чистки некоторые векторы сдвигаются по большому кругу от современных направлений в сторону наиболее тесной группировки $D = 135$, $J = -47$ (SCFCGCH). Это направление характерно как для красных, так и для зеленых осадочных пород. Независимость от окраски подтверждает, что возраст выделенного компонента близок возрасту пород.

Третья группа образуется векторами \overline{I}_n , направленными на запад. Угол между средними векторами второй и третьей групп менее 180° (см. рис. 8, 9). Это может быть связано с древним подмагничиванием в обратном поле.

Вывод: средние направления \overline{I}_n (после чистки) являются вероятной оценкой геомагнитного поля в раннем ордовике и, возможно, в раннем кембрии. Так как по сибирским данным смещение полюса за поздний кембрий и ранний ордовик невелико, важным является сравнение с данными по верхнему кембрию ЧССР.

Верхний кембрий. В обнажении СК направления \overline{I}_n даже после чистки имеют значительный разброс вокруг среднего направления $D = 184$, $J = -42$. Во всех образцах заметна вязкая намагниченность, направления \overline{I}_n меняются в процессе чистки. В обнажении CD выделяются две группы векторов: первая близка к группе обнажения СК ($D = 161$, $J = -62$), а вторая расположена по кругу современного перемагничивания (см. рис. 6).

Лабораторные исследования установили, что носители \overline{I}_n — многодоменные зерна магнетита. Стабильность I_n выше стабильности I_n' , для многодоменных зерен это означает термостатичную природу I_n .

Можно заключить, что в древней составляющей \overline{I}_n верхнекембрийских порфиритов преобладает, по крайней мере в части образцов, первичная намагниченность и, по результатам лабораторных исследований, есть все основания считать ее среднее направление характеристикой позднекембрийского геомагнитного поля.

Баррандов (ЧССР), Тюрингия и Фогтланд (ГДР)

Ориентировка стабильных (в физическом смысле) компонентов \bar{I}_n пород из Баррандова, Тюрингии и Фогтланда, как следует из изложенного, указывает на то, что эти компоненты в свою очередь образованы несколькими составляющими, возникшими в разное время. Поскольку тектонический наклон пластов в разных точках отбора различен, для определения возраста и направления этих составляющих можно применить метод пересечения кругов перемагничивания.

Направления \bar{I}_n (после чистки) всех пород из ГДР в пределах погрешностей лежат на одном и том же круге (в современной системе), что не дает возможности выделить доскладчатый компонент \bar{I}_n методом пересечения (рис. 30, а). Для третьей группы тест Грехема указывает на преобладание доскладчатого компонента \bar{I}_n , направление которого близко к ожидаемому для ордовика по данным из северных частей Европы. Однако положение этих направлений на общем круге перемагничивания не позволяет дать однозначную интерпретацию данных.

Для пород Баррандова различное залегание пластов дает возможность найти направления доскладчатого и послескладчатого компонентов и проверить гипотезу двухкомпонентности. В современной системе большие круги, построенные каждый по двум группам пород с разными направлениями \bar{I}_n , но одинаковыми залеганиями, пересекаются в области направления современного поля (рис. 30, б). Это определяет присутствие компонента современного направления в физически стабильной составляющей \bar{I}_n , выделенной магнитными чистками разного вида, и обосновывает применение метода пересечения кругов перемагничивания для нахождения направления доскладчатой составляющей. Как показывает рис. 30, в, это направление ($D = 154, J = -52$) несколько отличается от среднего направления \bar{I}_n для наиболее стабильной группы векторов (табл. VII), для которой $D = 135, J = -47$. Небольшая величина вклада послескладчатой намагниченности в физически стабильную составляющую позволяет считать ее направление удовлетворительным приближением к направлению древнего поля.

Палеомагнитный полюс для порфиритов лежит гораздо юго-западнее ордовикского, в треугольнике между полюсами: южным — для позднего палеозоя, северным — для верхнего кембрия Сибири и современным. Это может означать частичное перемагничивание кембрийских и ордовикских пород ЧССР. Данные о TRM-природе намагниченности порфиритов не согласуются с этим предположением. Однако гетерогенность \bar{I}_n порфиритов (см. рис. 6) заставляет принять среднее направление для одной из групп пород за направление позднекембрийского поля с известной осторожностью.

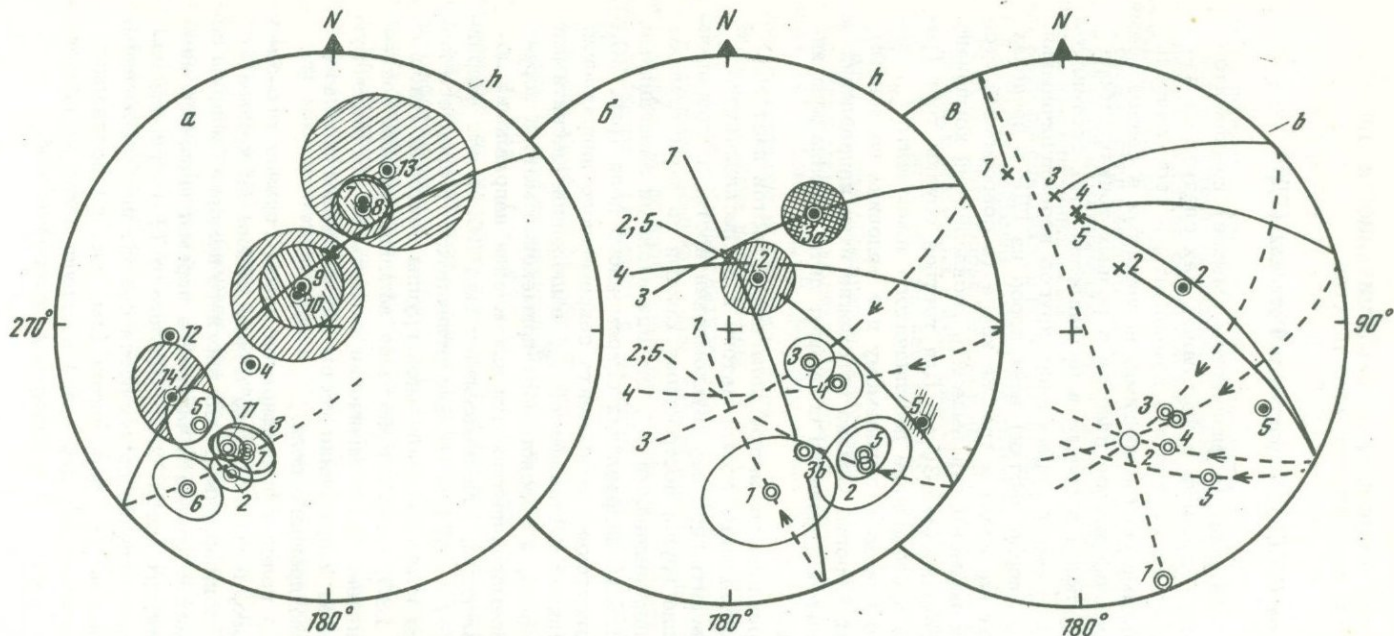


Рис. 30. Круги перемагничивания и определения направления постскладчатого и доскладчатого компонентов намагничности

а - средние направления \bar{T}_n для мест отбора из ГДР, круги доверия и средний круг перемагничивания (современная система координат): 1 - SDAI, 2 - SDAII, 3 - SDAIII, 4 - SDAIV, 5 - SDAV,

6 - SDAVI, 7 - SDBI, 8 - SDBII, 9 - SDCI, 10 - SDCII, 11 - SDD(-), 12 - SDD(+), 13 - SDE, 14 - SDH

б - средние направления \bar{T}_n и круги перемагничивания для мест отбора из ЧССР (современная система координат): 1 - SCE, 2 - SCF, 3 - SCG, 4 - SCH, 5 - SCJ, в - то же, в древней системе координат

Таблица 13

Палеомагнитные данные по нижнему палеозою (Тюрингия и Баррандов)

Возраст	Место отбора**	Направления		Статистика			Палеомагнитный полюс			
		D	J	N	K	α_{95}	Φ	Λ	Θ_1	Θ_2
Тюрингия										
O ₁	SI ₂	229	-34	42	7	9				
		215	-39*	42	27	4	50	136	5	3
O ₁	SI ₁	230	-25	22	19	7				
		217	-38*	22	58	4	48	133	5	3
Баррандов										
Є ₁₋₂	SI	287	35	9	11	17	25	282	20	11
	SII	331	52	3	35	21	62	255	28	19
Є ₃	SIII	171	-49	8	5	28	-69	6	37	24
O ₁	SIV	135	-47	26	36	5	-50	88	6	4
O ₁	SV	148	-22	24	11	9	-44	60	10	5

*Данные в современной системе координат.

**Индексы соответствуют группам векторов табл. VII Приложения.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы по материалам исследования пород Баррандова и Тюрингии сведены в табл. 13.

Свентокшиские горы (ПНР)

Наибольший интерес представляют результаты исследований красных глин ордовика и диабазов силура. В табл. 14 представлены отдельные результаты, полученные в различных лабораториях, а в табл. 15 - данные исследований наиболее полных национальных коллекций по диабазам и сланцам силура и по красным глинам верхнего ордовика.

Палеомагнитные полюсы, вычисленные по данным табл. 15, оказываются следующими: для диабазов и сланцев силура $\Phi = 2$, $\Lambda = 121$. при $\Theta_1 = 20$, $\Theta_2 = 10$; для красных глин ордовика $\Phi = 32$, $\Lambda = 152$ при $\Theta_1 = 7$, $\Theta_2 = 4$.

Таким образом, направления \bar{I}_n глин ордовика соответствуют предположению об их перемагничивании в позднем палеозое. В образцах диабазов и сланцев силура намечаются две группы направлений. Первая, более многочисленная, соответствует позднепалеозойским направлениям (табл. 14), вторая близка к полю D II Крива (табл. 15). Очевидно, что дальнейшее палеомагнитное изучение рассмотренных пород могло бы дать более определенные и интересные результаты для геодинамики.

Таблица 14

Палеомагнитные данные по диабазам силура (Свентокшские горы:
 $\phi = 51, \lambda = 21$)

Индексы штуфа	Чист- ка	Направления \bar{I}_n				Палеомаг- нитный полюс		Поляр- ность
		D	J	K	α_{95}	ϕ	λ	
WPF, wPG	\tilde{H}	24	-27			22	174	N
nPE, nPG	T	43	-32			12	168	NR
pPH	T	228	30			7	138	R
rPF, rPG	H, T	39	-32	8	10	14	162	NR

Таблица 15

Палеомагнитные направления силура и ордовика (Свентокшские горы)

Индексы штуфов	Число образ- цов	Параметры чистки		Направления \bar{I}_n			
		$\tilde{H}, \text{э}$	$T^\circ\text{C}$	D	J	K	α_{95}
Диабазы силура (N-породы)							
rPF XIa	2	800	200	68	13		
rPF XI b	2	200	200	76	6		
rPG IIIc	2	400	250	32	-33		
rPG XXI 3,4	2	300	200	90	5		
rPG XXI 5,9	2	800		101	0		
Диабазы и сланцы силура (R-породы)							
rPG XXI 4a	1	800		246	28		
rPG III	1	800		314	6		
rPG XXV	2		250	251	27		
rPG XXV 2,3	2	600		298	8		
pPH	3		120	232	36	25	25
Среднее направ- ление \bar{I}_n	N=10 n=19			83	-16	5	20
Красные глины верхнего ордовика							
pRAI-III	6		200	48	20	83	7
pRAIXa	4	200		37	11	97	
pRAIXb	7	200		40	-1	115	
pRAIXc	6	200		41	5	172	
pRAIXd	3	200		43	10	46	
Среднее направ- ление \bar{I}_n	N=5 n=16			42	9		

Прибалтика (СССР)

В отличие от прежних наблюдений новые палеомагнитные данные по Прибалтике показывают довольно сложное распределение палеомагнитных направлений. После чистки выделяются три группы векторов \bar{I}_n (см. рис. 5).

Первая группа соответствует породам с $I_n > 1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и включает в себя красные песчаники и часть лиловых известняков со средними направлениями ($D = 235$, $J = -37$, $N = 10$, $K = 31,2$), близкими к полученным ранее для этой группы ($D = 237$, $J = -34$), представленной в таблице данных по СССР под индексом 11-09.

Вторая группа векторов относится к слабому магнитным серым и лиловым известнякам. Средние направления ($D = 265$, $J = -34$, $N = 10$, $K = 5,3$) дает в предположении об R -полярности пород полюс $\Phi = -13$, $\Lambda = 133$. Однако указанное среднее направление лежит близ круга перемагничивания образцов первой группы, и разброс направлений довольно велик. Поэтому полюс второй группы может быть использован в дальнейшем анализе лишь с большой осторожностью.

Третья группа также представлена слабому магнитными породами, часто с большой вязкой компонентой, и имеет направления, почти противоположные таковым для первой группы ($D = 87$, $J = 44$, $K = 8,4$).

Все эти данные сведены в табл. 16, где в верхней части приведены также результаты прежних палеомагнитных определений.

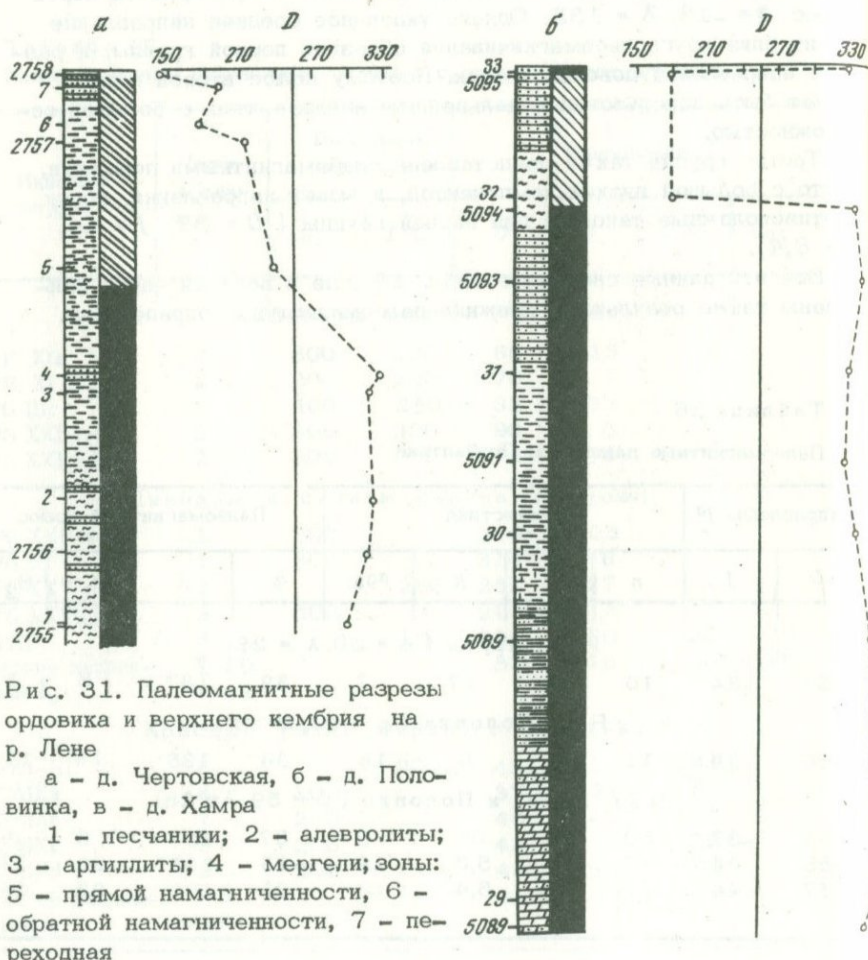
Таблица 16

Палеомагнитные данные по Прибалтике

Направления \bar{I}_n^a		Статистика				Палеомагнитный полюс			
D	J	n	N	K	α_{95}	Φ	Λ	Θ_1	Θ_2
Река Нарва ($\phi = 59$, $\lambda = 28$)									
237	-34	10	5	47	7	33	137	8	5
Река Поповка ($\phi = 60$, $\lambda = 30$)									
60	39	11	5	9	16	34	135	19	11
Реки Нарва и Поповка ($\phi = 59$, $\lambda = 28$)									
235	-37	50	10	31	8	37	137	9	6
265	34	37	10	5,3	19	-13	133	22	12
87	44	21	7	6,4	18	21	101	22	14

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОЛОГИИ ГЕОМАГНИТНОЙ ИНВЕРСИИ В ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ

Исследование морфологии древних геомагнитных инверсий имеет самостоятельное значение в геодинамике, если понимать эту науку в широком смысле, охватывающем проблемы геодинамической эволюции всей Земли в течение всего геологического времени. В частности, с точки зрения проблемы гравитационной дифференциации глубоких недр Земли, возникновения и роста земного ядра было бы чрезвычайно важно исследование древних геомагнитных инверсий с целью поисков их эволюционирующих характеристик. С другой стороны, обращаясь к проблемам, затронутым в данной статье, можно видеть, что изучение геомагнитных инверсий раннего палеозоя не-



посредственно связано с проверкой модели центрального осевого диполя — основы палеомагнитных реконструкций.

Специальное исследование позднекембрийских и среднеордовикских инверсий показало сложность их морфологии, наличие индивидуальных и общих черт, а также возможность их прослеживания на расстоянии до 500 км (Палеомагнетизм палеозоя, 1974). Детальность совместных работ на тех же разрезах была недостаточной для подробного прослеживания процессов инверсий, и в большинстве случаев переходные слои не были зафиксированы (рис. 31,б). Однако в обнажении у д.Чертовская (средний ордовик) и особенно в обнажении у д.Хамра (верхний кембрий) был проведен отбор штурфов также и из переходных слоев (рис. 31,а, табл. 17). Для того чтобы удобнее было рассмотреть путь полюса во время инверсии, результаты даны на четырех, последовательных по возрасту пластов,

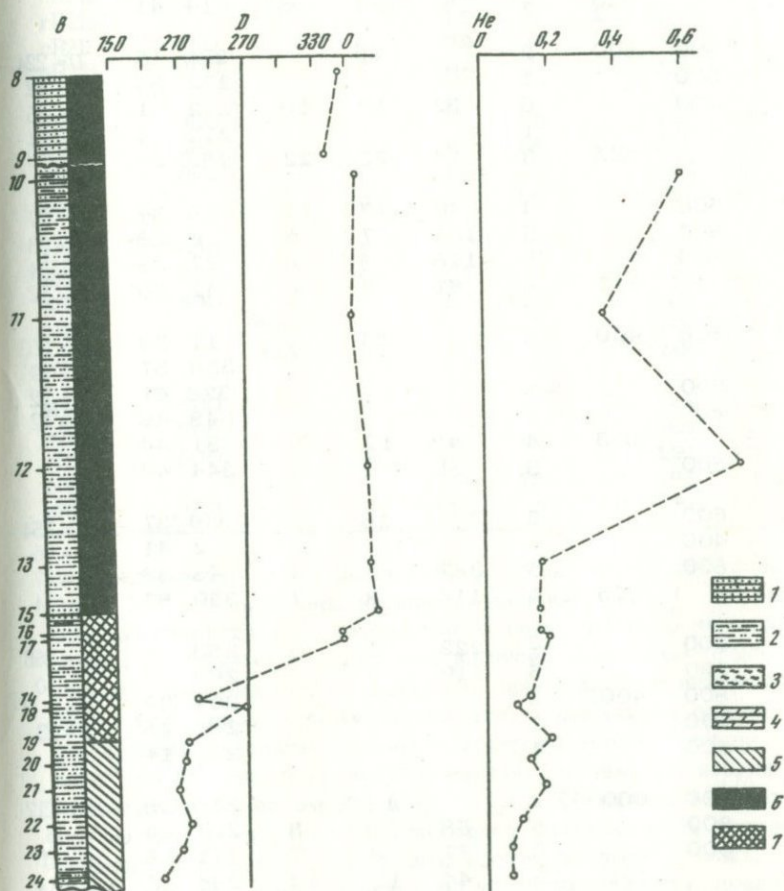


Таблица 17

Палеомагнитные направления переходных слоев (д. Хамра)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри штуфов				Направ- ления $\frac{I_a}{n}$		Статис- тика внутри- пласто- вая
	H, э	T, °C	n	K	θ_{63}	α_{95}	D	J	
rR13	800		2		10		26	35	D = 20
wR13a	500		1				12	42	J = 35
nR13b	800		5	304	5	4	22	30	K = 125
pR13c		300	4	143	7	6	21	35	$\alpha_{95} = 5$
cR13e	800		1				16	27	
rR13g		325	4	81	9	8	14	41	
rR14	800	500	2		42		220	15	D = 224
wR14	500		1				232	54	J = 12
nR14e	800		6	32	14	10	232	-1	K = 25
cR14f	400		1				212	4	$\alpha_{95} = 14$
rR14g		325	3	14	22	22	233	28	
rCR15	500		4	40	13	11	26	34	D = 27
wR15b	800		5	132	7	5	6	28	J = 33
pR15c	800		5	118	8	6	27	38	K = 34
rR15e		325	4	81	9	8	42	30	$\alpha_{95} = 12$
rR16	600	400	2		21		11	38	D = 353
pR16			1				356	57	J = 49
wR16c	500		1				328	41	K = 22
cR16f	800		1				348	46	$\alpha_{95} = 12$
rR16d		325	4	48	12	10	31	44	
nR16f	800		5	81	9	7	344	46	
rR17	600		2		16		359	37	D = 354
cR17c	400		1				2	41	J = 46
nR17c	800		5	287	5	4	343	38	K = 27
rR17h		325	4	114	8	7	350	67	$\alpha_{95} = 14$
pR18a	300		3	222	5	5	263	14	D = 268
nR18c	800		5	119	8	6	268	18	J = 10
rR18	800	400	2		57		294	-27	K = 9
wR18	500		1				263	28	$\alpha_{95} = 23$
cR18f	400		1				252	14	
rR19	600	600	2		12		216	18	D = 217
pR19b	200		5	58	11	8	207	-4	J = 8
nR19c	800		5	77	9	7	211	18	K = 20
rR19e		325	3	44	12	12	244	5	$\alpha_{95} = 14$
rR19e		325	4	37	13	12	209	0	

Таблица 17 (окончание)

Индекс штуфа	Параметры чистки		Статистика внутри штуфов				Направ- ления j_n^a		Статис- тика внутри- пласто- вая
	\bar{H} , э	T_x , °C	n	K	θ_{63}	α_{95}	D	J	
rR20	800		2		23		204	36	$D = 212$
pR20b			4	107	8	7	212	47	$J = 32$
nR20c	800		5	44	12	9	233	27	$K = 23$
wR20d	300		1				205	35	$\alpha_{95} = 13$
rR20g		325	4	107	8	7	204	11	
pR21b	600		5	39	13	10	208	20	$D = 207$
rR21d		325	4	11	24	21	205	-20	$J = 9$
rR21d'		325	3	15	21	21	206	7	$K = 22$
cR21f	800		4	79	9	8	205	24	$\alpha_{95} = 13$
nR21f	800		5	208	5	4	211	1	
rR22	800		2		26		208	44	$D = 219$
pwR22b	500		3	45	14	14	220	26	$J = 33$
nR22e	800		5	86	9	7	220	30	$K = 70$
rR22f'		325	6	28	15	11	225	32	$\alpha_{95} = 8$
rR23	600		2		37		247	17	$D = 211$
pR23b	800		4	107	8	7	201	10	$J = 21$
nR23b	800		5	54	11	9	203	4	$K = 11$
rR23g		325	2		7		204	23	$\alpha_{95} = 25$
rR23g'		325	4				200	48	
rR24	500	325	4	24	17	14	199	11	$D = 194$
wR24a	500		1				201	7	$J = 10$
cR24c	500		2		7		191	10	$K = 154$
pR24c			7	29	15	10	195	13	$\alpha_{95} = 5$
nR24	800		5	116	8	6	186	7	

стереограммах (рис. 32, а, б, в, г). Как видно из рис. 31, в, 32 и 33, где показаны изменения направления I_n^a по разрезу и соответствующий путь виртуального геомагнитного полюса, исследованная позднекембрийская инверсия несет некоторые общие для этого типа инверсий черты, а именно: предваряющее инверсию смещение виртуальной геомагнитной оси, задержки на древнем экваторе, петлевой характер движения полярной точки, наличие "рецидива" после обращения поля и, наконец, понижение напряженности, оцененное параметром H_e (рис. 31, в). Обращаем внимание на то, что петлеобразное движение полярной точки за весь исследованный временной интервал происходило против часовой стрелки, будучи ограниченным пределами довольно узкой полосы вдоль древнего меридиана, отстоящего на 70° от района наблюдений.

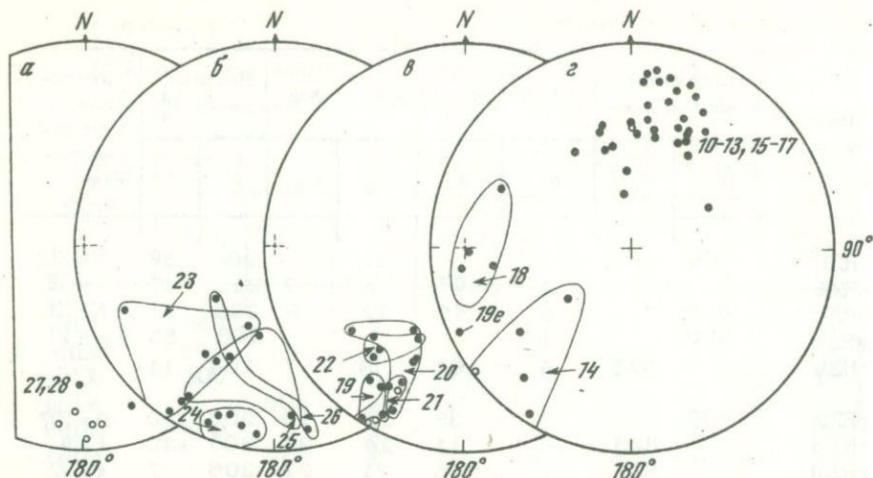


Рис. 32. Стереогаммы N → R-перехода в разрезе верхнего кембрия, д. Хамра (цифры – номера пластов) по разрезу сверху вниз; пояснения в тексте

При таком характере инверсий зоны палеомагнитной нестабильности занимают в разрезах существенные интервалы, значительно более широкие, чем смены полярности, как таковые. Длительное систематическое смещение виртуальной геомагнитной оси, наблюдающееся в таких зонах (рис. 32 и 33), может послужить причиной нарушения принципа центрального осевого диполя и получения систематической погрешности в определении координат палеомагнитного полюса при исследовании интервалов частых геомагнитных инверсий. Вероятно, это явление послужило причиной отклонения среднего виртуального геомагнитного полюса для точки отбора у д.Хамра по сравнению со средним палеомагнитным полюсом позднего кембрия Сибирской платформы.

Очевидно, что для решения этого вопроса необходимо детальное исследование раннепалеозойских геомагнитных инверсий как на Сибирской платформе, так и в пределах других плит. Еще более необходимы такие работы для решения одной из основных проблем геодинамики – эволюции ядра Земли.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Из результатов, полученных на основе палеомагнитных исследований нижнепалеозойских пород на территориях СССР, ЧССР, ГДР и ПНР, вытекает, что все данные можно разделить на три группы. К первой относятся породы, которые совсем потеряли древнюю намагниченность: вторая группа имеет намагниченность, направление которой отвечает позднепалеозойскому (или триасовому) полю, и

только у третьей группы была найдена первичная раннепалеозойская намагниченность.

Оказалось, что все ордовикские породы, исследованные на территории ПНР, были перемагничены, очевидно, во время герцинского орогенеза (они являются слабо метаморфизованными) и направления намагниченности отвечают позднему палеозою — триасу.

Породы из Тюрингии (ГДР) и Прибалтики (СССР) можно разделить на две группы: первая из них показывает по направлениям триасовое перемагничивание, тогда как вторая дает полосы, которые находятся вблизи экватора и более или менее соответствуют раннепалеозойскому возрасту пород.

Меньшая часть пород из ЧССР показала практически современное направление магнитного поля, но большинство результатов дало после чистки полосы в южных географических широтах (для верхнего кембрия — вблизи Африки, для ордовика — на западе от Австралии).

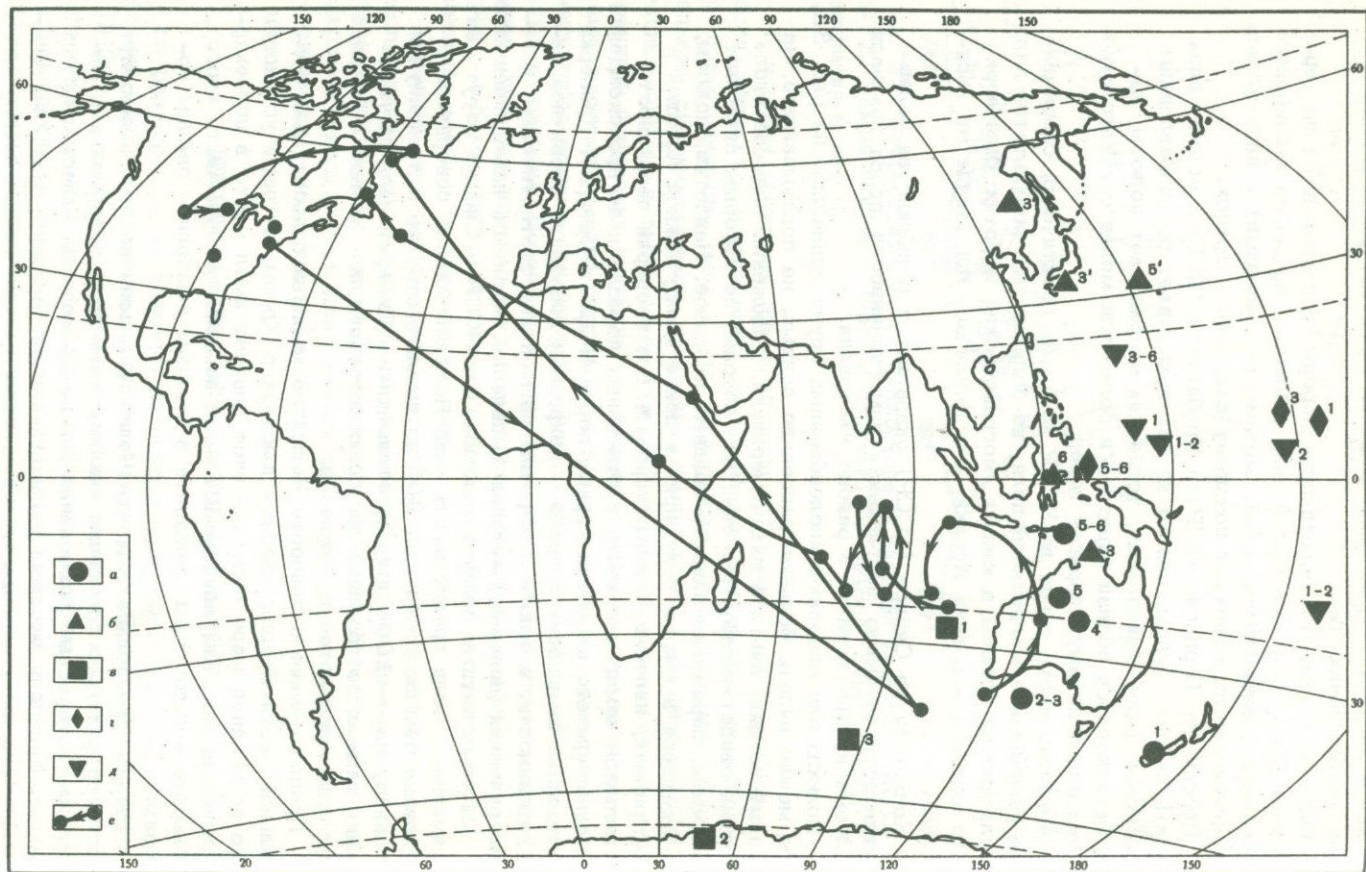
Коллекции из Сибири (СССР) оказались в большинстве палеомагнитостабильными; направления намагниченности пород показали палеомагнитные полосы в районе Австралии.

Полосы для основных исследованных групп приведены на рис. 33, где можно видеть большое рассеяние данных, не показывающее, на первый взгляд, никакой закономерности. Положения полюсов около Японии свидетельствуют о том, что породы, по которым они были получены, перемагнитились в позднем палеозое. Напротив, полосы, находящиеся в южном полушарии в поясе между Южной Африкой и Австралией, нелегко интерпретировать без проверки первичности остаточной намагниченности в отдельных породах и ее происхождения (в основном это касается горных пород ЧССР и Сибири). Проверка состояла в выяснении вопроса о природе и носителях первичной намагниченности, а также в широком применении статистических и геометрических (полевых) методов выделения первичной намагниченности.

Палеомагнитные полосы ордовика для ЧССР и Сибири могут быть совмещены, если предположить, что Чешский массив повернулся с ордовика приблизительно на 30° по часовой стрелке и отодвинулся к западу на ~ 1000 км (по отношению к Сибири). Для согласования данных по позднему кембрию потребовались бы вдвое большие масштабы поворотов и смещений.

Предположение о повороте Чешского массива относительно стабильной части Европы впервые высказано Крсом, который установил, что по крайней мере частично этот поворот имел место в послекарбоновое время. Как показывают наши данные, главная часть этого поворота должна была произойти в позднем кембрии — раннем ордовике.

Раньше предполагалось, что Чешский массив не был подвергнут после герцинского орогенеза никаким заметным деформациям. Некоторые интересные заключения можно вывести из палеомагнитных данных Крса для местных движений внутри Чешского массива. Смещение Чешского массива к западу относительно Сибири могло про-



изойти вместе с континентальной глыбой Европы во второй половине палеозоя, когда сформировался "несостоявшийся океан" Западной Сибири.

Для решения вопроса о локализации тектонических движений, создавших расхождение палеомагнитных полюсов Центральной Европы и Сибири, были бы очень важны данные по Прибалтике. Имеющийся материал, однако, недостаточен для того, чтобы ответить на этот вопрос.

Если обсуждать вопрос о движениях Чешского массива как составной части европейского континентального блока, то нужно принять во внимание следующие возможности.

При сравнении данных по Северной Америке с направлениями и положениями палеомагнитных полюсов раннего ордовика Сибири и ЧССР обнаруживается, что все эти направления, т.е. средние значения D и J , различаются ненамного. Напротив, между палеомагнитными полюсами ордовикского возраста проявляется очень значительное расхождение, до сих пор необъясненное однозначно (рис. 33).

Конечно, если бы мы вернули североамериканский блок в предполагаемое первоначальное положение вблизи Европы и вращали бы вместе европейский и американский блоки на 50° против часовой стрелки, то получили бы согласие для всех трех палеомагнитных полюсов. Это бы значило, что Европа как целое смещалась в северо-западном направлении, следствием чего было возникновение Урала на севере области соприкосновения и глубоких низменностей и Каспийского моря в южной части.

Изложенная интерпретация данных в настоящее время все еще не является единственно возможной. Проведенные исследования снова подтвердили широкое развитие явлений позднепалеозойского и мезозойского перемагничивания на территории Европы, с чем необходимо считаться. Не исключена также недипольность геомагнитного поля в раннем палеозое, о чем может свидетельствовать наличие необращающегося компонента древней намагниченности в красноватых Сибири и ЧССР.

Рис. 33. Палеомагнитные полюсы для основных групп исследованных пород раннего палеозоя в сравнении с мировыми данными и движение виртуального геомагнитного полюса во время позднекембрийской инверсии

Средние полюсы: 1 - ранний и средний кембрий, 2 - поздний кембрий, 3 - ранний ордовик, 4 - средний ордовик, 5 - поздний ордовик, 6 - ранний силур. а - Сибирь, б - Прибалтика, Свентокшиские горы и Тюрингия, в - Баррандов, г - Шотландия и Урал, д - Северная Америка, е - траектория виртуального геомагнитного полюса, соответствующая палеомагнитным направлениям рис. 32. Цифрами со штрихами помечены полюсы, соответствующие породам, перемагниченным в карбоне-триасе.

Первая попытка построения палинспастической карты для раннего палеозоя принадлежит П.Н. Кропоткину, который продемонстрировал эту карту на сессии 1967 г. в Монтевидео, посвященной проблеме дрейфа континентов. Несмотря на малое количество данных (на всех платформах, кроме Сибирской, имелись лишь единичные определения), уже в то время встала проблема полярности: непротиворечивые реконструкции осуществить не удалось и однозначного ответа на вопрос об идентификации полярностей палеомагнитного поля раннего ордовика получено не было (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; *Palaeomagnetic studies...*, 1973).

В дальнейшем большинство авторов, за исключением Смита, Брайдена и Дрюри (Smith *et al.*, 1973) и Бухи (Bucha, 1965), не находили возможным выполнять глобальную реконструкцию по палеомагнитным данным для раннего палеозоя, ограничиваясь частными реконструкциями (Creer, 1970) или просто указанием на то, что существовали досилурийские фазы дрейфа континентов, которые и привели к формированию Пангеи Вегенера. Это было вызвано специфическими трудностями: противоречивостью данных для Северной Америки и Европы, связанной, очевидно, с явлениями позднепалеозойского перемагничивания и сложностью тектонического строения и историй каледонских и герцинских складчатых систем, в пределах которых была выполнена большая часть определений, а также малым их числом. Более того, даже при наличии для всех плит хороших временных рядов наблюдений (как для раннего палеозоя Сибири) однозначного решения, возможно, все же не будет. Причина лежит в том, что единственный способ однозначной реконструкции взаимного расположения плит — совмещение миграционных кривых — вполне корректен только в том случае, когда совмещаются участки кривых, соответствующие интервалу общего движения плит, без их дифференциальных перемещений. Метод, таким образом, пригоден для реконструкции Пангеи силура — триаса, но возможность применения его для тех или иных пар плит в какие-то более древние эпохи подлежит специальному анализу. В частности, очевидно, что метод неприменим для плит со сложным и быстрым взаимным перемещением: совмещение отрезков соответствующих миграционных кривых полюса дает разнообразные "реконструкции", сильно отличающиеся от вероятных. Хотя широтное положение плит и их ориентацию относительно древнего меридиана и в этом случае можно будет найти, расположение плит по долготе может быть установлено лишь путем интерполяции между двумя стабильными положениями плит. Обращаясь к раннепалеозойской тектонике плит, видим, что известно лишь одно — конечное стабильное расположение Северо-Американской и Европейской плит, предыдущее же стабильное состояние пока неизвестно, и лишь после получения полных и непротиворечивых временных рядов палеомагнитных определений для кембрия и протерозоя Северной Америки и Европы можно бу-

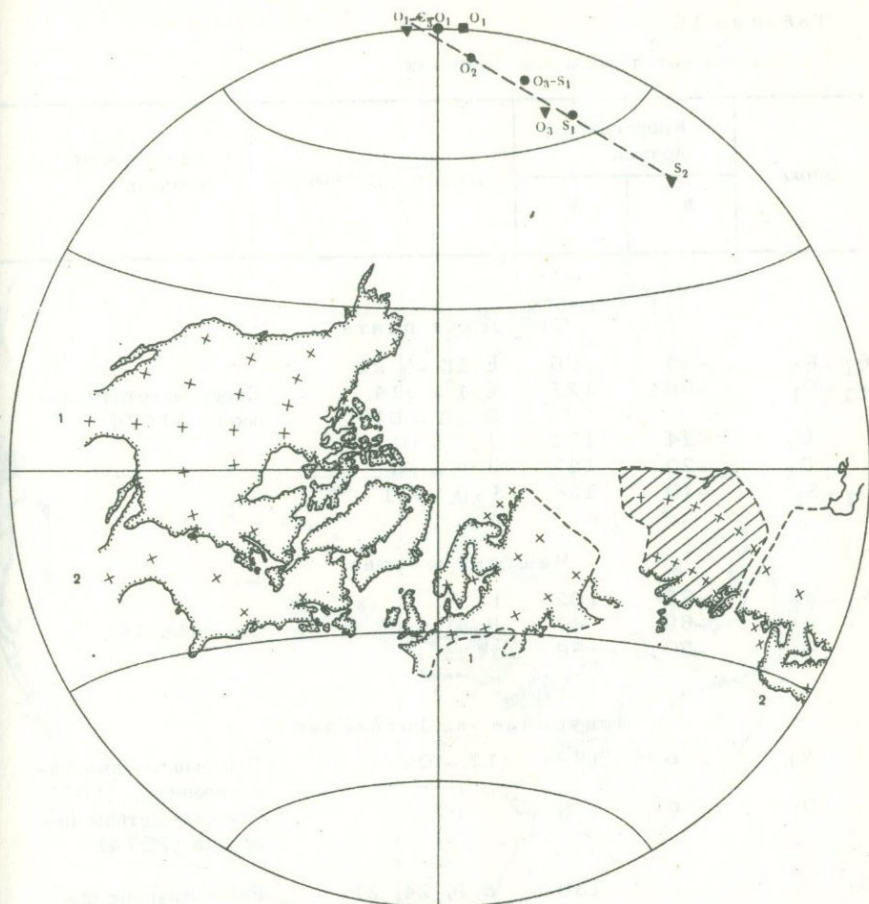


Рис. 34. Палинпластическая реконструкция Лавразии в ордовике на основе палеомагнитных данных

1,2 - варианты расположения Северной Америки и Европы

дет сказать, существовало ли оно вообще. До тех пор палеогеографические реконструкции для раннего палеозоя будут вынужденно неоднозначными и можно лишь надеяться на вероятное решение, исходя из принципа минимизации всех движений и учета тектонических связей и соотношений.

Сходными принципами руководствовались упомянутые выше авторы единственных реконструкций для среднего и раннего палеозоя, подчеркивая, однако, их долготную неопределенность (Smith, e. a., 1973).

Сложность проблемы может быть показана на примере попытки реконструкции Лавразии в ордовике (рис. 34). Исходные палеомагнитные данные для Северной Америки, Европы и Сибири при-

Таблица 18

Палеомагнитные полюсы для Лавразии

Эпоха	Координаты полюса		Индекс определения	Литературный источник
	Ф	Л		
Сибирская плита				
$\epsilon_1 + \epsilon_2$	-44	156	ϵ 15 - 21	Палеомагнетизм палеозоя (1974)
$\epsilon_3 + O_1$	-38	127	ϵ 1 - 14, O 13 - O16	
O_2	-24	132	O 7 - O12	
O_3	-20	127	O 2 - O4	
$O_3 + S_1$	-10	124	S 9, S11	
Чешский массив				
$\epsilon_1 - \epsilon_2$	-25	102	I	См. табл. 16
ϵ_3	-69	47	II, III	
O_1	-50	88	IV	
Приуралье и Шотландия				
ϵ_1	8	189	13 - O2	Палеомагнитные направления ... (1971)
O_1	9	176	O7	Палеомагнетизм палеозоя (1974)
$O_3 - S_1$	1	130	8, 9, 24, 21 O1	Paleomagnetic studies ... (1973) Палеомагнетизм палеозоя (1974)
Северо-Американская плита				
$\epsilon_1 + \epsilon_2$	8	143	ϵ (3), ϵ (6), ϵ (7)	Там же Mc Elhinny (1973)
$\epsilon_3 + O_1$	6	178	ϵ (1), ϵ (2) Wabana	Палеомагнетизм палеозоя (1974)
$O_1 - S_1$	22	141	O(1), S(3) O	Beales e. a. (1974); Палеомагнетизм палеозоя (1974)
$\epsilon_1 - \epsilon_3$	6	144	ϵ (2), ϵ (3), ϵ (6), ϵ (7)	Палеомагнетизм палеозоя (1974)
$\epsilon_1 - \epsilon_3$	-18	186	ϵ (1), ϵ (4)	Там же

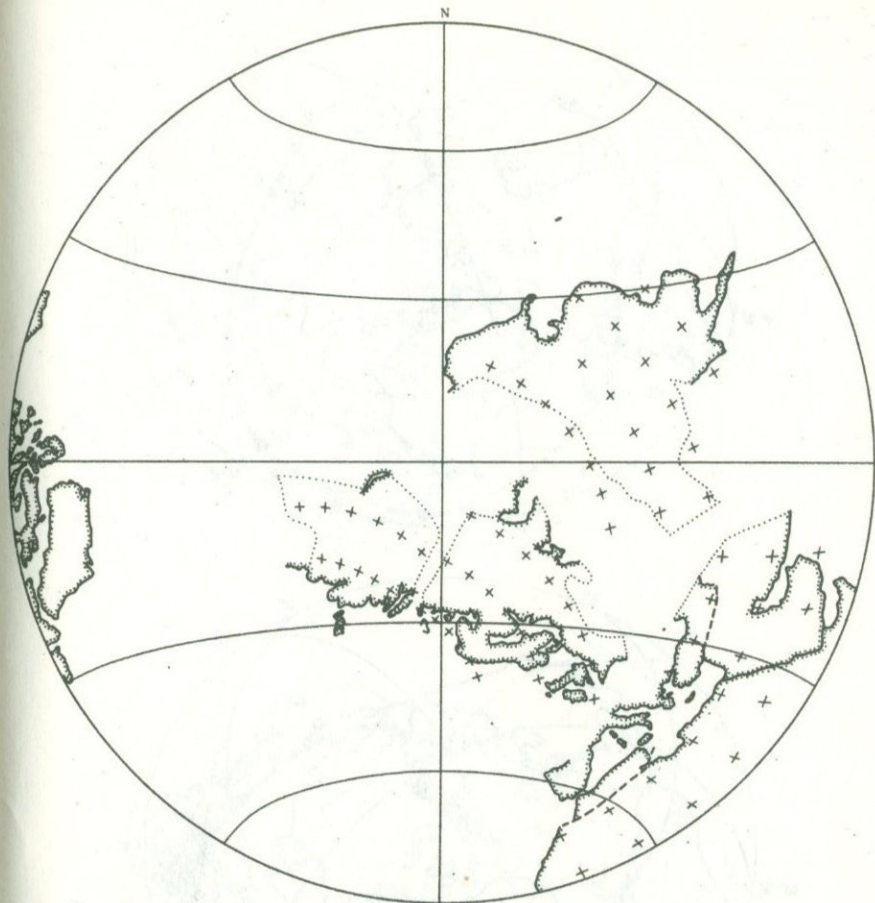


Рис. 35. Глобальная палинспастическая реконструкция для ордовика по палеомагнитным данным

ведены в табл. 18, где для вычисления средних использованы только те палеомагнитные полюсы, которые основаны на репрезентативных данных, удовлетворяющих минимальным критериям достоверности (Palaeomagnetic studies ..., 1973; Mc Elhinny, 1973). Таблица с небольшими дополнениями повторяет данные о средних полюсах раннего палеозоя, приведенные в работе: "Палеомагнетизм палеозоя" (1974, с. 220-222).

Как видно из таблицы, существует два несовпадающих ряда для Европы — по каледонидам Шотландии и Ирландии и по Чешскому массиву. К первым близки палеомагнитные полюсы Тюрингии и Прибалтики, а также Урала (Палеомагнитные направления ..., 1971) с неясным или более поздним возрастом намагниченности.

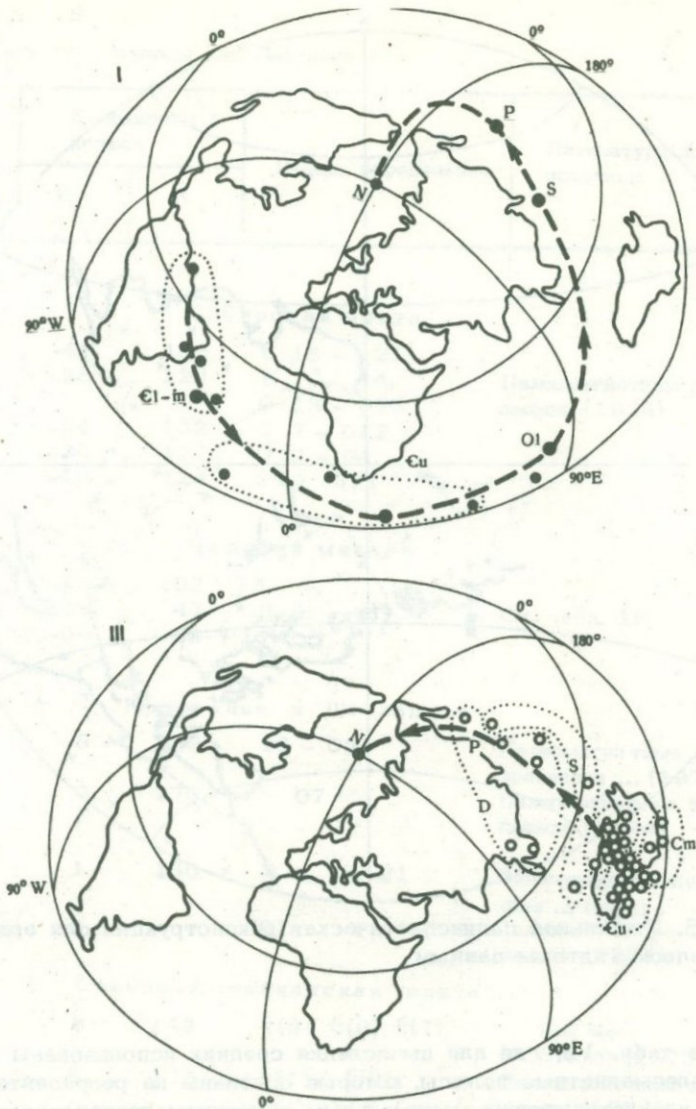


Рис. 36. Кажущиеся пути миграции палеомагнитных (северных географических) полюсов в палеозое для Чешского массива (I), Австралии (II), Сибири (III), Северной Америки (IV), Африки (V), Англии (VI)

Полярности раннепалеозойских полюсов для всех территорий, кроме Сибири, изменены на обратные

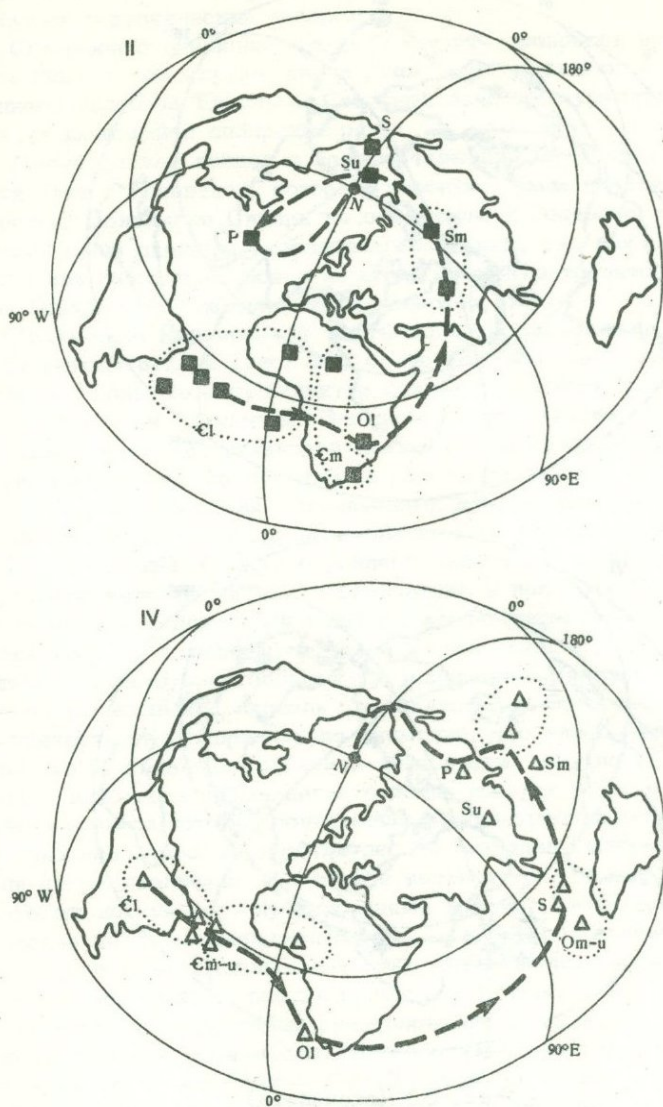


Рис. 36 (продолжение)

Для североамериканских данных возможны две различные группировки полюсов кембрия и ордовика: формальная, по приводимым авторами определений возрастам (ряд А), и использующая наличие двух различных тесных группировок палеомагнитных полюсов, — из которых более отклоняющуюся от силурийских полюсов естественно считать более древней (ряд В). Совмещая миграционные кривые

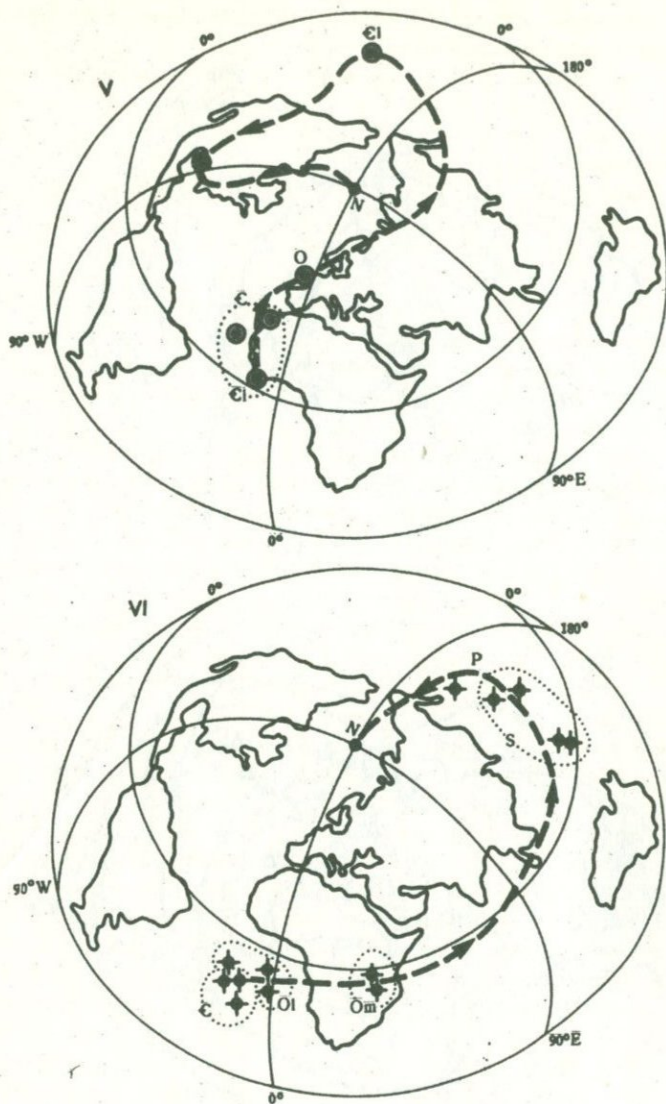


Рис. 36 (окончание)

Северной Америки и Сибири на участке O_1-S_1 ряда А, получим реконструкцию А; при совмещении на участке C_1-O_3 ряда В - реконструкцию В; каждой из них будут соответствовать два положения Европы (рис. 34). Верификация любого из этих построений может быть проведена только тогда, когда будут получены ответы на следующие вопросы: 1) была ли внеальпийская Европа единой плитой в раннем палеозое, 2) какой из указанных интервалов был

временем относительной стабильности плит, 3) как велик эффект местных тектонических поворотов.

Совершенно очевидно, что решение этих вопросов будет адекватным лишь в том случае, когда ряды репрезентативных данных для раннего палеозоя Европы и Северной Америки существенно превзойдут имеющийся сибирский ряд.

Менее сложен вопрос о взаимоотношении Сибирской и Европейской плит с Гондваной, которая, вероятно, была единой уже в протерозое. Положение Сибири по отношению к Гондване в раннем палеозое было сходным с позднепалеозойским, так как сибирские полюса для раннего палеозоя ложатся на общую траекторию полюса для Гондваны (Палеомагнетизм палеозоя, 1974).

Положение Европейской плиты по чешским данным выглядит в этой реконструкции (рис. 35) более естественным, согласуясь с хорошим совмещением структур фундамента Русской и Сибирской платформ при "закрытии" Западной Сибири (Гусев, 1973).

Для Северо-Американской плиты альтернативным решением может быть изменение полярности раннепалеозойских полюсов. Это требует иного решения миграционных кривых как для Северной Америки, так и для Европы, предполагающего быстрое смещение и поворот этих плит в течение раннего палеозоя (Vucha, 1975a, b). Результаты палеомагнитных исследований в пределах Чешского массива вместе с данными по другим континентам дают возможность показать, что в раннем палеозое и, вероятно, в докембрии существовал только один большой протоконтинент Пангея. В состав этого протоконтинента входили и Азиатский и Северо-Американский континенты. Надо принять во внимание, что палеомагнитных полюсов два, и появление обратной полярности, многократно встречающейся в истории геомагнитного поля, требует осторожности при решении вопроса, который полюс взять при построении палеомагнитных кривых для отдельных плит. На рис. 36 приведены миграционные кривые для шести различных областей и континентов, отличающиеся от которых до сих пор опубликованных кривых. Кембрийские и ордовикские полюсы, располагающиеся в районе современного Атлантического океана и Африки для всех континентов, здесь считались северными, т.е. полярность принималась иная, чем у других авторов. Ясно, что при таком предположении о полярности расстояния между ордовикскими и силурийскими полюсами для Австралии и Африки короче определенных Мак-Элхинни (Mc Elhinny, 1973).

Интересно, что ни одна из кривых не проходит через район Средиземного моря и северо-восточной Африки. Более того, можно видеть, что этот район находится приблизительно в общем центре рассматриваемой системы кривых.

Определенная систематичность палеомагнитных кривых для всего промежутка времени начиная с раннего палеозоя позволяет попытаться определить на основе этих данных взаимные положения плит.

Как показано на рис. 37, в кембрийский период по палеомагнитным данным все континенты располагались большей частью на

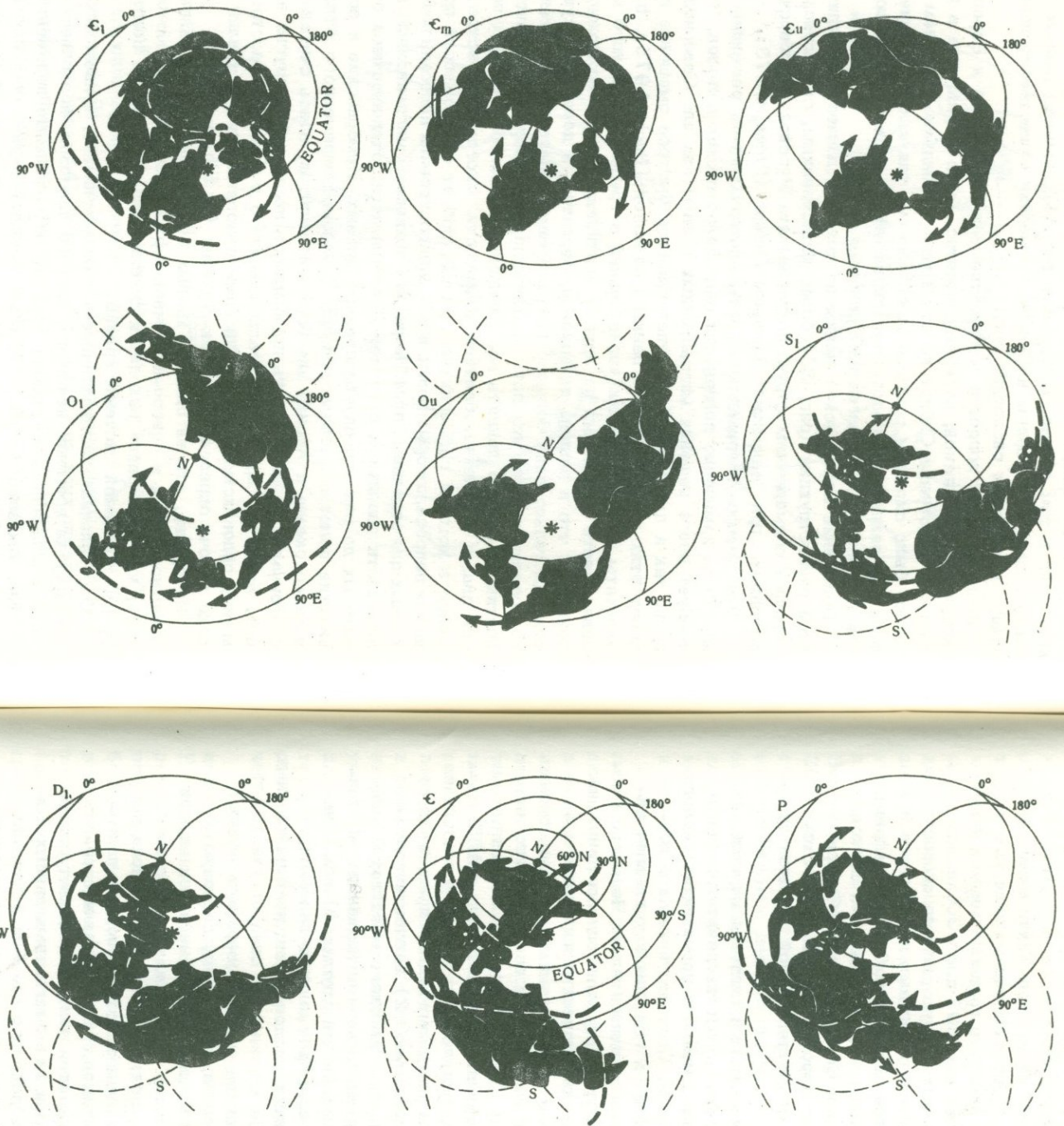


Рис. 37. Расположение континентальных блоков относительно географической сетки, соответствующее интерпретации миграционных кривых, представленной на рис. 36

Индексы *l*, *m*, *u* - соответственно ранняя, средняя и поздняя эпохи периодов палеозоя; стрелки -

направление движения отдельных континентов; звездочка - приблизительное положение общего центра вращения большинства континентов; белые пятна - главные области развития эвапоритов; пунктир - границы их распространения

северном полушарии и были существенно повернуты по сравнению с их настоящим распределением. Конфигурация системы блоков для ордовика и последующих времен показывает, что Тихий океан постепенно открывается и ускоряются перемещения континентов, особенно тех, которые наиболее удалены от предполагаемого центра вращения, определенного координатами 30° с.ш., 30° в.д.

Конфигурации показывают почти одинаковую угловую скорость, но разную линейную скорость движения отдельных континентов в зависимости от расстояния до центра поворота в Северной Африке. Так, Северная Америка передвигалась со скоростью 4–6 см/год, Европа – со скоростью 1–2 см/год и Северная Азия (Сибирь) – со скоростью 2 см/год. Эти данные хорошо совпадают со скоростью расширения океанического дна, определенной при помощи других методов.

Приведенный проект модели динамической системы мировой тектоники плит и ее развития и эволюции не противоречит известным палеонтологическим и геологическим данным о проявлениях теплого экваториального климата и оледенений. Соответствующая реконструкция позволяет избежать "дробления" Европы и учитывает направление кажущегося смещения полюса относительно Чешского массива, но, однако, не соответствует принципу минимизации движений.

Представленные палеогеографические модели для раннего палеозоя основаны на анализе мировых палеомагнитных данных, однако вряд ли могли быть построены без получения и всестороннего анализа рядов наблюдений по Сибири и Средней Европе. Совместные же работы, предпринятые по линии сотрудничества в рамках КАПГ, своим важнейшим, по мнению авторов, результатом имеют установление следующего: 1) опорного характера палеомагнитных определений по раннему палеозою на Сибирской платформе; 2) важности палеомагнитных данных по раннему палеозою Чешского массива; 3) широкого распространения явлений древнего перемagnичивания; 4) принадлежности Сибирской плиты к Гондванской группе; 5) альтернативных решений глобальной палеогеографии раннего палеозоя.

С целью получения представлений о расположении континентальных плит и их развитии во время дрейфа континентов следует учесть, что Европа разделялась не менее чем на две части (северную и южную), а Азия – не менее чем на три (южную, восточную, северную).

Как известные до сих пор, так и представленные здесь модели интерпретаций палеомагнитных полюсов подтверждают реальность дрейфа континентов в течение палеозоя. Из-за того, что пока по всем континентальным плитам явно недостаточно опорных палеомагнитных данных для раннего палеозоя, еще невозможно решить проблему относительных движений частей плит, однако нет сомнения, что необходимо получение новых палеомагнитных данных высокой достоверности для раннепалеозойского времени и что это представляет собой хотя и трудную, но вполне осуществимую задачу.

Анализ мировых палеомагнитных данных приводит к выводу, что из трех возможностей объяснить расхождение траекторий миграции палеомагнитных полюсов по разным плитам наиболее вероятной остается гипотеза дрейфа континентов. Гипотеза недипольного поля кажется нереальной по ряду соображений, из которых наиболее существенны два следующих: 1) в пределах каждой платформы поле имеет дипольный характер, хотя недипольность как явление, связанное с процессами в ядре, не может быть избирательной по отношению к геологическим структурам и 2) если палеомагнитные данные отнести к координатам континентов, сдвинутых по схеме Вегенера в мезозое, недипольность поля на протяжении последних 300 млн. лет продолжает оставаться примерно одинаковой и не сильно отличающейся от современной (Benkova, 1972). Что касается гипотезы о перемагничивании, то хотя перемагничивание в перми и триасе ряда пород ордовика и кембрия подтверждается, но, как показано в данной работе, для пород, обладающих первичной намагниченностью, сам факт расхождения траекторий миграции полюсов и его порядок остаются.

При реконструкциях положений континентов принимаются различные соображения: а) палеомагнитные данные, б) геологические данные о целостности структур в прошлом, в) палеоклиматические данные, г) принцип минимизации движений. Эти данные не всегда полностью согласуются и в зависимости от того, каким из них придается наибольший вес, реконструкции могут различаться; кроме того, и сами палеомагнитные данные в некоторых случаях допускают двойное толкование, главным образом из-за того, что при значительных отклонениях геомагнитной оси от современного положения и недостаточном количестве данных теряется уверенность в определении знака, соответствующего данному палеомагнитному направлению. Однако расхождения реконструкций на современном уровне исследований не являются принципиальными, тем более что для гондванских континентов, Северной Америки и Европы даже для таких отдаленных эпох, как кембрий и ордовик, все реконструкции дают в общем одинаковую картину взаимного расположения континентов.

Неопределенность реконструкций может быть уменьшена при пополнении числа и повышении достоверности палеомагнитных данных. В этом направлении наиболее важной представляется дальнейшая разработка методов выделения физических и хронологических компонентов естественной остаточной намагниченности пород, в особенности древних осадочных пород. В качестве решающего эксперимента, снимающего альтернативу полярности, может выступить также построение детальных шкал геомагнитных инверсий раннего палеозоя для главных плит, как это уже сделано на Сибирской платформе.

ТАБЛИЦЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД

Таблица I

Размагничивание пород переменным полем

Индекс штуфа и образца	0		100 э		200 э		300 э		400 э		500 э		600 э		800 э	
	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J
Средний ордовик (деревни Чертовская и Половинка)																
wR2-1	328	59	311	27	312	24	314	19	315	17	315	13				
wR2-2	335	-2	333	-1	335	-1	331	0	330	1	332	0				
rR 2f-1	311	2	309	0	311	1	309	-3	309	-2	308	-2	311	-2	307	-1
cR4b-3	328	4	326	0	326	-1			328	-1			304	0	328	-1
cR4b-4	331	14	332	10	333	8			332	5					337	6
cR4b-6	325	16	325	8	323	8			325	5					322	6
pR4d-1	327	-5					332	-11	325	-10	323	-10	326	-1	338	-6
pR4d-3	335	31			332	5	332	-7	326	-8	327	-10	325	-11	326	-15
wR4a-1	333	0	333	-1	332	-2	331	-2	331	-1	330	-2				
wR4a-2	322	10	324	8	323	6	326	5	326	6						
wR4a-3	336	-3	330	-4	328	-5	329	-3	329	-8	327	-3				
wR4a-4	321	1	323	1	322	1	321	1	322	4	321	5				
wR4a-5	330	29	331	27	330	24	332	23	332	22	334	23				
wR4a-6	313	4	319	6	321	8	321	6	321	6	321	7				
rR 29a-1	353	24	354	25	353	25	353	25	354	25	353	24	354	24	353	25
rR 30a-2	322	3	324	7	331	14	321	-1	323	0	320	1	322	4	318	-2
wR30g-1	338	-6	336	-5	335	-5	335	-4	334	-5	335	-4				
pR 30h-2	334	3	338	-1	340	0	338	0	340	0	340	0	340	0	338	0
wR31e-1	348	4	350	3	349	3	346	2	347	2	342	1				
rR 31g-3	331	4	331	0	332	2	329	0	330	2	325	0	334	0	329	0
Средние	329	9	328	6	329	6	327	2	328	3	327	3	327	1	326	0
Кучность	20		26		31		25		30		29		18		19	
Верхний кембрий (д. Хамра)																
rR 8a-2	353	48	359	55	3	51	357	49	357	53	359	56	353	50	5	58
wR8a-1	13	52	7	46	7	35	13	44	5	41	5	37				
cR 8a-2	10	42	10	42	14	42			355	47					48	19
wR9a-1	341	31	339	30	343	29	341	30	342	27	341	27				
cR 10-6	8	14	8	13	10	13			9	13					9	13
cR 10a-3	10	17	10	16	11	15			13	22					12	16
rR 10-1	13	19	13	18	12	19	14	20	13	20	12	18	15	18	11	20
pR 10b-1	30	20	29	19	26	18	23	18	23	18	24	20	19	18	21	18
wR 10b-1	4	12	4	11	4	11	4	10	4	10	4	10				
rR 11-1	352	20	355	20	356	20	355	21	352	19	357	16	352	19	350	19
cR 11-1	5	-28	4	-32	3	-32			0	-38					325	-42
wR11f-1	344	40	344	36	345	34	345	37	343	35	345	35				
cR 12-2	18	20	17	20	19	21	20	20	18	20	18	20	16	20	14	18
wR12c-1	21	21	20	19	22	18	22	17	23	19	23	19				
rR 6d-1	167	48	164	38	160	36	161	36	160	35	160	35	163	35	162	34
wR 25b-1	174	20	174	23	174	23	173	23	174	22	173	22				
wR 32a-1	182	20	175	18	175	18	177	18	174	18	175	19				
wR 32b-1	180	24	179	21	179	20	179	18	179	18	179	18				

Таблица II

Размагничивание переменным полем пород верхнего кембрия и нижнего ордовика (д. Чечуй)

Индекс штуфа и образца	0		100 э		200 э		300 э		400 э		600 э		800 э	
	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J	D	J
R-породы														
rR5242-1	318	14					311	4			314	4		
rR5362-1	357	41					351	23			350	20		
rR5368-1	355	12					343	9			343	10		
rR5377-1	0	23					357	26			355	26		
cR5380-1	357	3	351	1	350	11			342	14			350	22
cR5381a-1	340	4	336	3	336	8			338	6			332	9
cR5381b-1	338	18	337	18	338	20			337	19			337	22
cR5385-1	340	19	339	18	340	17			337	17			338	17
rR5386-1	354	13					350	12			350	12		
cR5386-1	354	22	354	21	354	21			353	23			352	25
rR5393-1	345	31					340	26			340	29		
rR5397-1	353	25					348	24			359	23		
rR5412-1	339	16					336	17			336	16		
cR5412-1	345	21	344	23	345	21			344	21			345	21
rR5428-1	356	43					359	40			359	40		
rR5432-1	340	11					337	10			337	10		
rR5433-1	319	19					317	14			313	15		
rR5437-1	344	39					1	37			346	29		
rR5458-1	336	25					339	6			344	8		
Средние	344	22			343	20	342	19			342	19		
Кучность	13				27		27				29			

N-породы														
rR5404-1	150	-30					149	-33			149	-31		
cR5404-1	162	-13	161	-14	162	-12	-	-	159	-10			160	-8
cR5406-1	161	-22	161	-22	161	-23	-	-	160	-23			161	-22
rR5408-1	151	-31					149	-36			145	-37		
cR5408-1	154	-30	154	-32	155	-32			155	-28			155	-29
rR5415-1	172	-24					171	-26			169	-21		
rR5421-1	166	29					162	9			165	16		
rR5439-1	168	-34					150	-35			153	-33		
rR5442-1	161	-35					160	-38			161	-36		
rR5461-1	187	0					185	-12			184	-11		
Средние	164	-20			163	-22	161	-24			161	-22		
Кучность	11				13		20				15			

Таблица III

Терморазмагничивание пород

Индекс штуфа и образца	До чистки		300°C			400°C			500°C			600°C		
	D	J	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$
Средний ордовик (деревни Чертовская и Половинка)														
rR4c-1	321	-8	324	-8	0,95	326	-5	0,89	327	-7	0,87	322	-6	0,76
rR4c-7	324	-7	325	-10	0,95				324	-7	0,90			
rR4c-8	326	-6	328	-9	0,94				327	-8	0,92			
rR4c-9	324	-3	322	-6	0,97				322	-4	0,91			
rR4c-10	323	-3	326	-4	0,93				324	-3	0,90			
rR5-1	333	38	349	23	0,96				2	-10	0,49			
rR5-2	349	59	11	40	0,67				4	2	0,46			
rR5-3	333	25	342	42	0,86				351	2	0,41			

Таблица III (окончание)

Индекс штуфа и образца	До чистки		300°C			400°C			500°C			600°C		
	D	J	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$	D	J	$\frac{I_{nt}}{I_n}$
rR 5-4	337	48	0	19	0,90				353	5	0,37			
rR30a-3	325	22	330	18	0,94				327	-2	0,79			
rR30a-4	329	23	329	18	0,96				331	17	0,96			
rR30a-5	336	16	323	18	1,01				335	15	0,96			
rR30a-6	328	20	325	31	0,97	327	16	0,91	327	24	0,91			
pR30h	338	-3	338	-1	0,98	336	0	0,93						
Верхний кембрий (д. Хамра)														
rR8a-1	337	39	300	39	0,69				336	0	0,23			
rR8a-2	2	56	30	31	0,53				4	21	0,10			
rR8a-3	345	45	353	53	1,00				326	24	0,25			
rR8a-4	2	56	9	39	0,86				353	45	0,26			
pR10b-2	15	21	17	15	0,84	13	19	0,67						
rR11-2	5	20	7	23	0,65	4	21	0,58	4	12	0,58	24	21	0,46
rR24-2	180	23	180	26	0,85	181	23	0,73	181	25	0,61	177	34	0,23
rR28e-1	178	-21	178	-21	1,00	174	-24	1,07	170	-19	0,54	174	35	0,16
rR32b	179	24	180	15	0,96	183	14	0,95	194	24	0,56			
rR33b-1	212	58	195	39	0,78				180	2	0,33			
Сред- ние	N 184 R 330	22 16	183 333	15 12					181 336	8 2				
Куч- ность	N 6 R 13		9 14						12 20					

Индекс штуфа	n	D_b°	J_b^{δ}	D_h°	J_h°	K -	$\alpha^{\circ 95}$	Чистка	
								$\tilde{H}, \text{Э}$	T, °C
rDAI	4	215,0	-23,0			235,6	6,0		20
	4	215,8	-23,5			<u>273,5</u>	<u>5,6</u>		<u>300</u>
	4	215,3	-25,0			<u>254,6</u>	<u>5,8</u>		<u>450</u>
	4	213,2	-25,8			116,4	8,6		530
cDAI	4	235,5	-25,0			1229,2	2,6	0	
	4	235,0	-25,8			1390,8	2,5	200	
	4	235,8	-25,3			1982,9	2,1	400	
	4	235,8	-25,4			<u>2487,8</u>	<u>1,8</u>	<u>800</u>	
pDAI	4	230,5	-13,1			<u>1034,5</u>	<u>2,9</u>	<u>50</u>	
	4	228,0	-14,4			<u>162,3</u>	<u>7,2</u>	<u>200</u>	
	4	230,5	-14,0			<u>660,8</u>	<u>3,6</u>	<u>300</u>	
	4	230,5	-14,2			<u>463,8</u>	<u>4,3</u>	<u>500</u>	
rDAII	4	219,8	-16,5			17,2	22,7	800	
	4	214,3	-6,0			<u>736,6</u>	<u>3,4</u>		<u>20</u>
	4	215,7	-8,5			<u>528,7</u>	<u>4,0</u>		<u>300</u>
	4	216,3	-9,0			<u>693,3</u>	<u>3,5</u>		<u>450</u>
cDAII	4	224,3	-0,2			433,1	4,4	0	
	4	223,7	-2,3			<u>1271,4</u>	<u>2,6</u>	<u>200</u>	
	4	223,2	-2,5			<u>830,1</u>	<u>3,2</u>	<u>400</u>	
	4	224,5	-2,3			765,2	3,3	800	
pDAII	6	221,7	-5,7			1842,8	1,6	50	
	6	221,6	-6,4			2339,9	1,4	200	

Таблица IV (продолжение)

Индекс штуфа	n	D_b°	J_b°	D_h°	J_h°	K	α_{95}	Чистка	
								$\bar{H}, \bar{\Delta}$	T°, C
pDAII	6	222,3	-6,3			2130,4	1,5	300	
	6	221,8	-6,5			3312,0	1,2	500	
	6	221,7	-6,5			<u>3427,5</u>	<u>1,1</u>	<u>800</u>	
rDAIII	8	219,6	-23,7			439,0	2,6		20
	8	220,9	-24,2			234,3	3,6		300
	8	220,1	-24,3			578,2	2,3		450
	8	218,6	-23,5			<u>390,5</u>	<u>2,8</u>		<u>590</u>
pDAIII	4	229,6	-24,0			828,4	3,2	50	
	4	228,7	-24,3			1607,9	2,3	200	
	4	228,9	-24,8			705,0	3,5	300	
	4	229,3	-24,8			852,1	3,2	500	
	4	230,0	-25,0			<u>1358,7</u>	<u>2,5</u>	<u>800</u>	
rDAIV	4	217,5	59,0	231,0	31,7	51,9	12,9		20
	4	220,5	46,3	228,9	19,0	47,7	13,4		300
	4	220,9	51,3	230,6	23,7	36,7	15,3		450
	4	222,5	45,5	230,1	17,9	22,4	19,8		530
rDAIVab	4	41,8	62,5	322,5	73,6	177,5	6,9		20
	4	41,6	60,4	329,7	73,1	185,1	6,8		350
	4	34,6	57,6	334,2	68,8	63,8	11,6		450
pDAIV	3	123,7	66,5	195,9	73,1	42,2	19,1	50	
	3	126,0	64,7	191,2	71,7	31,2	22,3	200	
	3	131,7	64,7	194,0	69,4	36,0	20,7	400	
	3	128,5	56,3	172,8	66,3	52,3	17,1	800	
rDAVb	4	244,7	-8,8			500,8	4,1		20
	4	244,8	-11,3			436,4	4,4		300
	4	244,5	-13,3			848,6	3,2		450
	4	245,5	-13,5			667,8	3,6		590
	4								
pDAVa	6	240,6	-0,2			4334,0	1,2	50	
	6	240,9	-1,9			812,8	2,7	200	
	6	240,8	-2,6			522,3	3,4	300	
	6	240,6	-2,0			5394,2	1,0	800	
pDAVb	4	250,5	-25,2			1332,7	2,5	50	
	4	250,5	-25,2			798,9	3,3	200	
	4	251,0	-25,8			2325,4	1,9	400	
	4	250,6	-25,9			<u>1215,3</u>	<u>2,6</u>	<u>800</u>	
cDAVI	4	219,7	-3,5			366,8	4,8	0	
	4	218,8	-8,8			599,6	3,8	200	
	4	218,0	-9,8			703,7	3,5	400	
	4	219,3	-10,3			<u>945,2</u>	<u>3,0</u>	<u>800</u>	
pDAVI	4	228,8	11,1	229,3	-8,2	29,5	17,2	50	
	4	223,2	6,7	222,5	-10,3	62,7	11,7	200	
	4	223,1	4,5	221,5	-12,3	77,1	10,5	400	
	4	222,1	2,0	219,6	-14,2	59,9	12,0	800	
rDBI	7	319,0	79,8			1016,9	1,9		20
	7	322,5	78,0			3362,4	1,0	300	300
	7	331,1	78,5			<u>3835,2</u>	<u>1,0</u>	<u>600</u>	<u>590</u>
cDBI	4	259,5	80,8			583,2	3,8	0	
	4	262,5	82,0			290,2	5,4	200	
	4	265,0	82,3			348,6	4,9	400	
	4	261,5	83,0			<u>567,1</u>	<u>3,9</u>	<u>800</u>	

Таблица IV (продолжение)

Индекс штуфа	n	D [°] _b	J [°] _b	D [°] _h	J [°] _h	K	α [°] 95	Чистка	
								$\tilde{H}, \text{Э}$	T, °C
pDBIb	4	350,7	68,6			362,6	4,8	50	
	4	351,4	68,9			570,2	3,9	200	
	4	353,2	67,3			296,0	5,4	400	
	4	354,5	66,6			428,8	4,4	800	
cDBII	3	21,8	70,4			810,9	4,3	0	
	3	18,9	68,3			383,7	6,3	200	
	3	19,3	69,0			475,9	5,7	400	
	3	19,3	69,7			478,0	5,6	800	
rDCI	6	168,2	53,2	292,9	71,9	28,5	12,7		20
	6	170,6	60,0	304,1	66,2	65,5	8,3		300
	6	128,9	41,5	47,8	74,0	7,9	25,2		450
rDC	6	166,1	40,9	249,4	77,7	37,4	11,1		20
	6	167,2	28,5	206,2	71,8	5,0	32,8	300	350
	6	171,2	14,6	192,1	58,6	4,0	37,8	600	450
cDCI	4	99,4	67,6	358,0	51,2	7,4	35,8	0	
	4	163,0	64,2	316,8	64,6	66,7	11,3	200	
	4	154,0	76,3	328,4	53,7	20,0	21,0	400	
	4	144,9	58,5	338,3	71,2	29,3	17,2	800	
pDCIa	3	149,8	55,0	148,7	85,0	22,1	26,6	50	
	3	153,8	64,6	310,7	85,1	127,3	11,0	200	
	3	99,5	69,5	14,5	67,3	44,3	18,7	400	
	3	135,6	61,3	43,3	82,8	56,0	16,6	800	
rDCII	4	191,9	56,7	256,8	48,5	21,0	20,5		20
	4	175,2	38,3	223,3	53,2	42,9	14,2	300	300
cDCII	4	140,0	75,9	301,3	56,6	4,3	49,1	0	
	4	150,2	61,3	277,9	67,1	8,9	32,3	200	
	4	106,7	63,4	329,9	66,5	10,0	30,2	400	
	4	138,8	66,3	295,4	65,8	5,9	40,7	800	
pDCIb	5	46,7	86,6	336,4	59,1	3,8	43,9	50	
	5	69,9	83,1	343,9	60,5	4,2	41,8	200	
	5	83,4	63,6	23,6	59,9	4,2	41,3	400	
	5	92,2	72,9	6,0	65,0	8,3	28,0	800	
pDCII	4	154,1	65,4	325,1	69,5	30,1	17,0	50	
	4	124,6	54,4	20,9	71,2	185,1	6,8	100	
	4	107,7	57,6	18,7	61,3	29,5	17,1	200	
	4	89,1	45,5	36,7	48,2	3,0	61,2	400	
	4	93,0	35,4	52,0	46,3	3,7	53,5	800	
rDD1/3	4	243,2	-40,5			1467,7	2,4		20
	4	244,3	-44,3			1599,0	2,3		300
	4	245,2	-48,3			444,0	4,4		450
CDDI	4	248,9	-37,2			135,2	7,9	0	
	4	250,0	-40,3			659,8	3,6	200	
	4	252,7	-39,3			488,8	4,2	400	
	4	252,9	-39,5			343,0	5,0	800	
CDDII	4	246,5	-3,8	241,8	-11,4	K < 3	-	0	
	4	254,7	-9,0	245,7	-20,3	9,7	30,8	200	
	4	254,8	-5,1	248,1	-17,1	20,9	20,5	400	
	4	239,0	0,0	231,9	-12,2	4,9	45,1	800	
pDDIb, IIab	7	247,3	-41,7			170,3	4,6	50	
	7	247,4	-43,2			252,2	3,8	200	
	7	247,3	-43,6			281,1	3,6	400	
	7	248,3	-44,2			345,6	3,3	800	

Таблица IV (продолжение)

Индекс штуфа	n	D ^o _b	J ^o _b	D ^o _h	J ^o _h	K	α ^o ₉₅	Чистка	
								П, с	T, °C
pDEII	3	13,2	66,2	2,4	49,6	40,4	19,6	50	
	3	28,9	66,5	11,8	51,4	33,5	21,5	200	
	3	47,9	65,8	23,8	53,9	31,6	22,2	400	
	3	70,4	61,4	42,5	55,1	24,4	25,3	800	
pDEIII	4	190,4	61,5	184,0	73,2	72,1	10,9	50	
	4	177,7	54,6	168,2	65,3	96,7	9,4	200	
	4	171,8	49,0	162,8	59,1	112,4	8,7	400	
	4	165,5	44,1	156,9	53,5	81,5	10,2	800	
cDEIV	4	5,6	63,4	(4,2)	(53,4)	352,3	4,9	0	
	4	14,6	61,9	(11,2)	(52,1)	306,6	5,3	200	
	4	16,3	61,1	(12,6)	(51,4)	180,4	6,9	400	
	4	23,3	61,1	(18,0)	(51,7)	152,0	7,5	800	
cDEV	4	12,3	49,3	(10,4)	(39,5)	284,4	5,5	0	
	4	16,6	47,1	(14,2)	(37,5)	238,9	6,0	200	
	4	18,6	46,3	(16,0)	(36,7)	298,8	5,3	400	
	4	22,0	45,1	(19,0)	(35,7)	172,7	7,0	800	
rDHI,II	3	165,5	47,5			70,7	14,7		20
	3	173,1	38,8			23,9	25,6	300	300
	3	179,3	46,7			9,7	41,0	600	450
rDH	6	153,6	41,1	248,3	49,8	80,4	7,5		20
	7	179,3	35,7	236,4	31,0	53,2	8,3		300
	6	175,6	45,5	248,1	33,2	85,9	7,3		450
	4	156,9	56,1	265,6	40,6	207,9	6,4		575
cDHI	4	153,7	49,9	259,9	45,6	38,6	14,9	0	
	4	169,8	38,5	240,3	38,4	798,0	3,3	200	
	4	173,0	38,8	240,3	35,9	759,0	3,3	400	
	4	180,2	39,0	240,2	30,3	354,3	4,9	800	
cDHIII	4	183,7	45,6	247,7	27,5	58,3	12,1	0	
	4	193,1	31,5	232,9	19,2	286,0	5,4	200	
	4	195,3	30,8	232,6	17,2	262,7	5,7	400	
	4	200,5	28,0	230,8	12,2	263,6	5,7	800	
rCEIIa, 12(+)	3	182,1	20,0	179,5	-7,4	3,8	69,4	0	20
	3	187,5	15,5	186,2	-9,8	4,2	65,3		
rCEII	3					9,7	40,9	600	450
	3					10,9	38,5		
rCEII	4	167,7	-25,4	184,8	-53,4	5,5	42,4	0	20
	4	162,5	-42,8	197,0	-70,4	7,8	34,7	600	450
cCEI	4	166,4	10,6	166,9	-14,9	15,6	23,8	0	
	4	170,2	0,0	173,3	-24,4	36,8	15,3	200	
	4	169,0	0,7	171,8	-24,0	44,5	13,9	400	
	4	167,8	-6,0	172,3	-30,8	77,6	10,5	800	
cCEII	3	142,6	26,9	142,5	-11	3,7	70,3	0	
	3	160,6	-17,1	166,7	-43,2	63,2	15,6	200	
	3	160,6	-17,4	166,8	-43,5	73,2	14,5	400	
	3	160,9	-14,0	166,3	-40,1	82,1	13,7	800	
rCF7a,b,c	3	149,0	-41,1	140,7	-28,8	12,8	35,4		20
	3	154,9	-44,8	144,4	-33,5	10,9	38,6		300
	3	141,9	-53,1	131,5	-39,2	5,9	53,8		450
rCF7a,b,c	6	148,7	-35,8			14,7	18,0	0	
	6			141,8	-23,1	14,9	17,9		
	6	149,9	-47,7			18,6	15,9	600	
			141,9	-40,1	27,2	13,1			

Таблица IV (продолжение)

Индекс штуфа	n	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	α° ₉₅	Чистка	
								H, з	T, °C
rCF 7,9(+)	4	87,0	45,0			13,1	26,2	0	
	4	86,6	40,8	74,1	68,4	17,5	22,5		
rCF9,9a				76,0	64,4	14,7	24,6	600	
	3	81,2	49,3			16,7	23,0		
	3	94,3	52,8	56,0	72,7	18,3	29,3		20
	3	78,1	41,8	84,1	78,8	32,0	22,0		
				59,1	64,9	56,5	16,5		300
						56,8	16,4		450
cCFI	4	140,8	-39,9	134,2	-23,0	12,6	35,6		
	4	145,7	-43,8	137,1	-27,6	18,3	29,3	0	
	4	146,2	-43,3	137,6	-27,2	115,7	8,6	0	
	4	146,7	-44,8	137,6	-28,7	878,5	3,1	200	
cCFII	4	126,3	39,7	136,6	57,7	392,6	4,6	400	
	4	133,5	22,3	139,8	39,4	505,9	4,1	800	
	4	129,2	20,2	134,3	38,1				
	4	127,8	18,3	132,2	36,5				
pCFI(+)	6	186,8	36,4	204,0	32,2	23,9	13,9	0	
	6	188,3	33,1	203,3	28,7	21,7	14,7	100	
	6	188,7	29,0	201,5	25,0	22,9	14,3	200	
	6	188,5	18,6	196,3	15,8	30,9	12,2	400	
	6	186,4	14,4	192,6	12,9	52,8	9,3	600	
	6	186,9	11,8	191,9	10,3	71,6	8,0	800	
pCF I	3	190,2	11,9	194,9	9,0	50,5	17,4	50	
	3	187,5	4,8	189,4	3,7	80,2	13,8	100	
	3	186,3	1,0	186,7	0,8	71,2	14,7	200	
	3	188,7	-4,2	186,7	-4,9	86,4	13,3	400	
	3	188,8	-8,7	184,8	-9,1	98,1	12,5	600	150
	3	186,5	-6,7	183,6	-6,3	55,5	16,6	800	300
pCFIIa	6	275,2	68,9	279,6	49,1	9,5	22,7	50	
	6	268,7	61,1	274,5	41,6	67,8	8,2	100	
	6	266,7	59,9	273,0	40,6	59,6	8,7	200	
	6	268,9	60,7	274,6	41,2	50,9	9,5	400	
	6	268,3	61,5	274,4	42,0	49,9	9,6	600	
	6	269,4	61,5	275,1	42,0	35,6	11,4	800	
pCFIIb	5	140,5	-18,9	139,1	-8,3	46,8	11,3	50	
	5	152,6	-33,6	148,5	-24,2	3,0	51,4	100	
	5	152,5	-36,7	147,9	-27,2	3,2	49,2	200	
	5	148,8	-39,1	144,2	-29,2	9,5	25,9	400	
	5	143,2	-39,1	139,3	-28,6	65,3	9,5	600	150
	5	141,3	-40,6	137,4	-29,9	70,6	9,2	800	250
rCG1	3	110,0	-70,3	65,9	-76,0	20,2	27,9	0	
	3	122,2	-67,3	88,3	-76,6	23,5	25,8	300	
	3	126,1	-62,9	102,5	-73,6	29,2	23,1	600	
rCG1	3	118,6	-61,3	94,4	-70,6	30,6	22,5		20
	3	112,6	-66,6	78,0	-73,8	23,3	25,9		450
rCG2	3	151,9	-53,5	141,5	-77,1	45,8	18,3	0	
	3	143,9	-54,8	119,8	-76,9	50,9	17,4	300	
	3	135,1	-54,5	102,9	-74,0	29,9	22,8	600	
rCG2,1a	3	148,3	-54,3			37,1	20,4		20
	3	141,9	-54,3	137,4	-74,3	47,4	18,0		
				124,5	-73,2	20,3	27,8		450
						23,9	25,6		

Таблица IV (продолжение)

Индекс штуфа	n	D ^{°_b}	J ^{°_b}	D ^{°_h}	J ^{°_h}	K	α ^{°₉₅}	Чистка	
								H, э	T, °C
rCG2,4,5	4	136,9	-37,8			62,7	11,7	0	
	4	138,6	-38,6	121,7	-55,1	32,5	16,3		
rCG4,5, 6	3	137,9	-42,6	123,1	-56,3	<u>37,3</u>	<u>9,9</u>	<u>600</u>	
	3	135,0	-43,7	118,4	-58,3	41,7	14,4		20
cCGI	4	272,9	13,3	113,4	-58,5	185,3	9,1		
	4	238,5	-45,4	270,5	2,3	69,5	14,9		
cCGII	4	306,9	-62,2	113,4	-58,5	<u>354,6</u>	<u>6,5</u>		<u>450</u>
	4	328,2	-62,5	270,5	2,3	92,3	12,9		
pCGIb	5	156,4	-54,3	270,5	2,3	K < 3	-	0	
	5	158,4	-58,8	253,7	-62,4	K < 3	-	200	
pCGIIa	3	23,2	42,3	338,5	-55,1	12,6	26,7	400	
	3	25,6	38,8	352,4	-50,0	<u>17,7</u>	<u>22,3</u>	<u>800</u>	
pCGIIb	3	106,3	-41,0	120,3	-35,5	84,3	10,1	0	
	3	111,0	-47,2	120,7	-43,6	151,7	7,5	200	
rCH24	4	131,1	-42,5	120,5	-44,0	<u>175,8</u>	<u>7,0</u>	400	
	4	132,3	-46,7	123,4	-44,5	<u>125,7</u>	8,2	<u>800</u>	
rCH24	4	126,6	-39,6	146,7	-73,8	8,2	28,2	50	100
	4	139,9	-45,6	147,7	-78,5	14,7	20,5	100	150
cCHI	4	87,1	-39,4	147,4	-80,7	20,7	17,2	200	200
	4	125,3	-48,9	143,8	-82,7	<u>25,8</u>	<u>15,3</u>	<u>400</u>	<u>300</u>
cCHII	4	145,4	-41,1	35,3	46,7	67,7	15,0	50	100
	4	144,8	-45,5	36,3	42,9	<u>119,8</u>	<u>11,3</u>	<u>100</u>	<u>150</u>
pCHIIa	5	110,9	-39,0	36,6	38,6	37,8	20,2	200	250
	5	114,9	-49,2	33,8	34,7	19,8	28,2	400	300
rCJ 18, 21,23	3	132,8	-34,9						
	3	136,4	-23,6						
rCH 18,19,20	5	137,5	-13,0						
	5	135,6	-30,3						
cCJ I	4	150,4	56,5						
	4	155,1	-18,7						
rCGIIb	3	156,8	-50,3	106,3	-41,0	9,5	41,4	50	100
	3	156,8	-50,3	111,0	-47,2	<u>10,7</u>	<u>38,9</u>	<u>100</u>	<u>150</u>
rCH24	4	131,1	-42,5	156,8	-50,3	7,2	48,1	200	250
	4	132,3	-46,7	113,8	-45,2	9,7	30,8	0	
rCH24	4	126,6	-39,6	112,2	-49,3	<u>43,5</u>	<u>14,1</u>	<u>600</u>	
	4	139,9	-45,6	111,2	-41,2	17,6	18,5		20
cCHI	4	87,1	-39,4	120,3	-50,7	<u>48,2</u>	<u>11,1</u>		<u>200-300</u>
	4	125,3	-48,9	77,0	-41,9	11,7	37,1	0	
cCHII	4	145,4	-41,1	114,8	-58,2	71,8	14,6	200	
	4	144,8	-45,5	121,2	-61,9	<u>80,6</u>	<u>13,8</u>	<u>400</u>	
pCHIIa	5	110,9	-39,0	112,7	-65,2	24,4	25,3	800	
	5	114,9	-49,2	122,7	-29,0	9,6	30,9	0	
rCJ 18, 21,23	3	132,8	-34,9	141,8	-52,6	<u>91,7</u>	<u>9,6</u>	200	
	3	136,4	-23,6	140,3	-57,0	71,8	10,9	400	
rCH 18,19,20	5	137,5	-13,0	140,6	-57,9	64,9	11,5	800	
	5	135,6	-30,3	105,5	-32,3	32,1	13,7	50	100
cCJ I	4	150,4	56,5	106,8	-42,9	<u>459,8</u>	<u>3,6</u>	<u>100</u>	<u>150</u>
	4	155,1	-18,7	97,6	-37,2	8,9	26,9	200	250
rCH 18,19,20	5	137,5	-13,0	123,7	-36,5	7,5	47,2		
	5	135,6	-30,3	130,9	-26,7	<u>45,1</u>	<u>18,5</u>	<u>600</u>	
cCJ I	4	150,4	56,5	133,6	-17,0	10,6	24,4		
	4	155,1	-18,7	127,1	-33,4	<u>15,5</u>	<u>20,0</u>		<u>450-550</u>
rCH 18,19,20	5	137,5	-13,0	127,1	-33,4	19,0	17,9		
	5	135,6	-30,3	152,7	46,7	3,9	51,7	0	
cCJ I	4	150,4	56,5	154,6	-28,7	14,4	24,9	200	
	4	155,1	-18,7	155,5	-28,7	<u>15,5</u>	<u>24,0</u>	<u>400</u>	
rCH 18,19,20	5	137,5	-13,0	180,1	-27,0	13,5	25,8	800	
	5	135,6	-30,3						

Таблица IV (окончание)

Индекс штуфа	n	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	α° ₉₅	Чистка	
								$\tilde{H}, \text{э}$	T, °C
сСJ II	4	122,3	5,2	122,5	-2,5	10,9	28,9	0	
	4	146,2	-21,5	144,8	-31,1	165,5	7,2	200	
	4	145,2	-20,3	143,8	-29,8	170,2	7,1	400	
	4	147,1	-23,3	145,7	-32,9	132,1	8,0	800	
рСJ Ib3, II a1, Ib1	3	143,3	-6,8			4,8	60,9	100	100
				135,3	-27,6	K < 3			
	3	132,8	-32,4			55,5	16,6	200	150
				112,9	-47,8	16,4	31,1		
	3	127,9	-29,6			33,8	21,4	300	200
				108,8	-43,3	12,8	36,3		
	3	123,7	-29,2			23,4	25,7	400	250
				103,6	-40,9	9,2	42,3		
сСКИ	4	213,2	73,0	213,2	73,0	K < 3		0	
	4	183,5	-34,1	183,5	-34,1	29,1	17,3	200	
	4	185,3	-42,8	185,3	-42,8	83,5	10,1	400	
	4	179,2	-33,4	179,2	-33,4	15,7	23,8	800	
сCFPIV	4	230,8	59,3	230,8	59,3	21,0	20,4	0	
	4	241,8	-56,5	241,8	-56,5	1152,7	2,7	200	
	4	250,2	-35,8	250,2	-35,8	26,7	18,1	400	
	4	221,4	-31,7	221,4	-31,7	75,6	10,6	800	
сCFRVI	4	351,1	-38,0	351,1	-38,0	K < 3		0	
	4	238,1	-51,3	238,1	-51,3	42,1	14,3	200	
	4	213,7	-35,9	213,7	-35,9	K < 3	-	400	
	4	313,0	1,7	313,0	1,7	4,6	46,7	800	

Примечание. Подчеркнуты значения, соответствующие максимальной кучности векторов.

Палеомагнитные направления (Тюрингия и Фогтланд)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D _b °	J _b	D _h °	J _h	K	α° ₉₅	Чистка	
										H, э	T, °C
rDAI	4	95	30	215,8	-23,5	199,7	-35,5	273,5	5,6		300
nDAI	3	75	28	221,7	-14,6	213,3	-37,0	797,0	4,4	800	
cDAI	4	94	30	235,8	-25,3	219,7	-46,5	2487,7	1,8	800	
wDAI	1	87	30	224,4	-25,9	207,2	-45,2			250	
pDAI	4	82	26	230,5	-14,0	223,5	-35,5	673,3	3,6	300	
rDAII	4	71	30	216,3	-9,0	209,0	-32,8	693,3	3,5		450
nDAII	5	48	19	212,3	-14,1	209,9	-32,3	413,0	3,8	800	
cDAII	4	52	25	223,7	-2,3	222,7	-27,0	1271,4	2,6	200	
wDAII	1	59	30	214,2	-5,5	209,4	-32,3			250	
pDAII	6	59	30	221,7	-6,5	217,9	-34,9	3427,5	1,1	800	
rDAIII	8	78	25	220,1	-24,3	208,5	-42,6	578,2	2,3		450
nDAIII	5	98	23	218,6	-29,3	204,2	-38,6	683,2	2,9	800	
wDAIII	1	78	25	229,5	-21,9	220,7	-43,1			250	
pDAIII	4	76	20	230,0	-25,0	223,4	-42,5	1358,7	2,5	800	
rDAIV	4	70	30	217,5	59,0	231,0	31,7	51,9	12,9		20
rDAIVab	4	76	30	41,6	60,4	329,7	73,1	185,1	6,8		350
nDAIV	5	65	30	31,0	54,6	336,5	71,1	63,2	9,7	800	
wDAIV	1	80	30	235,9	38,1	241,0	10,1			250	
pDAIV	3	82	25	128,5	56,3	172,8	66,3	52,3	17,1	800	
rDAVb	4	74	30	244,5	-13,3	241,4	-42,8	848,6	3,2		450
nDAV	2	96	16	229,5	-18,6	224,1	-29,1			800	
wDAV	1	74	30	232,4	-11,8	226,3	-39,2			250	
pDAVa	6	96	28	240,6	-2,0	236,5	-24,4	5394,2	1,0	800	
pDAVb	4	96	28	251,0	-25,8	239,6	-50,1	2325,4	1,9	400	

Таблица V (продолжение)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D ^o _b	J ^o _b	D ^o _n	J ^o _n	K	α ^f ₉₅	Чистка	
										H, з	T, °C
nDAVI1	1	73	20	232,8	6,7	232,5	-12,1			800	
nDAVI2	1	73	20	218,1	-5,2	215,3	-21,4			800	
cDAVI	4	73	20	219,3	-10,3	215,4	-26,6	945,2	3,0	400	
wDAVI	1	70	25	223,2	-7,0	219,2	-29,0			250	
pDAVI	4	96	28	223,1	4,5	221,5	-12,3	77,1	10,5	400	
rDBI	7	217	35	331,1	78,5	20,9	49,1	3835,2	1,0	+	+
nDBI	5	193	28	359,7	62,2	5,5	34,6	1162,8	2,2	800	
cDBI	4	217	35	261,5	83,0	27,3	59,6	567,1	3,9	800	
wDBI	1	184	25	38,0	82,4	12,1	58,4			250	
pDBIb	4	210	28	351,4	68,9	11,9	43,8	570,2	3,9	200	
pDBIa1	1	180	45	110,3	82,0	11,1	47,3			200	
pDBIa2	1	180	45	93,2	78,1	16,8	44,4			200	
rDBII	8	192	40	110,3	87,0	16,7	50,3	1364,6	1,5		20
cDBII	3	192	25	21,8	70,4	16,7	45,6	810,9	4,3	0	
wDBII	1	184	26	19,6	80,9	8,3	55,2			250	
wDBIII	1	208	22	235,9	28,9	245,9	47,1			250	
wDBIV	1	220	21	259,5	20,0	267,2	35,4			250	
rDCI	6	150	50	170,6	60,0	304,1	66,2	65,5	8,2		300
rDC	8	150	50	167,8	42,6	256,8	76,4	46,7	7,5		20
nDC	5	150	46	109,1	79,2	341,4	51,7	89,7	8,1	800	
cDC	4	150	50	163,0	64,2	316,8	64,6	66,7	11,3	200	
wDCI	1	149	44	133,1	48,1	42,3	79,0			250	
pDCIa	4	150	30	153,8	64,6	310,7	85,1	127,3	11,0	200	
rDCII	4	126	45	175,2	38,3	223,3	53,2	42,9	14,2		
nDCII	4	150	46	122,2	75,5	342,0	55,7	3		800	
cDCII	4	127	47	150,5	65,0	284,1	64,4	16,7	23,0	200-800	
wDCII	1	146	43	163,8	56,3	282,9	75,6			200	
pDCII	4	150	45	124,6	54,4	20,9	71,2	185,1	6,8	100	
pDCIb	5	150	30	92,2	72,9	6,0	65,0	8,3	28,0	800	
rDDI/3	4	144	35	244,3	-44,3	211,2	-40,2	1599,0	2,3		300
nDDI, II, III	8	152	26	245,5	-45,2	221,4	-41,1	1110,2	1,7	800	
cDDI	4	145	42	250,0	-40,3	213,8	-37,8	659,8	3,6	200	
cDDII	4	142	35	253,5	-7,8	245,4	-18,6	66,2	11,4	400-800	
wDDIV	1	162	21	248,9	-48,6	227,4	-43,4			250	
wDDV	1	145	32	249,4	-45,1	216,7	-43,9			250	
wDDVII	1	151	30	235,7	-30,1	220,6	-23,2			250	
pDDIb, IIab	(3)	147	36	248,3	-44,2			345,6	3,3		
						217,3	-41,3	752,4	2,2	800	
rDDI	3	144	44	219,8	38,1	254,8	35,3	12,2	36,3		20
wDDI	1	145	62	162,3	24,7	226,9	74,2			200	
wDDII	1	149	75	25,7	66,9	348,2	1,7			250	
wDDIII	1	154	56	216,3	18,7	245,3	33,0			250	
wDDVI	1	138	38	237,9	17,3	246,4	7,7			250	
nDEI	4	203	19	30,7	26,0	30,0	7,2	83,7	10,1	800	
nDEII	5	325	10	20,3	7,2	21,8	12,8	28,9	14,4	800	
nDEIV	4	0	0	14,6	61,9	14,6	61,9	306,6	5,3	200	
cDEV	4	0	0	18,6	46,3	18,6	46,3	298,8	5,3	400	
pDEII	3	166	18	13,2	56,4	2,4	49,6	40,6	19,6	50	

Таблица V (окончание)

Индекс штуфа	л	A°	B°	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	α° ₉₅	Чистка	
										\bar{H} , э	T, °C
wDEI-VI	6	211	12								
		229	14								
	N=6	201	12	128,3	49,5			27,8	12,9	250	
		175	10								
		180	10			115,3	52,9	53,2	9,3		
		157	12								
pDEIII	4	200	12	171,8	49,0	162,8	59,1	112,4	8,7	400	
rDHI,II	15	115	72	161,0	45,0	250,7	43,3	31,5	6,9		
rDH	4	115	72	159,9	56,1	264,5	39,3	207,9	6,4		575
cDHI	4	115	72	169,8	38,5	240,3	38,4	798,0	3,3	200	
cDHIII	4	115	72	193,1	31,5	232,9	19,2	286,0	5,4	200	
wDHI-V	5	120	70								
		115	78								
		112	82	181,4	42,9			29,8	14,2	250	
		114	76								
		115	80			247,0	26,0	38,8	12,4		
nDHI	1	110	86	252,4	-75,8	118,9	-15,2			800	
nDHI-1	1	110	86	244,1	-73,9	121,9	-15,0			800	
nDHI-2	1	110	86	317,6	71,8	298,5	-12,1			800	
nDHII	2	105	63	14,8	62,3	315,5	23,6			800	
pDHII	1	115	75	162,2	21,8	221,0	44,5			400	
pDHIII	1	113	76	192,0	41,9	243,0	17,4			400	

Таблица VI

Палеомагнитные направления (Баррандов)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D _b °	J _b °	D _h °	J _h °	K	α ₉₅ °	Чистка			Порядко- вый номер штуфа в группе
										\tilde{H} , э	T, °C	r	
rCA33	7	268	10	304,5	28,5	308,5	36,3	49,1	8,7		(1)	(6)	(1)
rCA33A	4	0	0	281,9	29,0	281,9	29,0	<u>4,9</u>	<u>45,1</u>		(2)	(2)	X
rCA34	4	0	0	326,2	27,8	326,2	27,8	<u>22,9</u>	<u>19,6</u>		(2)	(2)	(2)
rCA34B	8	185	20	282,6	36,2	295,7	31,2	12,6	16,2	(1)	(3)	(4)	(3)
rCA35	5	180	10	258,1	-29,8	252,8	-27,3	50,4	10,9	(1)	(2)	(2)	1
rCA36(+)	6	212	10	285,1	28,7	290,7	31,1	23,5	14,1	(1)	(2)	(3)	(4)
rCA36(-)	4	212	10	283,8	-10,6	282,3	-7,3	69,8	11,1	(2)		(2)	2
rCA34,35A(-)	5	0	0	256,7	-29,7	256,7	-29,7	16,0	19,6			(5)	3
rCA34B,35B(-)	10	185	20	270,8	-27,5	261,1	-24,3	56,0	6,5	(4)	(2)	(4)	4
rCA34,35A(+)	4	0	0	276,7	14,6	276,7	14,6	<u>17,3</u>	<u>22,6</u>		(1)	(3)	X
nCAI	3	245	9	173,1	49,5	162,4	51,5	13,3	34,7	800			an
nCAI(-)	2x2	245	9	103,8	-9,1	104,4	-9,1	94,4	9,5	800			an
nCAII	6	245	9	271,1	-38,8	268,5	-30,6	12,5	19,6	800			5
nCAIII	3	245	9	267,7	-0,1	267,9	8,2	46,6	18,2	800			an
nCAIIIA	6	245	9	269,2	-19,0	268,2	-10,8	53,7	9,2	800			6
nCAIIIB	6	245	9	219,7	-30,9	221,6	-22,7	31,7	12,1	800			7
cCAI	3	100	5	310,8	28,4	309,6	24,1	9,9	40,4	0			X
cCAII	4	100	5	274,3	-33,3	273,9	-38,3	68,3	11,2	200			8
cCAIII	3	100	5	246,3	-24,4	244,9	-28,5	26,9	24,1	400			9
cCAI,III	2x2	100	5	287,1	56,2	286,3	51,2	123,3	8,3	0			(5)
pCAI	4	245	9	289,6	-27,3	286,8	-20,7	21,0	20,5	600			10
pCAII	5	230	10	35,7	-31,9	33,7	-41,5	36,5	12,8	600			an
pCAIII	5	245	9	294,9	-0,6	295,2	5,2	16,4	19,4	800			

Таблица VI (продолжение)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	α° ₉₅	Чистка			Порядко- вый номер штуфа в группе
										H, э	T, °C	r	
rCB26	5	294	30	290,0	-53,5	291,4	-23,5	17,0	19,0	(1)	(1)	(3)	(1)
rCB27	4	292	40	293,3	-57,1	292,7	-17,1	75,4	10,6	(1)	(1)	(2)	(2)
rCB28	5	296	42	281,3	-51,3	286,7	-10,1	16,4	19,4	(1)	(1)	(3)	(3)
rCB29	8	278	25	251,8	-73,7	266,9	-49,8	78,3	6,3	(1)	(2)	(5)	(4)
nCBI	4	295	33	320,6	-10,5	320,6	10,3	124,6	8,3	800			ан
nCBII	6	330	21	234,0	-45,4	255,0	-43,7	380,4	3,4	800			(5)
cCBI	2x2	315	30	300,5	3,5	297,8	32,4	63,1	11,6	400			ан
cCBI,II	6	315	30	254,4	-56,7	278,7	-36,1	107,8	6,5	400			(6)
pCBII	2x2	289	24	203,6	-58,2	235,2	-49,4	41,3	14,4	200			(7)
rCC30	4	316	12	322,8	49,8	325,3	61,7	14,2	25,1	(1)		(3)	(1)
rCC31	5	303	34	264,3	28,5	241,8	51,2	20,6	17,2		(2)	(3)	(2)
rCC32(+)	5	312	30	300,0	8,7	296,9	37,9	24,0	15,9		(2)	(3)	(3)
rCC32(-)	8	312	30	265,3	-13,2	266,3	7,8	15,8	14,3	(2)		(6)	1
rCC32(-)	3	312	30	330,5	-20,8	329,4	7,8	16,3	31,2	(2)		(1)	2
nCCI,II	7	312	29	289,8	-23,6	291,7	3,5	24,4	12,5	800			3
nCCI(+)	2x2	312	29	246,3	23,6	231,2	32,3	32,2	16,4	800			(4)
cCCI,II	4	320	24	324,0	-41,1	323,0	-7,2	9,4	41,7	400			X
cCCI,II	3	320	24	270,7	-31,0	279,1	-6,6	5,1	58,4	400			X
pCCIA	3	315	26	217,4	-47,7	245,1	-44,7	8,6	43,6	200			X
pCCIB	4	315	19	313,6	-51,6	314,0	-32,6	15,9	23,6	600			4
pCCII	4	321	31	288,0	-27,3	292,1	-0,5	34,6	15,8	200			5
pCCIII	2x2	308	28	251,4	53,9	207,3	60,0	9,4	31,2	200			X
rCD16(-)	4	330	35	234,4	-44,8	266,2	-38,1	8,4	33,3	(1)	(3)		X
rCD16(+)	4	330	35	239,7	50,1	205,4	38,8	67,3	11,3			(4)	1
rCD16(+)	4	330	35	326,4	53,6	272,2	37,5	507,7	4,1			(4)	2
rCD17(+)	3	296	40	285,4	67,2	129,3	72,0	28,9	23,2			(3)	3
nCDI(+)	2x2	0	0	229,9	45,1	229,9	45,1	272,1	5,6	800			4
nCDII(-)	3	0	0	223,3	-29,0	223,3	-29,0	539,2	5,3	800			(1)
nCDI,II,III(-)	4	0	0	264,8	-5,0	264,8	-5,0	5,0	44,4	800			X
nCDIII(+)	3	0	0	258,1	18,5	258,1	18,5	5,2	58,0	800			X
cCDI	3	0	0	193,9	-37,6	193,9	-37,6	14,9	32,6	400			(2)
cCDII(+)	3	0	0	335,7	37,1	335,7	37,1	1700,6	3,0	0			5
cCDII(-)	3	0	0	199,7	-33,6	199,7	-33,6	11,7	37,2	800			X
pCDIA	4	315	30	60,7	-35,3	37,9	-37,7	18,4	21,9	400			(3)
pCDIB	3	135	51	329,4	63,4	321,6	13,0	13,0	35,1	200			6
pCDIII	2x2	214	40	116,7	-54,1	162,6	-41,9	100,2	9,2	100			(4)
rCEI0	3	323	42	153,1	-37,2	181,1	-76,9	89,5	13,1			+	1
rCEI1a(+)	6	320	34	173,4	19,6	171,7	-9,3	23,8	14,0	600	450	+	2
rCEI1a	8	320	34	164,1	-31,3	184,4	-60,1	8,6	20,0	600	450	+	3
rCEI2	3	325	38	167,4	10,5	169,3	-24,6	34,0	21,3	600	450	+	4
nCEI	3	325	35	178,7	-43,2	220,6	-65,3	5,0	58,9	800			X
nCEI(+)	3	325	35	172,7	33,2	167,9	1,4	7,4	47,4	800			X
cCEI	4	322	28	167,8	-6,0	172,3	-30,8	77,6	10,5	800			5
nCEII	6	325	35	148,7	26,3	148,4	-8,6	9,2	23,2	800			7
cCEII	3	322	28	160,9	-14,0	166,3	-40,1	82,1	13,7	800			6
nCEIII	5	325	35	161,1	37,5	157,7	3,5	3,6	46,0	800			X
nCEIV	3	325	35	145,8	26,2	145,7	-8,8	10,4	39,6	800			X
nCEV	5	325	39	160,4	9,4	162,3	-28,1	28,9	14,4	800			8

Таблица VI (продолжение)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D _b °	J _b °	D _h °	J _h °	K	α ₉₅	Чистка			Порядко- вый номер штуфа в группе
										~ H, э	T, °C	r	
rCF7a	5	101	17	123,3	-43,3	119,1	-27,3	19,0	17,9		300	+	1
rCF7b	7	101	17	126,6	-28,5	123,9	-13,0	11,6	18,4		450	+	2
rCF7c	9	101	17	179,5	-44,0	165,2	-38,5	121,3	4,7	600		+	3
rCF8	6	104	20	149,0	-36,7	141,6	-21,6	67,6	8,2			+	4
rCF9	8	105	25	97,0	56,5	76,7	80,7	41,9	8,6		300	+	(1)
rCF9a	4	88	30	88,6	22,7	88,9	52,7	48,4	13,3		300	+	(2)
nCFI	6	105	20	98,9	77,6	294,7	82,2	3,5	41,2	800			(3)X
cCFI	4	105	20	145,7	-43,8	137,1	-27,6	878,5	3,1	200			5
cCFII	4	105	20	129,2	20,2	134,3	38,1	48,8	13,3	400			
nCFII, III	5	105	20	52,7	62,4	9,3	68,4	47,8	11,2	800			(4)
nCFIV	3	105	20	43,2	56,1	10,8	60,5	889,0	4,1	800			(5)
nCFV	4	105	20	38,3	49,0	13,6	52,9	36,8	15,3	800			(6)
nCFVI	4	100	39	71,3	44,5	17,5	69,8	122,7	8,3	800			(7)
nCFVII	5	100	39	75,1	36,9	38,9	67,4	28,0	17,6	800			(8)
pCFI(+)	6	96	25	186,9	11,8	191,9	10,3	71,6	8,0	800			
pCFI(-)	3	96	25	188,8	-8,7	184,8	-9,1	98,1	12,5	600	150		
pCFIIa	6	105	20	268,7	61,1	274,5	41,6	67,8	8,2	100			
pCFIIb	5	112	12	141,3	-40,6	137,4	-29,9	70,6	9,2	800	250		6
rCG1	9	336	14	122,5	-64,5	94,7	-74,3	30,7	9,4	600	450	+	1
rCG1a	5	336	14	136,6	-65,2	115,7	-77,6	98,7	7,7	600	450	+	2
rCG1b	8	336	14	128,1	-42,1	119,8	-54,0	9,7	18,7	600	450	+	3
rCG2	20	338	24	142,5	-45,0	128,6	-67,4	29,7	6,1	300	450	+	4
rCG3	7	336	25	111,1	-58,8	61,5	-68,5	22,9	12,9			+	5
rCG4	6	342	24	126,8	-40,3	106,9	-57,6	116,7	6,2		450	+	6
rCG5	7	10	24	122,6	-37,4	102,5	-42,8	31,7	10,9	600		+	7
rCG6	8	350	21	136,7	-37,5	122,6	-53,7	138,6	4,7		450	+	8
nCGI	3	334	19	300,0	-61,6	312,0	-44,7	6,6	50,6	800			(1)
cCGI	4	33	20	328,2	-62,5	352,4	-50,0	17,7	22,3	800			(2)
nCGII	4	334	19	325,6	-50,5	327,7	-31,6	1081,4	2,8	800			(3)
cCGII	4	33	20	139,2	-41,6	120,5	-44,0	175,8	7,0	400			9
nCGIII	6	360	22	152,4	-43,1	135,5	-61,2	399,9	3,4	800			10
nCGIV	6	360	22	146,8	-52,7	117,4	-68,0	338,4	3,6	800			11
pCGIb	5	345	20	159,2	-63,1	143,8	-82,7	25,8	15,3	400	300		12
pCGIIa	3	319	13	25,6	38,8	36,3	42,9	119,8	11,3	100	150		
pCGIIb	2	0	0	111,0	-47,2	111,0	-47,2	10,7	38,9	100	150		13
rCH24a	9	24	18	127,5	-41,7	110,9	-43,4	53,7	7,1	600		+	1
rCH24b	9	24	18	132,2	-45,3	113,1	-48,1	39,8	8,3		300	+	2
nCHI	4	10	15	139,1	-39,4	127,1	-47,7	36,9	15,3	800			3
nCHII	6	10	15	129,3	-48,4	111,7	-53,7	41,9	10,4	800			4
cCHI	4	340	12	131,5	-51,9	121,2	-61,9	80,6	13,8	400			5
cCHII	4	340	12	145,4	-41,1	141,8	-52,6	91,7	9,6	200			6
pCHIa	5	60	10	114,9	-49,2	106,8	-42,9	459,8	3,6	100	150		7
rCJ18	8	52	15	146,8	-26,8	139,1	-27,1	19,1	13,0	600		+	1
rCJ19	3	8	15	145,6	-8,4	143,0	-19,3	24,9	25,0			+	2
rCJ20	5	22	13	116,1	-24,4	110,1	-24,7	21,1	17,0			+	3
rCJ21	3	22	8	145,8	-30,4	141,5	-34,6	27,1	24,0	600		+	4
rCJ22	4	22	5	101,2	28,7	103,9	29,5	12,6	26,7			+	(1)
rCJ23, 23a	6	10	16	135,6	-36,5	123,6	-44,5	11,9	20,1	600		+	5

Таблица VI (окончание)

Индекс штуфа	n	A°	B°	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	α° ₉₅	Чистка			Порядко- вый номер штуфа в группе
										Ñ, э	T, °C	r	
nCJIa	4	360	10	133,5	22,1	135,9	15,1	19,7	21,1	800			(2)
nCJIb(+)	4	360	10	108,3	16,5	110,8	13,1	19,5	21,2	800			(3)
nCJIa, Ib	3	360	10	126,1	-26,4	121,4	-32,0	88,2	13,2	800			6
cCJI	4	342	10	156,0	-18,8	155,5	-28,7	15,5	24,0	400			7
nCJIИa	6	35	11	143,6	-30,7	136,9	-33,6	42,4	10,4	800			8
nCJIИb	5	35	11	125,8	-21,8	121,4	-21,5	87,7	8,2	800			9
cCJIИ	4	342	10	145,2	-20,3	143,8	-29,8	170,2	7,1	400			10
pCJIИ	3	20	10	132,8	-32,4			55,5	16,6	200	150		
		350	6										
		12	14										
rCK25	8	268	20	161,8	-32,1	175,2	-35,5	9,6	18,8			+	1
rCK25(+)	3	268	20	243,9	70,0	166,7	81,8	3,5	72,6			+	X
rCK25c	7	288	20	166,8	-30,1	179,4	-38,6	86,5	6,5				2
nCK	3	0	0	196,5	-48,9	196,5	-48,9	460,5	5,7	800			3
cCKI	4	0	0	185,3	-42,8	185,3	-42,8	83,5	10,1	400			4
cCFRIV	4	0	0	241,8	-56,5	241,8	-56,5	1152,5	2,7	200			
cCFRVI	4	0	0	238,1	-51,3	238,1	-51,3	42,1	14,3	200			

Примечание. Цифры в скобках обозначают количество образцов, подвергнутых тому или иному виду чистки. Знак + показывает, что данные образцы были подвергнуты временной чистке в течение двух месяцев.

Таблица VII (продолжение)

Индекс пласта и места от- бора	ϕ	λ	N	A°	B°	D°_b	J°_b	D°_h	J°_h	K	a°_{95}	Группа, ко- ординаты полюса
SDB	50,6	11,2	10	95,1	33,9	14,2	81,1			44,0	7,4	Ia
SDA I,II,III,V, VI, DB(R)DD			42			228,8	-34,1	14,3	49,0	90,1	5,1	
Σ DA I,II,III,V, VI, DB(R) DD			S=8			227,4	-33,7	214,8	-38,8	26,7	4,3	SI ₂
SDCI	50,4	11,2	6	149,8	44,0	154,3	61,0	214,0	-39,3	35,4	9,4	Σ I ₂
SDC II	50,4	11,2	6	141,9	43,2	146,8	63,1	322,0	73,8	22,9	14,3	
SDC	50,4	11,2	12	145,8	44,2	150,7	62,1	312,1	74,7	11,0	21,0	
SDD (+)	50,6	11,0	(5)	148,1	40,2	210,9	42,8	317,3	74,3	16,3	1,1	IIa
SDD (-)	50,6	11,0	(10)	149,0	31,7	247,5	-41,0	266,6	38,1	3	-	
SDE	50,5	12,2	5			21,1	41,9	220,2	-38,3	60,7	5,1	
SDH	50,5	12,2	9	115,4	74,9	174,3	43,5	19,2	36,0	10,4	24,7	I _d
								246,4	33,7	10,3	24,8	
										34,7	13,2	IIc
										32,8	13,5	

wDE I-VI	50,5	12,2	6	196,8	16,6	128,3	49,5			27,8	12,9	
								115,3	52,9	53,2	9,3	
S(wp)DE	50,5	12,2	7	196,8	16,6	134,4	50,5	120,8	54,8	21,4	13,3	IIb
										32,4	10,8	
rDA IV	50,6	11,2	1	70	30	217,5	59,0	231,0	31,7	51,9	12,9	
pDE III	50,5	12,2	1	200	12	171,8	49,0	162,8	59,1	112,4	8,7	
SrDA IV (1)			29			158,6	55,1			14,6	7,2	S III
DCI,II (12)								242,5	71,6	4,4	14,5	
wDE, pDE (2)												
DH (9)												
SCC (-)	49,75	14,0	5(26)			296,0	-29,2	298,2	-2,7	9,3	26,3	
										7,8	28,8	
SCC (-)			4			292,8	-23,0	294,6	5,0	9,9	30,4	Без 4
										9,9	30,5	
SCC (+)			4(16)			280,6	30,8	267,9	52,1	6,1	39,9	
										6,8	37,4	
SCC (+)			3			271,6	38,0	253,6	54,2	6,1	53,1	Без (3)
										6,3	51,9	
SCACC (-)			15(69)			274,6	-29,5			10,9	12,1	
			(10+5)					274,3	-18,8	7,7	14,7	
SCACC (-)			10			265,6	-33,2			14,0	13,3	$\lambda_{(-)}=270,2;$ $\phi_{(-)}=-9,1$
			(8+2)					264,3	-28,5	12,8	14,0	
SCACC(-)an			5(1+4)					284,9	1,4	42,4	11,9	
SCACC (+)			10			288,7	32,4			10,3	15,7	
			(6+4)					289,6	39,8	8,0	18,1	
SCA (-)	49,7	13,9	10(43)			264,5	-28,7			17,9	11,7	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
								262,1	-25,1	17,1	12,0	

Таблица VII (продолжение)

Индекс пласта и места отбора	ϕ	λ	N	A°	B°	D° _b	J° _b	D° _h	J° _h	K	a ₉₅	Группа, координаты полюса
SCA (-)			7			256,7	-31,8			23,4 26,1	12,7 12,0	Без 2, 6, 10
SCA (+)			5(27)			298,0	36,3			17,6	18,7	(1), (2), (3), (4), (5)
SCA (+)			4			290,2	37,7	303,8	33,4	15,3	20,1	Без (2)
SCB (-)	49,75	14,0	7(36)			259,7	-60,3	295,7	37,7	27,8 45,4	17,7 13,8	Без (2)
SCB (-)			5			269,6	-55,1	275,5	-34,3	12,3	17,8	$\lambda = 260,2$; $\phi = -36,2$
SCB (-)								282,4	-26,7	25,2 18,6	15,5 18,1	Без (4), (7); $\lambda = 259,2$; $\phi = -26,7$
SCACC (+)			9(43) (5+4)			287,0	35,1			10,5	16,6	SI
SICACC (+)			3(2+1)			317,4	35,7	288,7 321,6	40,0 37,0	7,1 9,3	20,6 41,9	$\lambda_{(+)} = 281,6$
SIIACC (+)			6 (4+2)			272,7	32,0			17,6	16,4	$\phi_{(+)} = 25,3$
								272,5	38,0	10,1	22,0	
SCD (+)	49,75	13,85	6(19)					274,9	68,5	3,2	43,9	SII, без 1, 3, 4
SCD (+)			3			291,6 331,2	61,7 51,5			7,5 35,4	25,9 20,9	$\lambda = 255,1$ $\phi = 62,2$
SCD (-)			4(12)			160,7	-61,5	326,8	45,7	4,5	63,1	
SCK (-)	49,8	13,8	4(22)			176,1	-39,3	183,1	-57,8	K < 3 K < 3	28,6 17,4	
SCDCK (-)			8 34)			171,3	-48,8	183,5	-41,7	83,1	10,1	
SCDCK (-)			6			172,4	-43,6	183,3	-48,4	4,9 5,4	27,6 26,0	SIII; $\lambda = 5,5$; $\phi = -69,4$
SCE	49,8	13,8	8	322,7	34,8	162,3	-2,7	181,9	-41,4	13,6 59,8	18,8 8,7	$\lambda = 9,9$ $\phi = -64$
SCF (-)	49,8	13,8	6	104,0	17,2	143,4	-40,9	167,0	-34,9	11,1 10,6	17,3 17,7	
SCF (+)			8			70,2	52,6	136,5	-27,0	25,0 24,8	13,6 13,7	SIVa
SCG	49,8	13,8	13	347,3	20,7	133,3	-49,9	30,5	70,8	20,5	12,5	
SCG (An)			3			318,7	-58,8	113,7	-62,5	34,1 28,5	7,2 7,9	SIVb
SCH	49,8	13,8	7	12,2	15,8	131,8	-45,6	329,8	-43,2	61,7 22,5	15,8 26,4	
SCJ (-)	49,8	13,8	10	14,8	12,8	138,8	-24,9	118,3	-50,6	97,9 62,9	5,9 7,7	SIVc
SCJ (+)	49,8	13,8	3			114,4	23,0	133,7	-30,2	35,2 33,3	8,2 8,5	
								117,2	19,7	23,6 20,0	25,7 28,0	

Таблица VII (окончание)

Индекс пласта и места отбора	ϕ	λ	N	A°	B°	D°_b	J°_b	D°_h	J°_h	K	a_{95}	Группа, координаты полюса
SCK	49,8	13,8	4	320,9	13,2	176,1	-39,3			28,6	17,4	
Σ CF,CG, CH	49,8	13,8	S=3			136,4	-45,6	183,5	-41,7	83,1	10,1	
SCF, CG, CH			(N=26)			135,4	-46,8	125,4	-47,2	161,9	9,7	Σ I, II, III
SCE,CF,CJ			(N=24)			148,1	-22,2			15,5	7,4	SIV
								122,7	-51,7	10,7	9,5	$\Lambda = 59,4$ $\Phi = -43,6$;SV
								144,6	-31,8	13,3	8,4	$\Lambda = 67,7$ $\Phi = -46,8$
SCE, CF, CJ, CG, CH			(N=44)			142,1	-34,8			11,1	6,8	$\Lambda = 72,1$ $\Phi = -47,0$
								134,5	-44,9	10,6	6,9	$\Lambda = 87,1$ $\Phi = -48,3$

- Буха В. Анализ палеомагнитных исследований горных пород Чехословакии. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., "Наука", 1965.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М. Результаты палеомагнитных исследований верхнекембрийских красноцветов Иркутского амфитеатра. — "Физика Земли", 1968, № 6.
- Гусев Б.В. Палеомагнитная реконструкция взаимного расположения складчатых сооружений Русской и Сибирской платформ в докембрии. — В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. III. Баку, 1973.
- Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. Палеомагнитные исследования стратифицированных пород Восточной Сибири. — В кн.: Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири, вып. 4. М., "Недра", 1970.
- Колюн М.И. Стратиграфо-литологический очерк верхоленской свиты кембрия, среднего и верхнего течения р. Лены. — "Материалы ВСЕГЕИ", 1959, вып. 21.
- Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. Л., 1971.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР, вып. 2. М., 1973.
- Палеомагнетизм палеозоя. — "Труды ВНИГРИ", 1974, вып. 335.
- Родионов В.П. О дипольности земного магнитного поля в позднем кембрии и ордовике на юге Сибирской платформы. — "Геол. и геофиз.", 1966, № 1.
- Родионов В.П. Сопоставление разрезов верхнего кембрия и ордовика южной окраины Сибирской платформы по зонам прямой и обратной намагниченности. — "Труды ВНИГРИ", 1966, вып. 247.
- Родионов В.П., Сидорова Э.П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 204.
- Родионов В.П., Храмов А.Н. Новые данные о геомагнитных инверсиях в раннем палеозое. — В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. III. Баку, 1973.
- Томчик С. Новейшие результаты исследований в области стратиграфии и тектоники ордовика и силура Польши. — "Геол. и геофиз.", 1965, № 12.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. — "Труды ВНИГРИ", 1967, вып. 256.
- Beales F.W., Carracedo J.C., Strangway D.W. Paleomagnetism and the origin of Mississippi valley-type ore deposits. — "Canad. J. Earth Sci.", 1974, v. 11, N 2.
- Benkova N.P., Chramov A.N., Cherevko T.N., Adam N.V. Spherical Analysis of the Palaeomagnetic Field. — "Earth, Planet. Sci. Letters", 1972, v. 4.
- Buchà V. Results of palaeomagnetic research on rocks of Precambrian and Early Palaeozoic age in Czechoslovakia. — "J. Geomagn. and Geoelectr.", 1965a, v. 17, N 3, 4.

- Buchà V. Interpretation of results of Palaeomagnetic research. – In: Geofyz. sborn., N 206, NČSAV. Praha, 1965b.
- Buchà V. Palaeomagnetism and Plate tectonics since the Lower Palaeozoic. – "Studia geophys. et geod.", 1975a, v. 19, N 1.
- Buchà V. Palaeomagnetism and the continental drift. – "Studia geophys. et geod.", 1975b, v. 19, N 3.
- Creer K.M. Palaeozoic palaeomagnetism. – "Nature", 1968, v. 219.
- Creer K.M. A review of palaeomagnetism. – "Earth Sci. Rev.", 1970, v. 6
- Malkowski Z., Tomczyk H. Palaeomagnetic directions in the Ordovician of the Swätokrzyskie Mts, against the background of regional data. Part I. – "Mat. i prace Inst. Geofiz.", 1973, v. 60.
- Malkowski Z., Tomczyk H. Palaeomagnetic directions in the Ordovician of the Swätokrzyskie Mts against the background of regional data. Part II. – "Mat. i prace Inst. Geofiz.", 1974, v. 82.
- Mc Elhinny M.W. Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge Univ. Press, 1973.
- Palaeomagnetic studies in the British Caledonides. – "Geophys. J.", 1973, v. 34, N 1.
- Rother K. Paleomagnetische Forschungen in der DDR. – "Wissenschaftliche Zeitschrift den Gumbolt Universität zum Berlin. Math. und Nat. R.", 1973, v. 22, N 6.
- Smith A.G., Briden J.C.; Drewry G.E. Phanerozoic world maps. – In: Organisms and continents through time. Spec. papers in Palaeontology 12. London, 1973.
- Watson G.S., Irving E. Statistical methods in rock magnetism. – "Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Supp.", 1957, v. 7.

СОДЕРЖАНИЕ

Е.М. Рудич, М.Н. Шапиро

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И СООТНОШЕНИЕ ЕВРАЗИИ
И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ. 3

Л.П. Зоненшайн

РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКЕАНОВ 28

М.Л. Баженов

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОТЕКТОНИКА 72

В. Буха, З. Малковски, Г.Н. Петрова,
В.П. Родионов, К. Ротер, А.Н. Храмов

ПРОБЛЕМА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ДРЕЙФА
НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ
ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЖ-
НЕГО ПАЛЕОЗОЯ 86

УДК 551.24.01

Тектоника плит и соотношение Евразии и Северной Америки. Рудич Е.М., Шапиро М.Н. "Дрейф континентов". М., "Наука", 1976 г., с. 3-27.

Проведены палеотектонические реконструкции, использующие методику, предлагаемую новой глобальной тектоникой. Установлено, что Северо-Восток Евразии и Северная Америка не могут рассматриваться в качестве самостоятельных литосферных плит, отстоявших друг от друга на 2000 км и сближенных в результате встречных движений, развивавшихся в течение последних 180 млн. лет. Показано, что структурное единство Евразии и Северной Америки существовало в течение всего фанерозоя. Рассмотрены различные варианты границ между Евразийской и Северо-Американской плитами, предлагаемые плитовой тектоникой, и отмечено, что эти границы не только не согласуются с геологической структурой, но и не удовлетворяют требованиям, вытекающим из допустимых кинематических схем движения плит.

Табл. 1. Ил. 9. Библ. 31 назв.

УДК 551.73(46)

Реконструкции палеозойских океанов. Зоненшайн Л.П. "Дрейф континентов". М., "Наука", 1976 г., с. 28-71.

Произведены реконструкции океанических бассейнов, существовавших в палеозое на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показано, что они формировались в результате спрединга океанического дна. Глобальный синтез материалов позволил представить серию палинспастических реконструкций бывшего расположения океанов и континентов для всего земного шара. Эти реконструкции основаны главным образом на геологических материалах. В частности, выявление прошлых океанических бассейнов возможно благодаря существованию и хорошей изученности офиолитовых комплексов, но учтены также и палеомагнитные результаты.

Ил. 15. Библ. 77 назв.

УДК 550.384(71)

Палеомагнетизм и геотектоника. Баженов М.Л. "Дрейф континентов". М., "Наука", 1976 г., с. 72-85.

Проведен реферативный обзор зарубежных работ за 1970-1974 гг. по применению палеомагнитных методов для решения тектонических задач. Показано, что палеомагнетизм применим для решения тектонических задач различного масштаба - от глобальных до узколокальных - на породах от докембрийского до верхнекайнозойского возраста. Особо отмечались работы, в которых палеомагнитные результаты были подтверждены данными других геологических наук.

Ил. 5. Библ. 72 назв.

УДК 550.38

Проблема континентального дрейфа на территории Евразии по данным палеомагнитных исследований нижнего палеозоя. Буха В., Малковски З., Петрова Г.Н., Родионов В.П., Ротер К., Храмов А.Н. "Дрейф континентов". М., "Наука", 1976 г., с. 86-202.

Породы ордовика и кембрия, отобранные в Сибири и Центральной Европе, были подвергнуты тщательному анализу и лабораторным исследованиям, в результате чего установлено, что с ордовика до наших дней произошло существенное смещение Азии относительно Европы.

Табл. 18+7. Ил. 37. Библ. 30 назв.

1 р. 04 к.

1971